

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Новосибирский государственный университет

Геология и магматизм конвергентных окраин тихоокеанского типа

На основе курса лекций
проф. Шигенори Маруяма (Япония)

Новосибирск

2018

УДК 551.14+551.2.03+551.21+551.24+552.11

ББК 26.324+26.325+26.21

Г36

Авторы:

Ш. Маруяма, И. Ю. Сафонова, О. М. Туркина, О. Т. Обут,
С. К. Кривоногов, А. В. Гурова

Рецензент

канд. геол.-минер. наук Н. Ю. Матушкин

Издание подготовлено в рамках реализации проекта № 14.Y26.31.0081 «Мультидисциплинарное изучение складчатых поясов тихоокеанского типа и создание согласованной модели эволюции океанов, их активных окраин и мантийного магматизма» по гранту Правительства Российской Федерации для государственной поддержки научных исследований, проводимых под руководством ведущих ученых в российских образовательных организациях высшего образования (Постановление № 220).

Г36 Геология и магматизм конвергентных окраин тихоокеанского типа / Ш. Маруяма, И.Ю. Сафонова, О.М. Туркина и др.; Новосиб. гос. ун-т. – Новосибирск: ИПЦ НГУ, 2018. – 96 с.

ISBN 978-5-4437-0843-0

Издание основано на курсе лекций профессора Шигенори Маруяма (Япония), прочитанных на геолого-геофизическом факультете Новосибирского государственного университета в 2017 и в 2018 годах. Рекомендуются для студентов старших курсов и аспирантов всех геологических специальностей. Представляет интерес для широкого круга исследователей в области наук о Земле.

УДК 551.14+551.2.03+551.21+551.24+552.11

ББК 26.324+26.325+26.21

© Новосибирский государственный
университет, 2018

© Ш. Маруяма, И.Ю. Сафонова,

О.М. Туркина, О.Т. Обут,

С.К. Кривоногов, А.В. Гурова, 2018

ISBN 978-5-4437-0843-0

Содержание

Введение	4
1. Понятие «конвергентная окраина тихоокеанского типа» (КОТТ)	7
2. Понятие «орогения»	9
3. Два типа орогенов: тихоокеанский и коллизионный	14
3.1. Структура орогена тихоокеанского типа	14
3.2. Структура орогена коллизионного типа	18
4. Орогенные пояса тихоокеанского типа: строение и эволюция	21
4.1. Главные характеристики орогении тихоокеанского типа	21
4.2. Современные орогены тихоокеанского типа	24
5. Петрологические процессы в орогенах тихоокеанского типа	27
5.1. Петрологические аспекты орогеннии тихоокеанского типа	27
5.1.1. Миграция вещества и флюидов в мантийном клине	28
5.1.2. Температура магмогенерации над зоной субдукции	35
5.1.3. Дегазация водонасыщенной магмы и сейсмичность	35
5.2. Образование гранитных магм	36
5.3. Количество гранитного материала	40
6. Тектоническая эрозия	42
6.1. Тектоническая эрозия и образование континентальной коры	42
6.2. Разрушение элементов и структуры орогенного пояса	42
6.3. Перспективы изучения тектонической эрозии	44
7. Стратиграфия океанической плиты (СОП)	51
7.1. Концепция стратиграфии океанической плиты	51
7.2. Типы отложений СОП	59
7.3. Элементы СОП в аккреционных комплексах	68
7.4. Эволюция отложений СОП; значение СОП для реконструкции геодинамических обстановок	70
Заключение	75
Список литературы	77

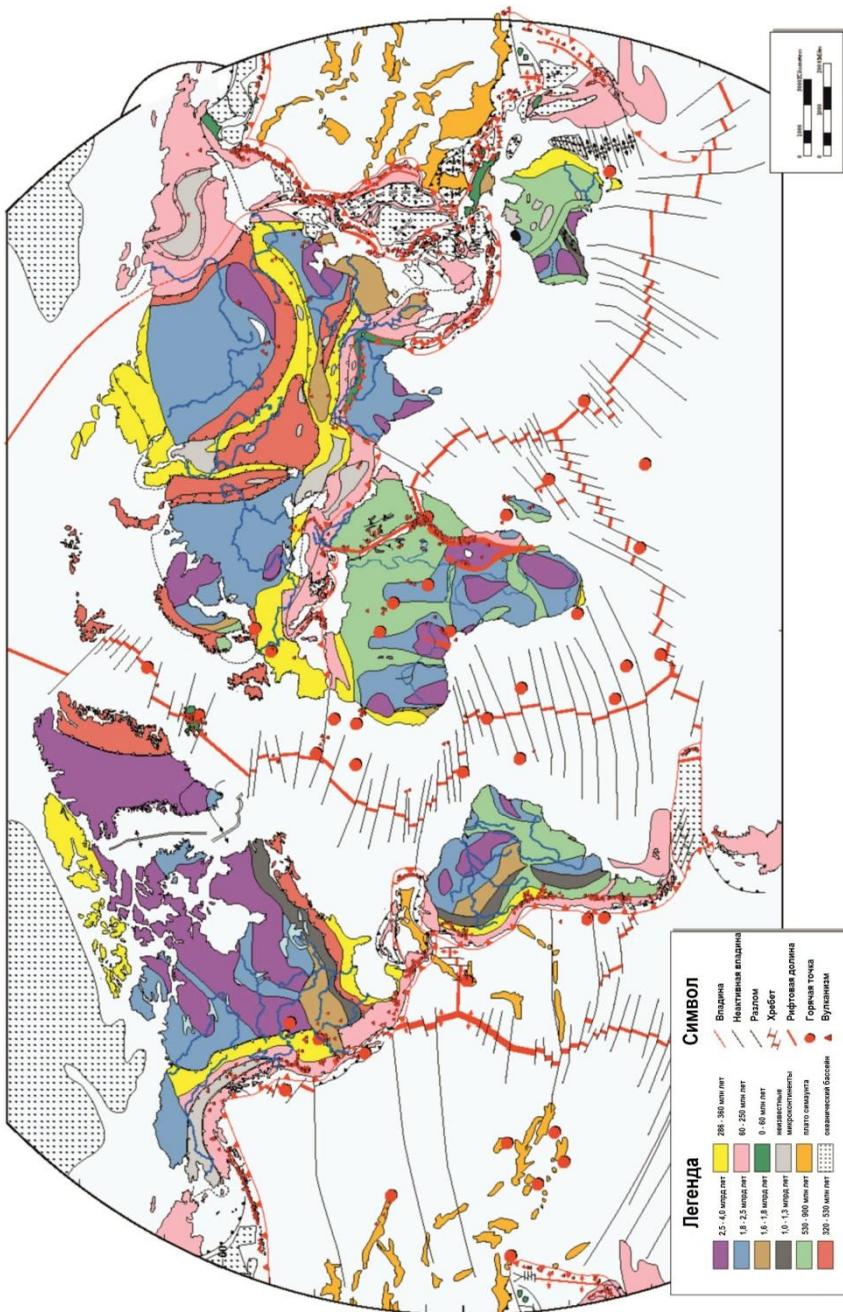
Введение

Орогеня тихоокеанского типа (ОТТ) является результатом субдукции (погружения) океанической литосферы и включает процессы надсубдукционного магматизма, аккреции (причленения) материала океанической коры и островных дуг к активным континентальным окраинам и образования невулканических дуг (эксгумация метаморфических поясов высоких давлений и высоких и низких температур: HP-LT – голубые сланцы, HT-HP – эклогиты). Она отличается от орогении коллизионного типа (ОКТ), связанной с коллизией (столкновением) континентов и включающей образование мощных складчато-надвиговых поясов, метаморфических поясов высоких и средних температур и давлений (HT-HP, MT-MP), син-орогенный гранитоидный магматизм, образование континентальных моласс и т.д. Процессы субдукции океанической литосферы являются главным механизмом образования ювенильной (новой) континентальной коры в постархейское время. На конвергентных окраинах тихоокеанского типа рост коры происходит за счет надсубдукционного магматизма, в первую очередь, во внутриокеанических дугах, а также аккреции фрагментов океанической коры. Вместе с тем, в процессе формирования орогенов тихоокеанского типа происходит частичное или полное разрушение континентальной коры в результате тектонической эрозии и последующей субдукции эродированного материала в мантию. С момента разработки оригинальной концепции ОТТ в 70-х годах прошлого столетия (Dewey, Bird, 1970) появились новые данные, которые позволили частично пересмотреть исходную модель и выделить ее новые аспекты, в первую очередь, существенный прирост коры за счет тоналит-трондьемит-гранодиоритового (ТТГ) магматизма и эффект тектонической эрозии. Современная модель ОТТ подразумевает семь стадий роста орогена (в скобках указаны места их современного проявления): 1) начальная аккреция (южное окончание Анд); 2) надсубдукционный магматизм; 3) эксгумация пород средней коры, (немагматические дуги Индонезии); 4) гидратация пород и региональный/барровианский метаморфизм (полуостров Кии, Япония); 5) начальная стадия эксгумации высокобарических и высокотемпературных метаморфических пород (полуостров Олимпийский, США); 6) выход на поверхность ядра орогена - метаморфического пояса (аккреционный

комплекс Шиманто, Япония); 7) пост-орогенный процесс и тектоническая эрозия (Марианский и Нанкайский глубоководные желоба).

Главные составляющие орогена тихоокеанского типа это - аккреционный комплекс, который включает в себя фрагменты пород океанического дна (в том числе аккрецированные океанические плато, острова и поднятия), мощные терригенные образования глубоководного желоба (турбидиты, граувакки), островная дуга, метаморфический пояс, немагматическая дуга. Классическая концепция ОТТ подразумевает добавление к аккреционному комплексу пород коры континентального типа, таких как ТТГ, образованных над зоной субдукции. Новым аспектом ОТТ являются ранее мало учитываемые процессы ее разрушения в результате тектонической эрозии, масштабы которой на конвергентных окраинах современной Циркум-Пацифики позволили предположить погружение больших объемов корового материала в мантию. Таким образом, конвергентные окраины тихоокеанского типа являются местом активного взаимодействия океанической и континентальной литосферы и единственным местом на Земле, где происходит обмен веществом между мантийным и верхнекоровыми резервуарами. На Земле процессы орогении и образования орогенных поясов (orogenic belts) тесно связаны с циклами Вильсона: открытием и закрытием океанов, распадом и амальгамацией суперконтинентов. То есть орогенные пояса мира маркируют всю геологическую историю нашей планеты от архея до кайнозоя (рис. 1). В данном пособии представлены общие сведения об орогении тихоокеанского типа, обсуждены ее отличия от орогении коллизионного типа, структура и геодинамика орогенов тихоокеанского типа, их главные составляющие – аккреционный комплекс, глубоководный желоб, метаморфический пояс, вулканическая дуга, отложения океанической плиты (или стратиграфия океанической плиты – СОП). Обозначены современные проблемы и даны идеи для студентов – будущих ученых - для дальнейших исследований.

Авторы монографии выражают благодарность рецензенту к. г.-м. н. Н.Ю. Матушкину, хотя они не смогли учесть все его замечания, т.к. не все взгляды проф. Ш. Маруяма разделяются другими исследователями этих вопросов.



1. Понятие «конвергентная активная окраина тихоокеанского типа»

Существует три основных типа границ между тектоническими плитами: дивергентные, конвергентные и трансформные. Дивергентные границы представляют собой срединно-океанические хребты и межконтинентальные рифты, т.е. зоны растяжения земной коры, сопровождающиеся магматизмом, связанным с декомпрессионным плавлением. Конвергентные границы – это зоны схождения (столкновения) и взаимодействия плит (рис. 1, 2).

Конвергентная окраина тихоокеанского типа (КОТТ) – это тектонически активная зона на границе плит, в том числе в зоне перехода от океана к континенту, характеризующаяся интенсивными проявлениями вулканизма и высокой сейсмичностью (рис. 2). КОТТ характеризуются наличием глубоководных желобов, разделяющих области континентальной и океанической коры в зоне выхода на поверхность наклонных сейсмофокальных зон (зон Беньоффа). В отличие от дивергентных границ КОТТ представляет собой зону взаимодействия между двумя океаническими плитами (островодужный тип, присущий западной Пацифике) или зону взаимодействия между океанической плитой и активной континентальной окраиной (андийский тип, присущий восточной Пацифике). КОТТ развивается над уходящей под нее зоной субдукции плит (Mitchell, Reading, 1969), т.е. это любая зона субдукции, за исключением только Зондской дуги, если говорить о современных процессах.

В процессе субдукции верхние слои океанической литосферы, т.е. в первую очередь осадочные породы и, в меньшей степени, магматические породы, «срезаются» с поверхности плиты, «скачиваются» по надвигам и



Рис. 1. Тектоническая карта Земли. Все континенты включают орогенные пояса, сформированные в результате орогений тихоокеанского и коллизионного типа. С самых древних времен около 4 млрд лет назад* орогенция тихоокеанского типа привела к формированию огромного количества континентальной коры типа ТТГ, и в настоящее время орогены тихоокеанского типа занимают более 1/3 поверхности Земли. Карта показывает геологическую летопись распада и формирования континентов (Maruyama et al., 2011).

*Не все авторы разделяют представления Ш. Маруяма о субдукционном механизме формирования коры в до неархейское время.

Конвергентная окраина тихоокеанского типа

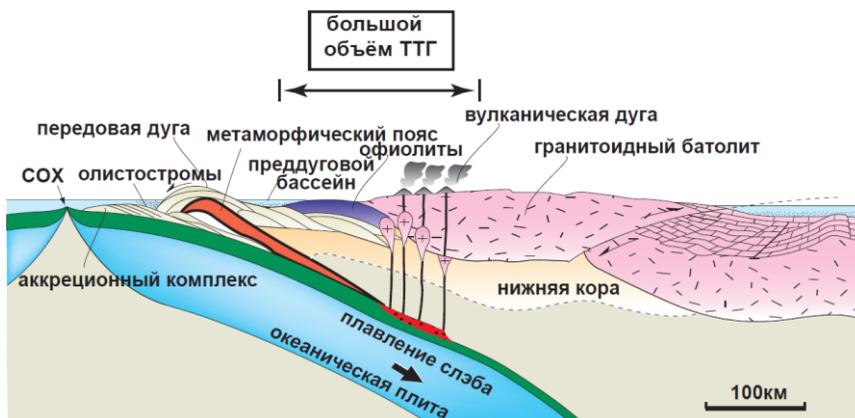


Рис. 2. Конвергентная окраина западно-тихоокеанского типа и ее основные элементы: зона субдукции, субдукцирующая океаническая плита, аккреционный комплекс, передовая дуга с преддуговым бассейном, вулканическая дуга, задуговой бассейн. Рисунок по работе Maruyama et al. (2011). На КОТТ восточной Пацифики отсутствует задуговой бассейн

присоединяются в виде тектонических пластин к активной окраине с образованием над зоной субдукции аккреционного комплекса. При таком механизме образования аккреционных комплексов нарушаются исходная стратиграфическая последовательность и внутриформационные взаимоотношения между вулканическими и осадочными породами океанической плиты. Согласно (Kusky et al 2013) стратиграфическая последовательность осадочных и вулканических пород, образованных на океанической коре в период со времени ее образования в зоне срединно-океанического хребта до времени их включения в аккреционную призму на конвергентной окраине, называется последовательность стратиграфии океанической плиты (СОП) или Ocean Plate Stratigraphy (OPS). В результате аккреционные комплексы, которые исследователи выделяют и изучают в составе современных и древних орогенных поясов тихоокеанского типа, образованных на месте КОТТ, имеют обычно очень сложную стратиграфию и структуру, включающую множество перемежающихся и/или надвинутых друг на друга тектонических пластин (рис. 3).

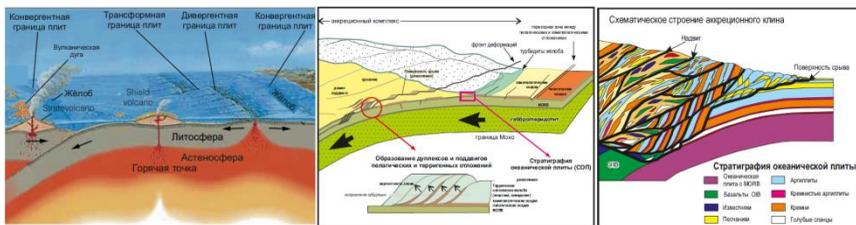


Рис. 3. Структурные элементы орогении тихоокеанского типа (слева), модель образования аккреционного комплекса (посередине) и строение аккреционного комплекса (справа), реконструированное для пояса Мино-Тамба, о. Хонсю, Япония, справа (Wakita, 2012). См. также рис. 25

2. Понятие «орогения»

Что такое орогения (orogeny)? Прямой перевод этого английского термина подразумевает орогенные движения или, иными словами, движения коры, связанные с горообразованием. Теория орогенеза или орогении активно обсуждалась в конце 1960х – начале 1970х годов. Распознавание орогенных поясов тихоокеанского типа было неоднозначным и недостаточно строгим, так же, как впрочем, и поясов коллизионного типа. Неясными оставались составляющие элементы, геологические структуры и хронологические рамки. В качестве современного аналога поясов коллизионного типа были взяты Гималаи, а для поясов тихоокеанского типа – Анды. Японский архипелаг даже не рассматривался, как стандарт поясов тихоокеанского типа, из-за небольшой высоты гор в сравнении с Андами (более 4000 м над уровнем моря), поскольку в то время высота гор была одним из основных показателей орогении. Более четкое определение признаков этих двух типов орогении заняло почти 20 лет. В частности, много времени было посвящено изучению трендов изменения температуры и давления при образовании региональных метаморфических поясов во всем мире, что сейчас считается одним из важных показателей орогении. Поскольку орогения - комплексное понятие, для его определения надо использовать знания из структурной геологии, метаморфической и магматической петрологии, геохронологии, геофизики и других дисциплин.

В современном представлении термин «орогения» включает в себя рост континентальной коры за счет магматизма, региональный метаморфизм, образование новых геологических структур или рост гор за счет тектонических движений, а также разрушение новообразованных горных сооружений в ходе экзогенных процессов и транспортировку продуктов их разрушения в океан. В масштабе геологического времени такой цикл орогении занимает относительно короткое время – около 100 миллионов лет и приводит к образованию нового орогенного пояса (orogenic belt). Таким образом, одним термином орогения мы передаем важнейшее и комплексное явление в геологической истории Земли.

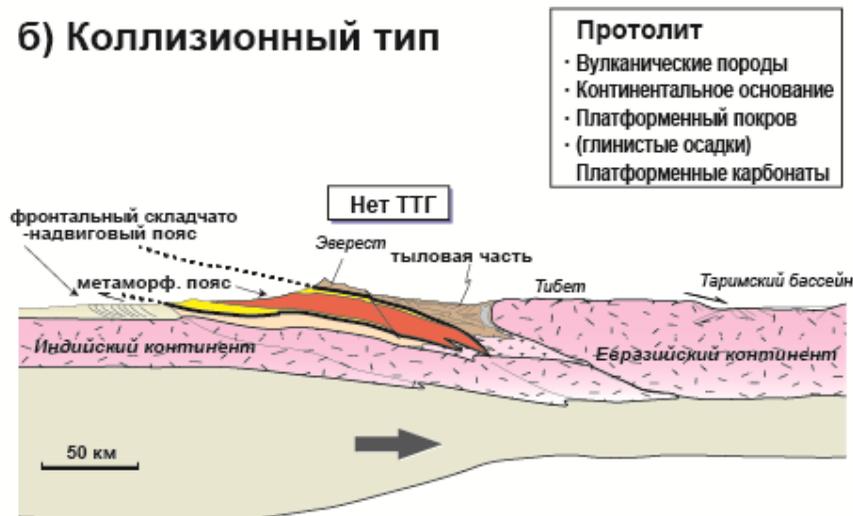
Термин «орогения» существовал еще до появления концепции тектоники плит (plate tectonics). На основании новых взглядов на историю Земли Дьюи и Бёрд (Dewey, Bird, 1970) разделили понятие «орогения» на два типа: тихоокеанский (Pacific-type orogeny) (рис. 4а) и альпийско-гималайский или коллизионный (collision-type orogeny) (рис. 4б). В поясах первого типа образуются большие объемы континентальной коры типа ТТГ (новой или ювенильной), в то время как в орогенах второго типа новая кора не образуется, а происходит рециклинг коры и существенное изменение/преобразование ранее существовавших геологических структур. Орогены обоих типов имеют субгоризонтальную структуру и схожие элементы, в первую очередь, ядро орогена, представленное поясом регионального метаморфизма высоких давлений, зажатым по типу сэндвича между верхней и нижней слабометаморфизованными или неметаморфизованными толщами/пластинами. Характерной чертой коллизионного орогена является его вергентность, направленная в сторону океана и передовой складчато-надвиговой пояс, а характерной чертой тихоокеанского – олиострома, надвинутая также в сторону океана (Maruyama, 1997). Протолиты метаморфических пород для орогенов тихоокеанского и коллизионного типа имеют различный литологический и химический состав (Maruyama et al., 1996).

а) Тихоокеанский тип



- Протолит**
- MORB, симаунты
 - Турбидиты (граувакки)
 - Рифовые известняки
 - Кремни, Mn-нодули

б) Коллизионный тип



- Протолит**
- Вулканические породы
 - Континентальное основание
 - Платформенный покров (глинистые осадки)
 - Платформенные карбонаты

Рис. 4. Орогенные пояса тихоокеанского (а) и коллизионного (б) типа (Miyayama et al., 2011)

Примером орогении первого типа является горный хребет Анды в Южной Америке, а примером орогении второго типа является горный хребет Гималаи в Азии. Дьюи и Бёрд также выявили различные

структурные элементы тектонических плит, на основании чего подразделили выделенные ими типы орогении более детально. Принципы этого подразделения были систематизированы Мияширо с соавторами (Miyashiro et al., 1982).

После публикации Дьюи и Бёрда (Dewey and Bird, 1970) обе модели орогении развивались в форме противопоставления. Для большинства европейских и американских геологов был понятен коллизионный тип орогении, например, в Европе раннепалеозойский каледонский, среднепозднепалеозойский балтийский и кайнозойский альпийский орогенные пояса относятся к континентальному коллизионному типу. Такие же пояса распространены и в восточной части Североамериканского континента. Поскольку центром геологических представлений длительное время оставался коллизионный тип орогенеза, западным геологам нужно было объяснить, что такое тихоокеанский тип орогенеза. Это было сделано А. Мияширо с соавторами (Miyashiro et al., 1982) и вызвало огромный научный интерес.

Между тем развитие представлений о тихоокеанском типе орогении не было поступательным и всегда логичным. Так, восточное побережье Североамериканского континента представлено Аппалачским орогенным поясом коллизионного типа, а западное, обращенное к Тихому океану, таковым не является. Однако некоторые ученые пытались по-прежнему объяснить происхождение гор западного побережья Северной и Южной Америк (Кордильер и Анд) коллизионными процессами. В качестве драйвера коллизии континентальных масс рассматривалось попадание в глубоководный желоб крупных океанических поднятий, таких как океанические плато и острова, например, плато Онтонг-Ява и древние внутриокеанические дуги. Более того, ряд ученых полагали, что такие острова, плато и дуги, захваченные, например, аккреционными призмами Южной Америки не просто коллидируют, а скользят вдоль глубоководного желоба (рис. 1) через экватор до Аляски. При этом каждое латерально перемещающееся геологическое тело получало собственное имя, например, Лангерийский террейн (Langerian terrain) (Coney et al., 1980).

В то же время японские ученые в рамках исследований микрофоссилий аккреционных комплексов изучили триасовые конодонты орогенного пояса

Мино-Тамба (Mino-Tamba Belt) (рис. 5), разработали эволюционную филогению глубоководных кремней по конодонтам и выдвинули концепцию «стратиграфии океанической плиты» (Oceanic Plate Stratigraphy) (Isozaki et al., 1990; Matsuda and Isozaki, 1991; Wakita, 1988, 2000, 2011). После этого наступила золотая эра исследований позднепалеозойских пород Японского архипелага. Не обращая внимания на это инновационное исследование, некоторые японские исследователи предпочитали следовать «террейновому буму», идущему из Северной Америки. Они создавали

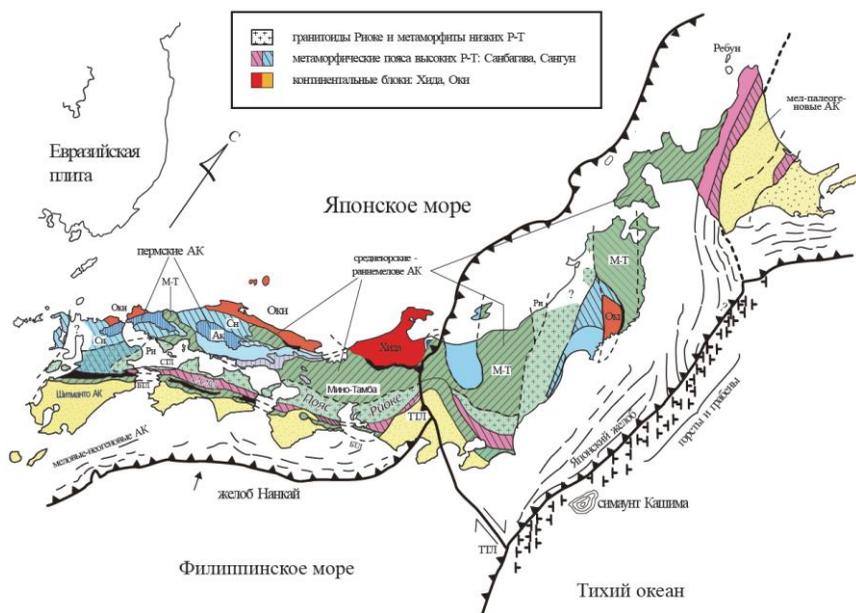


Рис. 5. Тектоническая схема Японских островов – типичного орогенного пояса тихоокеанского типа (Isozaki et al., 2010). Сокращения: Ак -Акиоши, М-Т – Мино-Тамба, Ри – Риоке, Сн – Сангун, С-С-М –Санбозан-Санбагава-Микабу. Тектонические линии: БТЛ - Бузуко, ТТЛ - Танакура, СТД – средняя

новые термины, такие как «пояса структур латерального смещения» (lateral displacement structure bands), «Мино террейн» или «Куросегава террейн». В результате появилась теория, что структурная линия Танагура (Tanagura structure line) – разлом, разделяющий разновозрастные толщи на самом

большом японском острове Хонсю (рис. 5, линия ТТЛ), была зоной латеральных перемещений до того, как появилось Японское море (Yamakita and Otoh, 2000).

Несмотря на все достижения геологической науки последних лет, представления Дьюи и Бёрда об орогении тихоокеанского типа, появившиеся в 1970-х годах, до сих пор игнорируются многими геологами, как в науке, так и в образовании. В мировой геологии концепция орогении коллизионного типа доминирует, как теория на все случаи жизни, несмотря на то, что в 1990-е годы и позже в 2000-е появились работы о сравнении аккреционных (по сути тихоокеанских) и коллизионных орогенов (Windley, 1992; Maquyama et al., 1996; Windley et al., 2002). Поэтому чрезвычайно важно обсудить роль орогении тихоокеанского типа в эволюции Земли. Ниже представлены общие знания об орогении тихоокеанского типа, оопределены ее отличия от орогении коллизионного типа, обозначены современные проблемы и представлен идеи для дальнейших исследований.

3. Два типа орогенов: тихоокеанский и коллизионный

3.1. Структура орогена тихоокеанского типа

Орогены тихоокеанского типа образуются над зоной субдукции океанической плиты под активную континентальную окраину или внутриокеаническую дугу, заложенную над океанической плитой. Понятия «аккреционный и/или субдукционный ороген» близки по значению, но не являются синонимами, т.к. в понятии «ороген тихоокеанского типа» важную роль играем метаморфический пояс, образующийся при выдавливании метаморфических пород по модели wedge extrusion (см. Главу 4). Структура орогенного пояса тихоокеанского типа почти горизонтальная (рис. 4а). Составляющими элементами являются его ядро - региональный метаморфический пояс, пояс гранитоидных батолитов и пояс кислых вулканических пород шириной 200-300 км. Между метаморфическим поясом и поясом батолитов находится преддуговой бассейн. Пояс регионального метаморфизма имеет симметричное строение и отделен от

выше и ниже лежащих пород парными разломами или сбросами. Материал геологических тел, перекрывающих и подстилающих метаморфический пояс, практически не метаморфизован или слабо метаморфизован. Ширина метаморфического пояса 200-300 км, протяженность более 2000 км, а мощность менее 2 км, что отличает его от пояса батолитов, мощность которого около 15 км.

Субгоризонтальный пояс регионального метаморфизма, сформированный в условиях высоких температур и высоких давлений (HP-HT), расположен в средней части орогена (рис. 4а), и его мощность обычно не превышает 2 км. Он существенно отличается от пояса голубых сланцев, т.е. метаморфических пород низких температур, но высоких давлений (LT-HP), также расположенного в ядре орогена и характеризующегося метаморфическим трендом против часовой стрелки. В пространстве пояс регионального метаморфизма граничит с батолитовым поясом (ТТГ). Максимальные значения температур и давлений зафиксированы в континентальной части метаморфического пояса. Вергентность пояса уменьшается в сторону океана. Метаморфические породы представлены кристаллическими сланцами с характерными структурами как собственно метаморфизма, так и связанных с ним деформаций. И текстуры, и структуры метаморфических пород свидетельствуют о внедрении или выдавливании метаморфических пород снизу вверх. Протолитом метаморфических пород являются породы аккреционного комплекса (в первую очередь базальты океанической коры типа OIB, OPB, MORB).

Геологические тела, перекрывающие и подстилающие региональный метаморфический пояс, обычно состоят из почти неметаморфизованных пород аккреционного комплекса. Иногда сверху могут присутствовать обдущированные офиолиты, метаморфизованные максимум в условиях зеленосланцевой фации. Под региональным метаморфическим поясом офиолитов не бывает. Максимальные значения температуры и давления в нем в два раза ниже таковых характерных для метаморфических поясов орогенов коллизионного типа (Maruyama et al., 1996). Пояс гранитоидных батолитов или пояс ТТГ расположен со стороны орогенного пояса, обращенной к континенту. Обычно нижняя часть гранитоидного пояса не выходит на поверхность. Исключением является пояс Риоке мелового

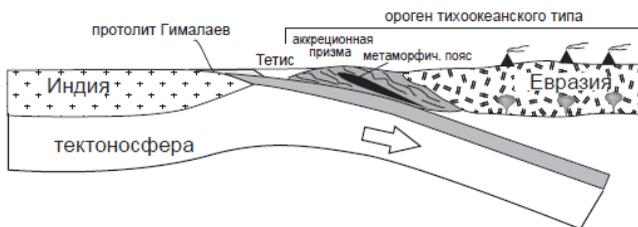
возраста (Ryoke metamorphic belt), Япония (рис. 5, обозначение Рн). Основание этого пояса было выведено на поверхность тектонически, в результате открытия Японского моря в верхнем миоцене. Кроме того, в домеловое время в этой части будущей Японии активно проявились процессы тектонической эрозии. Все эти процессы привели к совмещению пояса гранитоидного батолита с поясом регионального метаморфизма Самбагава (Sambagawa metamorphic belt) (Aoki et al., 2010) (рис. 5, обозначение С-С-М) с одной стороны и с одновозрастными аккреционными толщами с другой стороны (см. также Главу 6).

Породы преддугового бассейна образуются между поясом батолитов и поясом регионального метаморфизма. Такая ситуация характерна для большинства орогенов тихоокеанского типа, включая западное побережье Северной Америки. Но существует значительная и систематическая разница в возрасте образования пород аккреционной призмы, залегающих ниже и выше пояса регионального метаморфизма. В случае метаморфического пояса Санбагава в Японии перекрывающий верхнеюрский аккреционный комплекс образовался 180 млн лет назад (Isozaki et al., 2010), а расположенный ниже аккреционный комплекс Шиманто (Shimanto accretionary complex) имеет возраст около 80 млн лет, т.е. разница в возрастах аккреционных комплексов выше и ниже метаморфического пояса, составляет около 100 млн лет.

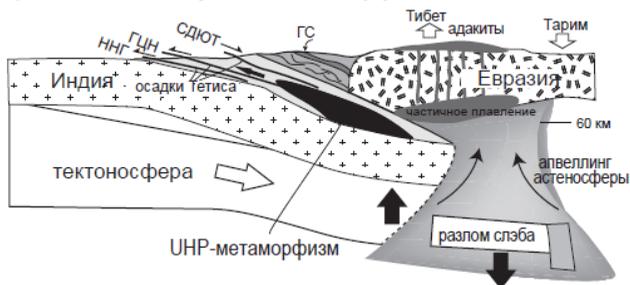


Рис. 6. От орогена тихоокеанского типа к орогену коллизионного типа: образование Гималайского орогена (Maruyama et al., 2010; Kaneko, 1997). (а) До коллизии Индии и Евразии формировался ороген тихоокеанского типа под воздействием субдукции океанической литосферы под активные окраины Южной Азии. (б) 50 млн лет назад – субдукция Тетиса и коллизия Индийского континента (Kaneko et al., 2003), метаморфизм высоких давлений (УНП-НП, 48 млн лет), разрыв слэба и связанное с этим проникновение под Тибет астеносферного материала и адакитовый магматизм. (в) перемещение УНП-НП (ultra-high pressure – high-pressure) метаморфического пояса вверх на уровень средней коры (25 млн лет) в виде тонкой пластины, ретроградный метаморфизм, что не привело пока к росту гор, но вызвало подвиг осадков передового складчато-надвигового пояса и образование структуры типа «сэндвич» (11-5 млн лет). (г) поздний неоген – начало роста Гималаев, продолжающееся до сих пор. Сокращения: ГГН – главный граничный надвиг, ННГ – нижний надвиг Гималаев, ГЦН – главный центральный надвиг, СДЮТ – система детачмента (срыва) южного Тибета, ГС – голубые сланцы

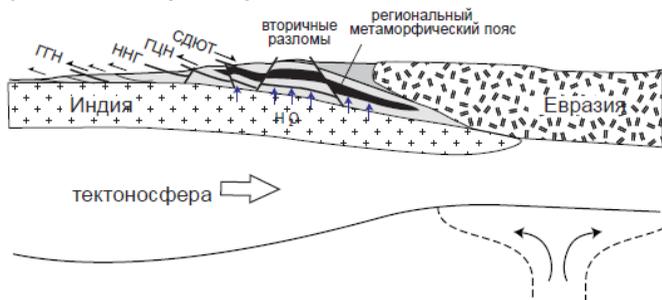
а) 60 млн лет: орогенция тихоокеанского типа



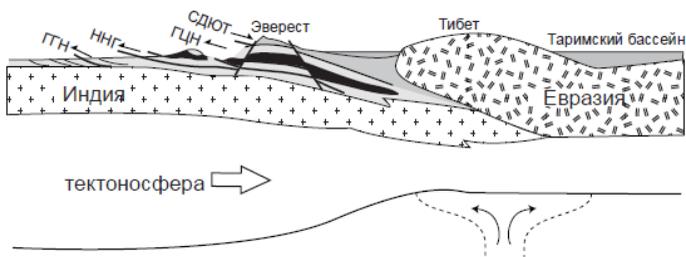
б) 40 млн лет: эксгумация метаморфического пояса



в) 11-5 млн лет: рост гор



г) настоящее время



Метаморфизм пояса Санбагава произошел около 130-120 млн лет назад и около 80 млн лет назад этот пояс бы эксгумирован на уровень средней части коры (Okamoto et al., 2004), т.е. промежуток составил около 50 млн лет. В течение этих 100 млн лет происходила тектоническая эрозия пород юрского аккреционного комплекса. В результате субдукции тихоокеанской океанической плиты они погрузились на глубину 50-60 км, были там метаморфизованы и потом выведены на поверхность в виде пояса регионального метаморфизма.

Как правило, эволюция орогена тихоокеанского типа (рис. 6 а,б) со временем переходит в образование орогена коллизионного типа (рис. 6 в,г). Это связано с тем, что рано или поздно океаническая субдукция прекращается, начинается сближение континентальных блоков и их последующая коллизия. Эта закономерность хорошо видна во многих внутриконтинентальных орогенных поясах, в первую очередь на Тянь-Шане, Циньлине и Гималаях.

3.2. Структура орогена коллизионного типа

Орогенные пояса коллизионного типа образуются в результате столкновения континентов, как произошло при столкновении Индии и Евразии, в результате чего образовался Гималайский орогенный пояс (рис. 1, 4б). В отличие от орогенов тихоокеанского типа для таковых коллизионного типа крупные гранитоидные батолиты менее характерны (рис. 4б). В исключительных случаях граниты или лейкограниты S-типа (тела размером обычно несколько километров в диаметре) образуются после регионального метаморфизма в результате плавления высокотемпературных метаморфических пород в присутствии воды, т.к. их протолитами служили песчаники и аргиллиты. Гранитоиды А-типа нарушают плоскости разломов, ограничивающих метаморфические пояса, и внедряются в выше и ниже лежащие толщи, как это было описано в Гималайском орогене (Sakai, 2002).

Как и в орогенах тихоокеанского типа метаморфические пояса коллизионных орогенов образуются за счет тектонического перемещения метаморфизованных пород в толщи неметаморфизованных или слабо

метаморфизованных пород, и они также ограничены сверху и снизу субгоризонтальными парными разломами. Верхние разломы являются нормальными сбросами, а нижние взбросами. Эти почти параллельные разломы, симметричные структуры деформаций и сама позиция региональных метаморфических поясов доказывают, что выдавливание метаморфических пород в виде клина происходило в твердом состоянии. Максимальные значения температуры и давления в метаморфическом поясе фиксируются в его ядре и со стороны более активно приближающегося континента (как Индия по отношению к Евразии) (рис. 4б, 6в,г). Протолитами метаморфических пород являются отложения пассивной континентальной окраины. Они резко отличаются от протолитов метаморфических пород тихоокеанского орогена (Kaneko, 1997; Kaneko et al., 2000). Параметры метаморфизма в орогенах коллизионного типа почти в два раза выше, чем в орогенах тихоокеанского типа, давления могут достигать 70 кб, а температуры 900 или даже 1000°C, как, например, в Кокчетавском метаморфическом поясе, где зафиксированы самые высокие в мире давления метаморфизма (Maruyama et al., 2002).

При орогении коллизионного типа для метаморфизма характерен поздний эпизод рекристаллизации в присутствии воды, за которым следует эксгумация пород. Это, в принципе, характерно и для орогении тихоокеанского типа, где прогрессивный региональный метаморфизм связан с субдукцией, что предполагает дегидратацию пород при погружении, за которой следует эксгумация. Однако, в процессе тектонической эксгумации и на фоне продолжающейся субдукции прогрессивная зональность метаморфических структур и минералов может быть уничтожена наложенными процессами рекристаллизации в присутствии воды при давлениях 3-4 кбар. В орогенах коллизионного типа рекристаллизация может достигать 100%. Доказательством того, что вслед за метаморфизмом высоких давлений следует рекристаллизация с участием воды, служат эклогиты с коэситом или псевдоморфозами по нему и наличие концентрических метаморфических ядер, сложенных амфиболитами, развивающимися по хромит-содержащим эклогитам, но в условиях средних давлений на уровне кианит-силлиманитовой фации регионального метаморфизма. В результате через 20-30 млн лет в

условиях средних (или даже ниже) давлений и температур происходит регрессивный метаморфизм пород, изначально образованных при метаморфизме сверхвысоких давлений и температур. Доказательством этого являются результаты, полученные по многочисленным проявлениям эклогитов в Альпах, Гималаях и в Кокчетавском массиве Казахстана (Katayama et al., 2000; Lui et al. 2002; Kaneko, 1997) (рис. 1).

Коллизии двух континентов предшествует исчезновение разделявшего их когда-то океана, во время субдукции океанической литосферы которого образовывались орогены тихоокеанского типа. То есть коллизия континентов и образование новых континентов, а особенно, суперконтинентов, сопровождается закрытием океанов, что ведет к прекращению субдукции между ними. Однако по обрамлению вновь образованных континентов идет заложение новых зон субдукции. Значит, процессы коллизионной орогении способствуют открытию океанов в других местах и увеличению доли орогении тихоокеанского типа на Земле. Такая участь ждет Тихий океан, который в будущем, через примерно 200 млн лет неизбежно закроется (Safonova, Maruyama, 2014). В отличие от тихоокеанского для коллизионного орогена характерно формирование крупного складчато-надвигового пояса и связанных с ним моласс, образующихся во фронте коллизии. Также в орогене коллизионного типа отсутствует обширный пояс гранитоидов типа пояса Риоке на Японских островах. При этом надо иметь в виду, что орогенные пояса коллизионного типа часто прорваны пост-коллизионным гранитоидами, обычно очень больших размеров - типа Калба-Нарымского пояса восточного Казахстана, образованного после коллизии активных окраин Казахстанского и Сибирского континентов в позднем палеозое, и крупных гранитоидных батолитов, прорывающих коллизионные орогены Забайкалья и Северного Китая, образованных при столкновении Сибирского и Северо-Китайского континентов.

Важным признаком орогена коллизионного типа является его ярко выраженная горизонтальная сэндвичеобразная форма с обширным метаморфическим поясом в середине. Эта трехчленная структура впоследствии разделяется крутопадающими вторичными разломами на блоки площадью около 100 квадратных километров и имеющие

куполообразную форму. Подобные структуры присутствуют в горной области Даймару (Daimaru) в Центральном Китае, а также они типичны для Гималаев.

4. Орогенные пояса тихоокеанского типа: строение и эволюция

4.1. Главные характеристики орогении тихоокеанского типа

В 1990-е годы сформировалось общее представление об орогене тихоокеанского типа, и были строго определены его основные признаки. Орогенный пояс тихоокеанского типа включает аккреционный комплекс, обширный метаморфический пояс низких температур и высоких давлений, образующий подобие плиты мощностью менее 2 км и образованный из материала аккреционной призмы (рис. 4а). Метаморфический пояс ограничен пологими сбросами сверху и снизу. Континентальная часть сложена гранитоидным поясом (батолитом), а между батолитом и метаморфическим поясом расположены отложения преддугового бассейна. Самым нижним (подстилающим) геологическим телом является аккреционный комплекс. Геологические структуры слегка наклонены в сторону континента. По оси складки со стороны моря расположен магматический пояс. Мировыми стандартами таких структур являются меловой орогенный пояс Японии и складчатые пояса Калифорнии (рис. 1). Процесс формирования такого орогенного пояса представляется следующим образом (Miyuata, 1997) (рис. 7). Отложения глубоководного желоба погружаются в мантию до глубины около 60 км вместе с океанической плитой. По мере роста температуры и давления усиливаются реакции дегидратации, происходящие в условиях геотермального градиента низких температур и высокого давления. Время перемещения материала от желоба на глубину 60 км составляет всего около 400 тысяч лет (10 см в год под углом субдукции 45°) (рис. 8 а,б). Предполагается, что в обычных условиях отложения желоба транспортируются в нижнюю мантию вместе с океанической плитой, однако в особых условиях, описанных далее, они могут накапливаться на глубине 60 км. Метаморфические породы начинают выдавливаться вверх со стороны

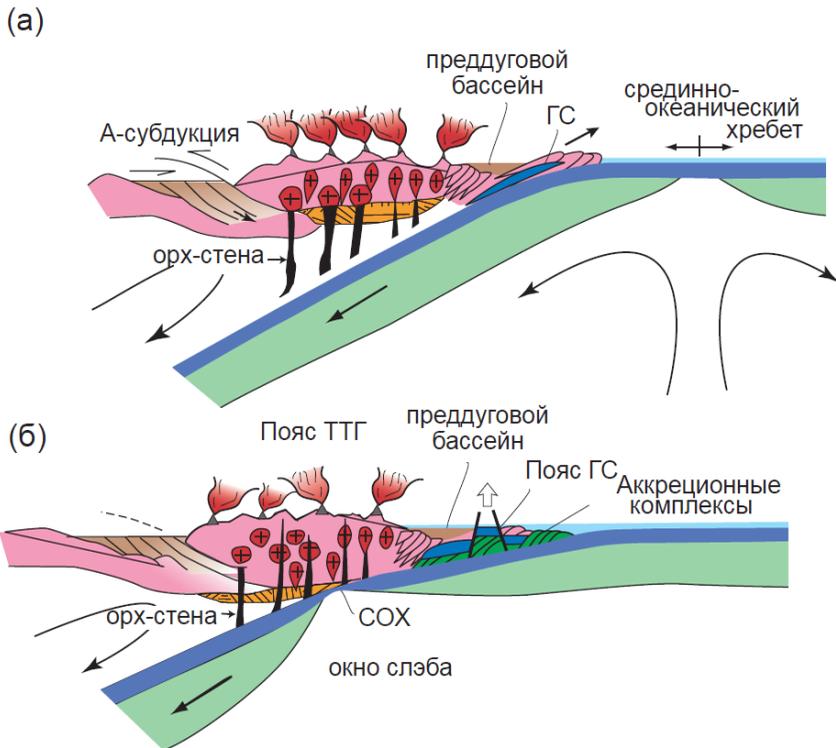


Рис. 7. Модель образования орогенного пояса тихоокеанского типа по (Maruyama, 1997). (1) образование аккреционного комплекса, его поддвижение (underplating) и погружение на глубину 50-60 км с одновременным региональным метаморфизмом высоких давлений (голубые сланцы и эклогиты), последующая тектоническая эксгумация метаморфических пород вдоль поверхности Бенъоффа вследствие приближения срединно-океанического хребта. Одновременно идет образование ТТГ в результате плавления слэба. (2) тектоническая эксгумация пояса высоких Р/Т параметров под преддуговой областью, за которой следует куполообразное воздымание, вызванное андерплейтингом главного аккреционного комплекса, образованного мощными турбидитами глубоководного желоба, которые накапливались после субдукции срединно-океанического хребта. Эта модель не учитывает ни продолжающийся рост аккреционного комплекса, ни тектоническую эрозию

континентальной плиты. Поднимающееся пластинообразное геологическое тело представляет собой метаморфический пояс, образованный при

температуре 700-800°C на глубине 60 км. Область самого интенсивного метаморфизма расположена в середине пояса и имеет самую низкую вязкость. Именно она выдавливается вверх и тянет за собой другие части метаморфизованной зоны.

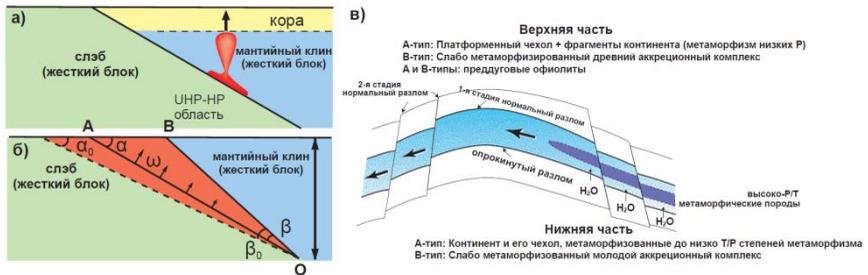


Рис. 8. Модель клинообразной экструзии как механизма орогении (Maquyama, 1990, 1997; Maquyama et al., 1996). (а) метаморфизм субдуцированных осадков на большой глубине, они не могут подниматься, чтобы образовать ороген, т.к. мантийный клин представляем собой жесткий блок. (б) эксгумация регионального метаморфического пояса возможна только в виде тектонической пластины и только вдоль поверхности Бенъоффа путем клинообразной экструзии на фоне уменьшающегося угла субдукции. Движущей силой эксгумации является не разница в плотностях, а приближающийся срединно-океанический хребет, в результате чего наклон субдукции уменьшается. Тектоническая эксгумация тонкого метаморфического слэба замедляется на уровне перехода от хрупких деформаций к упругим на глубине около 10-15 км – там происходит гидратация пород и их перекристаллизация, т.е. ретроградный метаморфизм, наиболее проявленный вдоль окраин эксгумирующего слэба. Процесс андерплетинга аккреционного комплекса с последующим воздыманием коры и горообразованием занимает около 20-30 млн лет. (v) крутопадающие разломы пересекают эксгумирующий метаморфический пояс, включая субпараллельные горизонтальные парные разломы – идет воздымание. На (v) А-тип – коллизионные (от слова Alpine), В-тип – тихоокеанские (от слова Benioff)

Этот плитообразный тонкий высокотемпературный метаморфический пояс перемещается вверх и проникает в нижнюю часть коры, сложенную низко метаморфизованными породами, имеющими температуру около 350°C на глубине 15-10 км, где проходит граница пластичных и хрупких деформаций. Здесь формируется сэндвичеобразная структура метаморфического пояса, зажатого между более жесткими метаморфическими породами (рис. 8).

По мере поднятия метаморфического пояса флюиды, выделившиеся в процессе дегидратации нижней плиты, реагируют с породами метаморфического пояса высокого давления и вызывают их рекристаллизацию в соответствии с геотермальным градиентом средних давлений, образуя соответствующую минеральную ассоциацию (Matsuura et al., 2010). По мере структурного выдавливания/экзгумации плитообразное тело формирует передовую невулканическую дугу, которая появляется над поверхностью моря. В результате поднятия и разрушения (эрозии) как вулканической, так и невулканической (метаморфический пояс) внешней дуги и роста гранитоидного батолита происходит накопление значительного количества осадочных пород в пределах желоба, с последующим присоединением их к аккреционному комплексу и их поддвиганием, что также вызывает дальнейшее перемещение вверх пояса регионального метаморфизма. Это, в свою очередь, вызывает образование куполообразных возвышений, включающих и сэндвичеобразное геологическое тело (рис. 8). Одновременно с поднятием развиваются круто падающие нормальные сбросы. В пределах зоны шириной 200-300 км в течение около 40 миллионов лет объем гранитоидной коры резко увеличивается. Это ускорение гранитообразования сложно объяснить обычным частичным плавлением субдуцированной океанической плиты (MORB). Образование гранитной коры под вулканическим фронтом ускоряется во время погружения срединно-океанического хребта, обуславливающего подъем мантийного диапира и плавление (рис. 7б).

Таков механизм тихоокеанской орогении, который может объяснить то, что мы наблюдаем. Фундаментальной научной проблемой является короткий временной промежуток орогении тихоокеанского типа, в течение которого происходит экзгумация метаморфических пород высоких давлений в направлении противоположном движению субдуцирующей плиты (рис. 7).

4.2. Современные орогены тихоокеанского типа

Поскольку орогения является результатом проявления процессов и движений, происходящих в течение 100 млн лет необходимо определить современные аналоги ее разных стадий (рис. 9).

Начальная стадия или стадия зарождения. Рост орогена начинается с субдукции, активного вулканизма и аккреции океанических пород, которые сопровождаются тектонической эрозией и прогрессивным метаморфизмом. На этой стадии отложения желоба и тектонически эродированный коровый материал перемещаются вдоль поверхности Бенъоффа в мантию на глубину около 60 км (Yamamoto et al., 2009). Такие процессы зафиксированы в западной Пацифике, в префектуре Тохоку на острове Хонсю в Японии (район разрушительного землетрясения и цунами в марте 2011 года, приведших к аварии на атомной станции Фукусима), под Идзу-Марианской островной дугой и в восточной Пацифике, например, под Чилийским желобом. Субдуцированные породы испытывают прогрессивный метаморфизм, интенсивность которого определяется взаимосвязью между распределением сейсмичности (гипоцентров землетрясений) и РТ-диаграммами состояния (Omori et al., 2002, 2004, 2009). Практически во всех случаях во фронте зоны субдукции проявлен активный вулканизм.

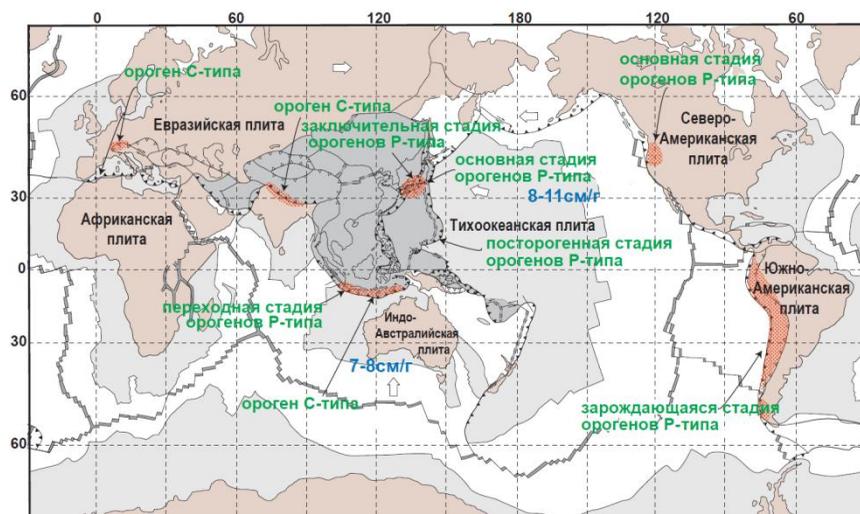


Рис. 9. Карта мира, показывающая районы продолжающейся орогении на разных стадиях вдоль основных конвергентных границ плит (по Maruyama et al., 2007, 2010). Показаны примеры складчатых поясов, сформированных на разных стадиях орогении тихоокеанского или Р-типа (Pacific). Орогены С-типа – коллизионные (collisional) – показаны для сравнения

На переходной стадии происходит постепенная эксгумация пород, метаморфизованных на уровне средней коры, сопровождающаяся регрессивным метаморфизмом формирование купольного поднятия амагматичной дуги, т.е. ядра орогена, формирование преддугового бассейна и олистостром передовой дуги. Примером развития этой стадии орогена является амагматичная внешняя дуга острова Ява, Индонезия, сложенная серпентинитами и амфиболитами (рис. 9) (Hamilton, 1979).

На основной стадии идет образование купольной структуры за счет выдавливания метаморфических пород высоких давлений и регрессивный региональный метаморфизм, а условия осадконакопления в преддуговом бассейне меняются от флишевого типа к молассовому. Типичными примерами служат полуостров Олимпик на западном побережье Северной Америки, область Ямато-Омине и полуостров Кии на острове Хонсю в Японии (рис. 5). Область Ямато-Омине в Японии представлена крупным куполообразным поднятием. Песчаные холмы Джомон, образованные 6000 лет назад, расположены на высоте 20 м в южной части области Нанки. Учитывая, что поднятие Джомон происходило на фоне глобального повышения уровня моря, составившего за это время 4-5 м, эта структура поднялась на 15-16 м в течение последних 6000 лет, т.е. скорость поднятия составляла 2-3 мм в год. Эти значения сопоставимы со скоростью поднятия Гималайских гор, островов Тимор, орогенов Тайваня и Индонезии в западной Пацифике. Всего в области Ямато-Омине, расположенной к югу от полуострова Кии, имеется четыре области воздымания, которые сложены осадочными комплексами, ограниченными параллельными сбросами меридионального простирания. Область характеризуется относительным поднятием по нормальному сбросу, находящемуся под прямым углом к линии орогена и образует купольное поднятие, осложнённое системой горстов и грабенов прямоугольной формы с длиной ребра около 100 км.

Заключительная стадия – это впадина Шикоку (Shikoku Basin), расположенная к югу от полуострова Кии и острова Шикоку, под которые в период от миоцена до 8 млн лет погружалась Филиппинская океаническая плита (рис. 5). Эта плита характеризуется значительным увеличением угла субдукции непосредственно под полуостровом Кии в отличие от

небольшого наклона как ее восточного, так и западного края. Для этого региона характерны частые, но малоамплитудные землетрясения, которые, вероятно, отражают большое количество флюидов, отделяющихся от погружающегося слэба и поднимающихся к поверхности Мохо (Obata, 2009). Таким образом, в постмиоценовое время полуостров Кии юго-западной Японии испытал значительное поднятие, и сейчас он представляет собой горную систему высотой более 2000 м.

На пост-орогенной стадии развития конвергентных окраин тихоокеанского типа происходит подъем астеносферы, который проявляется в таких процессах как раскрытие Японского моря и отделение области орогена тихоокеанского типа от континента. При полном закрытии океана начинается коллизия континентов и орогенная коллизионного типа. В орогенах коллизионного типа образование пост-орогенных ассоциаций происходит при поднятии регионального метаморфического пояса ультра-высоких и высоких давлений с глубин около 100 км (48 млн лет как в Гималаях) на уровень средней коры, т.е. на глубины 10-15 км (к 25 млн лет назад). При этом может происходить частичное плавление под воздействием флюидов, образующихся возможно в нижней части поднимающегося метаморфического пояса. Плавление приводит к образованию лейкогранитовых расплавов, проникающих вверх по разлому на передней границе метаморфического пояса (рис. 7).

5. Петрологические процессы в орогенах тихоокеанского типа

5.1. Петрологические аспекты орогении тихоокеанского типа

Вулканизм на конвергентных окраинах тихоокеанского типа проявлен как над океанической плитой, т.е. на внутриокеанических дугах, так и над континентальной коре, т.е. на окраинно-континентальных дугах, как в Андах и на Японских островах. Исследование происхождения четвертичных вулканических пород северо-восточной Японии началось с классической работы Куно (Kuno, 1959), впервые показавшей связь вулканизма с зонами сочленения континентальной и океанической коры. После широкого распространения теории тектоники плит появилась необходимость

разработки количественных петрологических диаграмм, основанных на экспериментальных данных, и определения пограничных условий для оценки условий петрогенезиса вулканических пород. Основываясь на содержании воды в исходной магме (0.2 мас.%), известный петролог Т. Тацуми с соавторами (Tatsumi et al., 1983) предложил модель, показанную на рис. 10.

Важными пунктами этой модели являются: (1) температура мантийного источника 1400°C; (2) количество воды в мантии, которое не велико, на порядок меньше, чем в первичной магме; (3) наличие в мантии колонны плавления, образующей первый вулканический фронт, плавление происходит вследствие реакции дегидратации погружающегося слэба на глубине около 100 км, приводящей к образованию роговой обманки; (4) на глубине около 200 км образуется вторая колонна плавления за счет образования слюды по схожему сценарию и, соответственно второй вулканический фронт; (5) поток флюидов, отделяющихся от субдуцирующей океанической литосферы, постоянен, он изменяет температуру плавления мантии, обеспечивая постоянное функционирование всей этой системы и образование больших объемов магмы под активной окраиной тихоокеанского типа. В течение последующих лет модель Тацуми была модифицирована.

Одним из важнейших достижений последних 25 лет, оказавших критическое значение на понимание процессов орогении, является сейсмическая томография. Сейсмическая томография области под северо-восточной Японией впервые была сделана профессором Д. Жао с коллегами (Zhao et al., 1994). Мир с удивлением узнал о распространении погружающегося океанического слэба на большую глубину и о соответствии ему области низких сейсмических скоростей. Эти исследования помогли установить следующее.

5.1.1. Миграция вещества и флюидов в мантийном клине

Мантийная конвекция происходит непосредственно под вулканическим фронтом и над субдуцирующей плитой. Конвекция начинается с глубины

200 км, и ее угол повышается по направлению к границе Мохоровичича на глубине 35 км непосредственно под вулканическим фронтом (рис. 11).

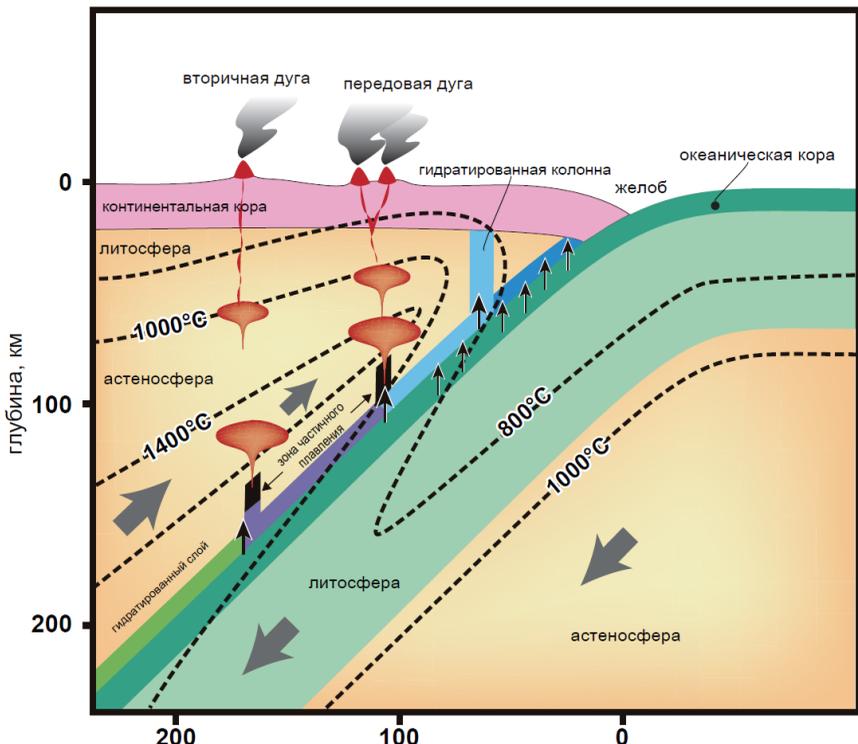


Рис. 10. Петрологическая модель островодужного вулканизма, разработанная Т. Тацуми, на примере северо-восточной Японии (Tatsumi et al., 1983). Дегидратация погружающегося водонасыщенного океанического слэба происходит на глубине 50-60 км с высвобождением водного флюида, который гидратируют мантийный клин, конвекция в котором идет синхронно с субдукцией. В свою очередь, синхронно идет дегидратация слэба на двух уровнях -100 и 180 км с образованием амфибола и флогопита. Распад амфибола и флогопита на первом и втором вулканических фронтах обеспечивает генерацию разнообразных островодужных магм. Особое значение имеет наличие двух вертикальных колонн водосодержащей магмы; и присутствие под вулканическим фронтом мантии с высокими температурами (около 1400°C), т.е. на 50°C выше, чем температура магмогенерации в срединно-океаническом хребте

То есть конвекция, смоделированная численными методами, оказалась не горизонтальной. (2) Сейсмотомография не подтвердила наличие гидратированной (водосодержащей) колонны, как предполагал Т. Тацуми (Tatsumi et al., 1983). В дальнейшем качество томографических моделей улучшилось и группой ученых из университета Тохоку под руководством проф. А. Хасегава (Hasegawa et al., 1978, 1994) были получены трехмерные томографические изображения Р и S волн высокого разрешения не только для северо-восточной Японии, но и для юго-западной. Эти данные позволили лучше понять структуру земной коры и мантии. (3) Согласно данным сейсмотомографии (Zhao et al., 1994) поток, движущийся диагонально вверх и похожий на занавес (перевод с английского) или колонну, на трехмерном изображении представлен пальцевидными выступами как раз под вулканическим фронтом. Магма образуется в каждом таком «пальце» (рис. 11), которые образуют конкретные вулканы (Tamura et al., 2002). Сравнение сейсмичности с фазовыми диаграммами для систем MORB + вода и перидотит + вода делает возможным оценить РТ параметры под северо-восточной Японией. Для солидуса в системе перидотит + вода содержание воды 4-5 мас. % в первичной магме, определенное по ее содержанию в расплавленных включениях в оливине из базальтов вулканического фронта (первая дуга) (Ohta et al., 2007), соответствует температуре мантийного источника около 1200°C (Iwamori, 1998). Это значение на 200°C ниже, чем оценки Т. Тацуми (Tatsumi et al., 1983) для практически сухой первичной магмы (0.2 мас. % H₂O).

Согласно Т. Тацуми (Tatsumi et al., 1983) океаническая плита, погружающаяся в мантию в зоне субдукции, в трехмерном изображении выглядит как плитообразное тело или “занавес” (curtain). На глубине 100 км в мантии под островной дугой находится область гидратированной плитообразной колонны, с которой связаны важные процессы плавления и кристаллизации новых минералов. Для этой плоской колонны характерно образование амфиболов при участии воды и непосредственно над ней формируется вулканический фронт. Наличие второй колонны плавления над слэбом океанической коры на глубине 200 км не было доказано данными высокоразрешающей томографии, т.к. распознать колонну водонасыщенных пород прямо под вулканическим фронтом трудно.

Зона метаморфизма и метасоматоза

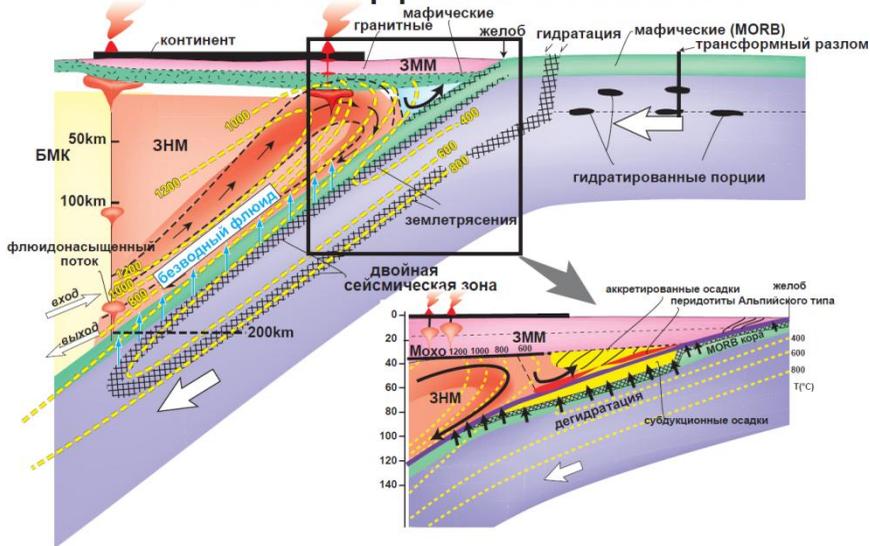


Рис. 11. Модель термальной структуры и миграции флюидов под воздействием погружающейся океанической плиты (Omori et al., 2002, 2004, 2009d; Maruyama et al., 2009) на основе данных по сейсмичности (Hasegawa et al. 1978, 1994, 2010). В данной модели отсутствуют две вертикальные колонны гидратированного перидотита на уровнях 110 и 200 км, поднимающиеся от субдуцирующей плиты, как предполагал Т. Тацуми (Tatsumi et al., 1983). Вместо этого на модели показан поток, поднимающийся под наклоном от точки слияния двух зон сейсмичности на глубине около 230 км. На врезке (Hasegawa et al., 2009; Hasegawa et al., 2010) на глубине 40-80 км показаны турбидиты глубоководного желоба, субдуцированные вместе с океанической плитой, и метаморфизованные ранее осадки на висячем крыле вместе с серпентинизированными перидотитами, которые традиционно называются альпинотипными. Небольшой треугольный сегмент назван «фабрика метасоматоза и метаморфизма» (MMF) или зона метаморфизма и метасоматоза (ЗММ), который представляет собой механически отделенный и независимый поток вещества от области надсубдукционной магмогенерации (SZMF) или надсубдукционного магматизма (ЗНМ). В MMF поступают флюиды, отделяющиеся от погружающейся океанической плиты, они вызывают серпентинизацию и выдавливание серпентинитов (измененных перидотитов) в смежную метаморфизованную толщу. Основные источники воды/флюидов в океанической плите: (1) трансформные разломы около срединно-океанического хребта; (2) разломы/трещины, возникающие в слабе при его приближении к глубоководному желобу и последующем изгибе

Также точка зрения, что дегидратация водосодержащей мантии по мере ее движения производит амфибол на глубине 100 км, не подтверждается данными о распределении плотностей в мантийном клине. Тем не менее, вероятность того, что гидратированная колонна поднимается с глубины 200 км, существует.

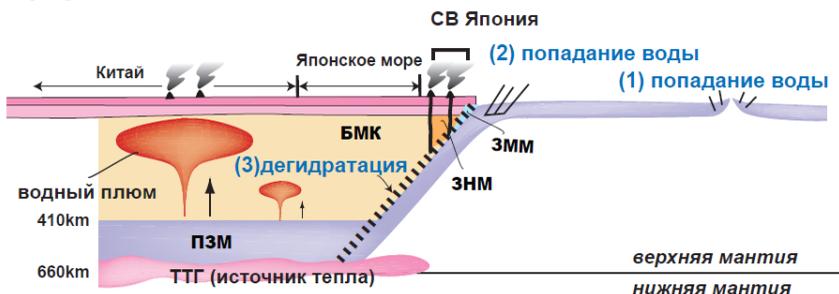
Так как в центре субдуцирующей плиты сохраняется самая низкая температура, гидратация слэба происходит по мере его изгибания при приближении к желобу, т.е. к зоне субдукции. Также в мантию погружаются и продукты гидротермального метаморфизма в области срединно-океанического хребта и трансформных разломов. В ходе субдукции происходит дегидратация водосодержащего слэба как с поверхности (MORB и перекрывающие осадки), так и в области существования перидотита в середине слэба из-за нагревания его окружающим веществом мантии.

Гипоцентры более 90% всех землетрясений на конвергентных окраинах тихоокеанского типа распределяются вдоль верхней и нижней поверхностей погружающегося слэба, т.е. они образуют двойную зону сейсмичности, открытую ученым Хасегава (Hasegawa, 1975; Hasegawa et al., 1978). Эти землетрясения происходят на глубинах более 60 км и связаны с реакцией дегидратации (Hasegawa et al., 1994, 2009). Горячие флюиды, отделяющиеся от верхней поверхности слэба в результате реакции дегидратации перидотита, проходят сквозь эклогит, образованный за счет метаморфизма MORB, и поднимаются в мантийный клин. Флюиды, отделяющиеся от нижней поверхности слэба намного холоднее, и поэтому они не могут проникнуть в слэб, а остаются в его нижней части, формируя нижнюю зону сейсмичности. По мере погружения на большие глубины слэб начинает нагреваться окружающими породами уже со всех сторон. С глубиной нижняя зона сейсмичности постепенно приближается к верхней. На глубине 200 км верхняя и нижняя зоны сейсмичности смыкаются (рис. 10). Флюиды, поднимающиеся с этой глубины, пересекают зону конвекции в мантийном клине со стороны континента на глубине около 100 км, что приводит к уменьшению ее скорости и обеспечивает ее наклон (рис. 11). Следовательно, хотя томографические изображения явно не показывают наличие гидратированной колонны, такая колонна, вероятно, все-таки

существует на глубине около 200 км, где происходит соединение зон сейсмичности верхней и нижней частей слэба и исчезновение зоны двойной сейсмичности. Эта гидратированная колонна образует границу между мантией непосредственно под островной дугой (субдукционная фабрика магм - Subduction Factory, Tatsumi, 2005) и большим мантийным клином (Big Mantle Wedge - BMW, Zhao, 2004) (рис. 12).

Рассмотрим реакцию преобразования MORB на глубине 50-60 км, где резко уменьшается сейсмическая плотность слэба. Это граница, где водонасыщенная часть слэба, состоящая преимущественно из MORB (содержание воды достигает 2 мас. %) испытывает прогрессивный метаморфизм от пренит-пумпеллиитовой до эклогитовой фации (Maruyama and Okamoto, 2007). В результате чего идет гидратация залегающего выше мантийного клина и серпентинизация пород. На поверхности слэба образуется механически ослабленный слой, являющийся источником землетрясений. Этот слой сложен достаточно пористым серпентинитом, перекрытым отложениями глубоководного желоба и породами, субдуцированными в результате тектонической эрозии (см. Главу 6). Все эти породы образуют вместе достаточно плотную упаковку, что обеспечивает погружение в мантию даже менее плотного материала. Как описывалось выше - хотя томография не подтверждает наличие колонны флюида/плавления с глубины 50-60 км, вероятность ее существования весьма высока. Треугольный в разрезе сегмент мантии между этой колонной и желобом называется «фабрика метаморфизма и метасоматоза» (Metasomatic-metamorphic Factory - MMF, Maruyama et al., 2010). В нем есть небольшая зона субдукционного магматизма (SZMF – до 200 км), включающая область активного магматизма, непосредственно связанного с флюидом, отделяющимся от субдуцирующей плиты (Mantle Magma Factory– до 100 км), ведущей себя динамически независимо от SZMF (рис. 11, 12).

Циркуляция воды



Частота землетрясений (1985-1993)

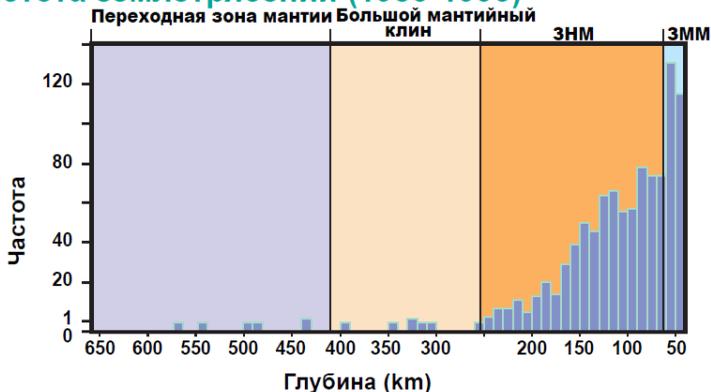


Рис. 12. Разрез верхней мантии от японского трога через Японское море до Китая. Верхняя мантия разделяется на MMF, SZMF и большой мантийный клин (BMW). BMW занимает широкую область Восточной Азии и подвержен воздействию водных плюмов, образующихся на глубине 410 км, вызванной системой саморазогрева ТТГ ниже переходной зоны водосодержащей мантии. Вода в мантийную переходную зону добавляется погружающимся тихоокеанским слэбом. Тихоокеанская плита гидратирована вдоль трансформных разломов вблизи срединно-океанического хребта и повторно в желобе Нанкай вдоль нормальных разломов, и затем дегидратирована при субдукции в результате нагревания окружающей мантией. Нижний рисунок показывает распределение частоты сейсмичности в зависимости от глубины. Наиболее интенсивная дегидратация происходит в зоне «фабрики» метаморфизма-метасоматоза (MMF), за которым следует субдукционный магматический фронт (SZMF). Показано редкое проявление сейсмичности в BMW (большом мантийном клине) и мантийной переходной зоне (MTZ) (Maruyama et al., 2010)

5.1.2. Температура магмогенерации над зоной субдукции

Вторым достижением явилась количественная оценка воды, содержащейся в расплавных включениях в оливинах, что соответствует содержанию воды в первичной магме. Т. Тацуми (Tatsumi et al., 1983) оценил температуру в мантии 1400°C, основываясь на очень низком содержании воды в надсубдукционных магмах. Эти оценки были сделаны по изменению соотношений и состава фенокристов на трех уровнях магмогенерации, соответствующих андезиту, дациту и риолиту в разрезе островной дуги, что предполагает очень низкое содержание воды в самой верхней магматической камере, т.е. на глубине всего нескольких километров под земной поверхностью (рис. 13).

Недавно, для того, чтобы определить содержание воды в первичной магме, проводился количественный анализ воды, содержащейся в кристаллах оливина, кристаллизовавшихся во второй магматической камере, т.е. на глубине около 15 км. Эти данные, обобщенные Ota et al. (2007), предполагают, что первичная магма содержала 4-5 весовых % воды или даже более. Следовательно, температура мантии составляет не 1400°C, как рассчитал Т. Тацуми, и меньше на 200-300°C (Iwamori, 1998). Более того, вероятно, в первой магматической камере, близко к границе Мохо непосредственно под вулканическим фронтом, содержание воды в магме еще выше. Также существует проблема с оценкой Т. Тацуми, предполагающей, что мантия субдукционной зоны на 50°C горячее, чем мантия непосредственно под срединно-океаническим хребтом. Температура мантии под океанической дугой должна быть значительно ниже, чем под срединно-океаническим хребтом, т.к. она охлаждается субдукцией холодного океанического слэба. Поэтому если вероятная температура магмогенерации в СОХ составляет 1300°C, то температура генерации магмы под островной дугой должна быть около 1100-1000°C.

5.1.3. Дегазация водонасыщенной магмы и сейсмичность

Третьим достижением последних десятилетий является открытие очагов небольших землетрясений на двух уровнях в мантии: на границе Мохо, т.е.

на глубине 30-35 км, непосредственно под вулканическим фронтом и на глубине 10-15 км, т.е. на границе верхней и нижней коры (Hasegawa et al., 1994, 2010). Рассматривая это в комбинации с диаграммой состояния, предполагается, что на каждом температурном уровне в зависимости от содержания H_2O будет существовать магма, содержащая силикатные фазы, или расплав, обогащенный летучими, или водонасыщенный расплав (water saturated). Отделение флюида от магмы повышает температуру ликвидуса, что приводит к активной кристаллизации фенокристов. Конечная ассоциация минералов-фенокристов определяется составом магмы в магматической камере непосредственно под вулканом, в которой содержание воды будет на порядок меньше, чем в первичной магме (рис. 13).

5.2. Образование гранитных магм

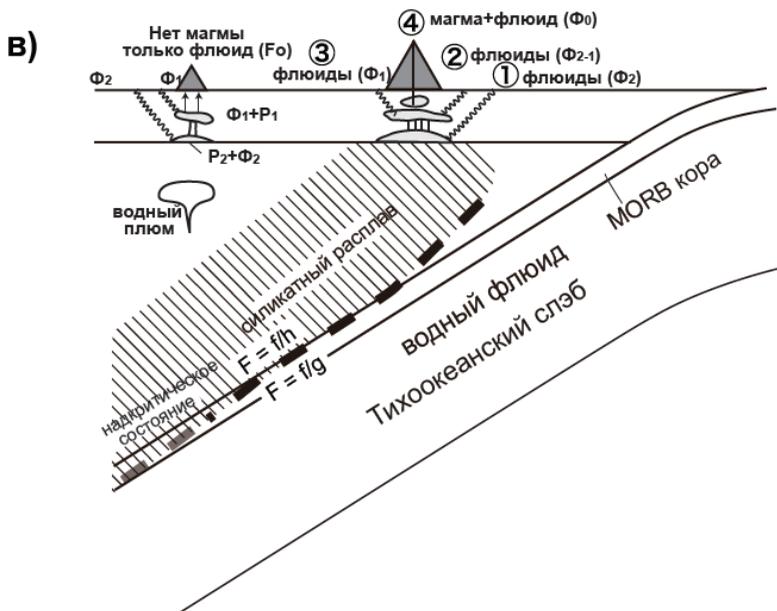
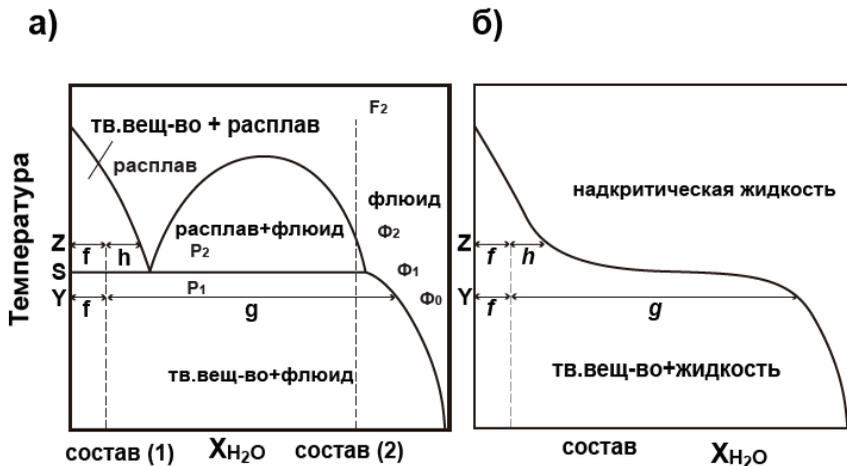
Исследования магматических пород среднего и кислого состава или гранитоидов в широком смысле (далее – гранитов) значительно отстают от теории происхождения магмы островных дуг. Причиной является то, что число породообразующих индикаторных минералов в них меньше и, следовательно, меньше параметров, позволяющих расшифровать параметры петрогенезиса. По этой же причине исследования состава минералов гранитов на микрозонде малозффективны. Другой проблемой является то, что химический состав пород не является прямым отражением состава исходной магмы. Значительным достижением в исследованиях гранитов является выделение различных их типов в зависимости от состава: I (igneous - магматический), S (sedimentary - осадочный), M (mantle - мантийный), A (anorogenic - анорогенный) (Chapell and White, 1974 и др.). Классификации по составу магнетита и ильменита (Ishihara, 1978) основаны на том же принципе, что и классификации Чапеля и Уайта (Chapell and White, 1974), но только в отношении гранитов I- и S-типа, происхождение которых Чапель и Уайт рассматривали за счет дифференциации глубинной андезитовой магмы или плавления метамагматических источников (граниты I-типа) и за счет плавления метаосадочных субстратов (граниты S-типа).

Многие ученые пытались определить происхождение гранитных магм на основании их химического состава (Aramaki et al., 1970; Takahashi, 1983). Химический состав коровых гранитоидов в среднем соответствует андезиту, т.е. близок к составу магматических пород островных дуг. Первичные магмы внутриокеанических островных дуг имеют базальтовый состав. Хотя гранитные породы формируют плутонические тела, в которых исходные мафические магмы встречаются крайне редко, в виде фрагментов (ксенолитов, даек), огромные массы базальтов всегда залегают ниже гранитных тел. Следовательно, раньше появляется базальтовая магма океанической дуги за счет частичного плавления перидотитов, гидратированных флюидом, отделяющимся от погружающегося слэба. Магма накапливается в нижней коре на границе Мохо и затем в процессе метаморфизма превращается в амфиболит, частичное плавление которого дает гранитоидный расплав. Образующаяся гранитная магма проникает в среднюю кору.

Проблемой являются соотношения объемов продуктов частичного плавления и реститового материала в нижней коре (Tatsumi, 2000). Реакция плавления нижней коры в схематической форме имеет вид: 1 часть базальта (50 мас. % SiO_2) = 0.3 гранита (70 мас. % SiO_2) + 0.7 рестита (40 мас. % SiO_2). Если верхняя кора гранодиоритового состава имеет мощность 15 км, тогда мощность реститовой нижней коры должна быть как минимум в 2 раза больше. С поверхности верхняя кора постоянно становится тоньше в результате эрозии. Продукты эрозии перемещаются в сторону желоба и либо входят в состав аккреционных комплексов в виде их матрикса, либо погружаются в мантию вместе со слэбом. Мощность нижней коры должна остаться неизменной, но это не совпадает с геофизическими и петрологическими данными. Следовательно, материал нижней коры (эклогит или основной гранулит), оставшийся в виде рестита после частичного плавления нижней коры, должен активно с нее соскабливаться (деламинация) и погружаться в нижнюю мантию (Kushiro, 1990; Tatsumi, 2000).

Для того, чтобы признать возможность этого процесса, необходимо обсудить два вопроса: плотность пород и количество вещества. По данным (Hirata et al., 2010) плотность нижнекорового рестита, образованного в

результате плавления, всегда ниже плотности мантии ($3.3-3.5 \text{ г/см}^3$). Даже если плотность такого рестига достигнет 3.5 г/см^3 , то разница плотностей слишком мала для его погружения в мантию. Поэтому уменьшение объема континентальной коры за счет этого процесса практически невозможно.



Другой путь решения этой проблемы - это происхождение адакитов. Для типичного адакита характерно обеднение тяжелыми редкоземельными элементами (HREE), что указывает на образование расплава в равновесии с реститом, отвечающим эклогиту или мафическому гранатовому гранулиту. Если угол субдукции слэба 45° , что соответствует погружению мощной и холодной океанической плиты, тогда источник адакита не может быть локализован в нижней коре под вулканическим фронтом. Образование адакитов связано с плавлением базитовой коры, образованной MORB с отделением эклогитового рестита, то есть с плавлением «молодого и горячего» слэба, а не нижней коры (Rapp and Watson, 1995). В этом случае проблема расслоения нижней коры исчезает. Гранитоиды, обедненные HREE, т.е. образованные за счет частичного плавления эклогита, в реальности встречаются очень редко. Адакиты, которые, как считается, формируются при субдукции молодого слэба, распространены ограниченно, в местах, где молодые, т.е. «горячие» слэбы с возрастом несколько млн лет погружаются в глубоководный желоб (Defant and Drummond, 1990; Drummond and Defant, 1990). Однако реальность не проста даже в такой ситуации. На самом деле плагиогранитоиды с возрастом 5-6 млн лет, которые распространены на расстоянии 50 км от желоба, выходят на поверхность на полуострове Тайтао (Taitao) около южной оконечности Южной Америки и на острове Хонсю в Японии, но эти плагиогранитоиды - не адакиты (Kon, 2007) - их состав свидетельствует о выплавлении из амфиболита при низком P . Однако, учитывая, что граниты полуострова Тайтао находятся на расстоянии 50 км от желоба, их выплавление должно ← _____

Рис. 13. (а) Схематическая диаграмма, показывающая фазовые взаимоотношения в бинарной системе силикатный расплав - H_2O . (б) Аналогичная диаграмма для более высокого давления. (в) Генерация островодужных магм, миграция флюидов и фракционирование под северо-восточной Японией. Поднимающаяся водная известково-щелочная магма, образующаяся в мантийном клине, останавливается на трех глубинных уровнях при подъеме: первый на границе Мохо (30-35 км), второй в средней коре (15-10 км), и последний на глубине первых километров в магматической камере под активным вулканом. Выделение водных флюидов на трех различных уровнях, содержание которых исходно было более 5 вес. % в мантии, вызывает понижение линии ликвидуса, вызывающее кристаллизацию магмы, следовательно, в субдукционной зоне образуется высокопорфировая магма (модифицировано по Kogiso et al., 2009)

быть из слэба (MORB) при низком давлении (Коп, 2007). Напротив, примером плагиогранитов, образованных из толстой нижней коры и не представляющих собой частичное плавление плиты, являются эоцен-миоценовые лейкократовые граниты Тибетского плато (Chung et al., 2003). Таким образом, происхождение плагиогранитоидов островных дуг может быть различным.

В последние годы выросло количество данных по составу древних гранитов, которые совместно с результатами экспериментальной петрологии, показали, что большинство древних гранитов образовались в результате дегидратационного плавления амфиболитов (Moyer and Stevens, 2006), а это не требует вклада флюида. Этот результат сопоставим с данными о том, что флюид не может поставляться слэбом на глубину границы Мохо (Hayashi et al., 2000; Komiya et al., 2002a; Komiya, 2007).

5.3. Количество гранитного вещества

Давайте взглянем на теорию образования континентальной коры с другой точки зрения и рассмотрим количество меловых гранитов (120-80 млн лет), входящих в состав континентальной коры, сформированной в Пацифике за последние 540 млн лет. В тихоокеанском орогенном поясе гранитный батолит Риоке шириной 200-300 км сформировался в меловое время (рис. 5, 14). Мы считаем, что образование коры типа ТТГ шириной 200 км и мощностью 15 км (только верхняя кора) произошло в течение 40 млн лет. Скорость его образования вычислена по скорости формирования коры MORB и скорости генерации магмы островных дуг (Reymer and Schubert, 1984, Engebretson et al., 1985). Скорость образования меловой коры типа ТТГ для орогенного пояса тихоокеанского типа составляет около 75 км^3 за 1 млн лет. Скорость образования океанической коры за счет выплавления MORB при океаническом спрединге в пост-меловой период составляет $300 \text{ км}^3/\text{млн лет}$. Когда эта кора типа MORB плавится, объем образованной гранитной коры составляет 20-30 %. То есть за 1 млн лет образуется $60-90 \text{ км}^3$ гранитов. Это в среднем равно значению $75 \text{ км}^3/\text{млн лет}$ роста коры ТТГ. Значит, резонно считать, что меловые граниты

практически полностью образовались в результате плавления слэба. С другой стороны, давайте попробуем сравнить эти оценки со скоростью образования магм островных дуг, которая составляет 1/5 от скорости формирования коры MORB (Reymer and Schubert, 1984). То есть, первичная магма островных дуг образуется со скоростью 60 км³/млн лет.

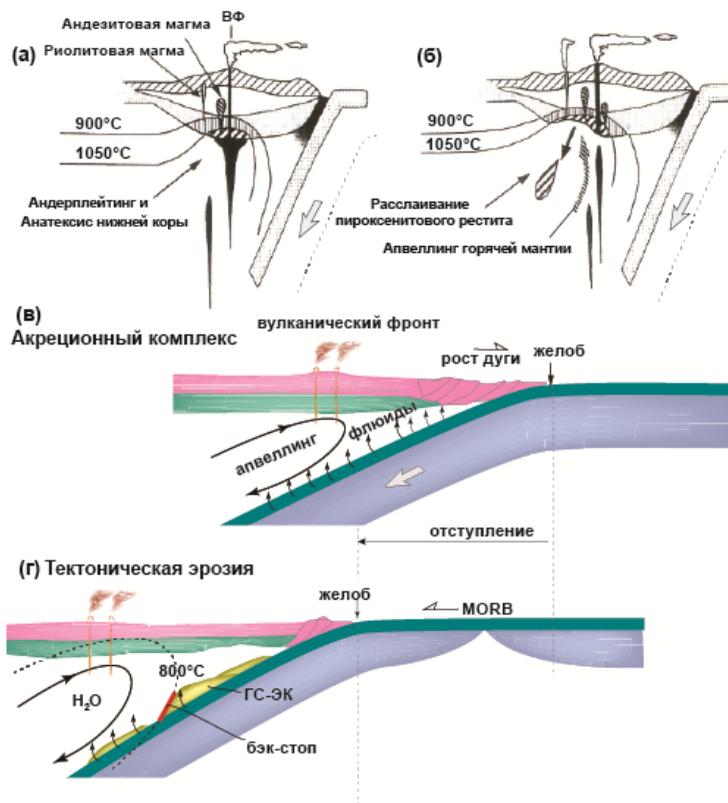


Рис. 14. Нужна ли деламинация мафической нижней коры для объяснения уменьшения ее мощности? Если островодужный андезит образуется при 20-30% частичном плавлении островодужного базальта, андерплетированного на глубину Мохо (а), рести́т на границе Мохо должен деламинироваться и погружаться в мантию (б), из-за образования переутолщенной нижней коры в этом процессе (Nakajima and Arima, 1998; Tatsumi, 2000). Если интенсивная тектоническая эрозия обычна, как это видно сейчас вдоль сокращающихся плитных границ во всем мире, и как это было в прошлом Японских островов со времени 520 млн лет (в-г), в деламинации мафической нижней коры нет необходимости

Если в дальнейшем 20-30 % этих пород расплавится (например, при деляминации материала нижней коры), то скорость образования верхних 15 км континентальной коры гранитного состава будет около 12-18 км³/млн лет, что не совпадает с оценками скорости образования гранитной коры - 75 км³/млн лет. Иными словами, образование почти всей меловой гранитной коры может быть объяснено плавлением слэба и необходимости в деляминации нижней коры для ее образования нет.

6. Тектоническая эрозия

6.1. Образование континентальной коры и тектоническая эрозия

Если плавление слэба – это механизм, доминирующий при образовании континентальной коры Японии в кайнозой, то процессы, происходившие там ранее, требуют дополнительного пояснения. При изучении магматизма островных дуг северо-восточной Японии и дуги Идзу-Мариана (Izu-Mariana) считалось, что гранитная кора формировалась в результате кристаллизационной дифференциации первичной магмы и частичного плавления нижней коры, т.е. базальтовой магмы островных дуг (Tatsumi et al., 1983; Tatsumi and Eggins, 1995 и др.). Предполагалось, что в ходе эволюции островной дуги мощность ее нижней коры должна увеличиваться за счет ее прироста снизу - андерплейтинга (рис. 14). Но мощность континентальной коры Японского архипелага не превышает 30-35 км даже после 500 млн лет эволюции. В качестве объяснения этого факта был предложен механизм деляминации (Tatsumi, 2000; Tatsumi et al., 2008) который не реализуется, как это было показано выше. Это противоречие может быть объяснено крупномасштабной тектонической эрозией, широко проявленной на Японских островах (Isozaki et al., 2010; Isozaki, Zhao, 2018). Тектоническая эрозия может уничтожать почти 100 % островной дуги, а для создания коры новой дуги необходимо 100 млн лет (Suzuki et al., 2010).

6.2. Разрушение элементов и структуры орогенного пояса

Орогенный пояс тихоокеанского типа (ОТП) в направлении от глубоководного желоба к континенту состоит из четырех крупных структур

(частей): аккреционной призмы, метаморфического пояса высокого давления, преддугового осадочного бассейна и пояса гранитоидов (рис. 4а, 7, 15). ОТТ обычно простирается на 2000-3000 км вдоль континента и имеет ширину около 300-400 км. В Японии за последние 500 млн лет образовалось или могло образоваться пять орогенных поясов. Однако не все эти пояса сохранили все свои структурные элементы. Даже в наиболее хорошо сохранившемся горном хребте Санбагава-Риоке (Sanbagawa-Ryoke) отсутствует область, соответствующая преддуговому осадочному бассейну, который должен занимать пространство длиной примерно 1000 км в направлении с севера на юг и шириной 100-200 км (Aoki et al., 2009; Aoki et al. 2010).

Крупномасштабная тектоническая эрозия происходит при приближении к глубоководному желобу молодой океанической литосферы, образованной в расположенном недалеко срединном центре (рис. 15а). Начинается активное разрушение фронта островной дуги, и продукты разрушения транспортируются вниз по склону в сторону глубоководного желоба. Далее они погружаются в мантию и могут быть перекристаллизованы в зоне регионального метаморфического пояса. Тектоническая эрозия усиливается при погружении срединно-океанического хребта, и ось глубоководного желоба смещается в сторону континента (рис. 15б). Слэб, как относительно тонкая структура, может проникать в середину коры, центральная часть островной дуги прогибается, образуя преддуговой бассейн. После субдукции срединно-океанического хребта, т.е. погружения зрелой, т.е. мощной плиты, отложения желоба вместе со слэбом опускаются под региональный метаморфический пояс, что вызывает его поднятие на поверхность (см. раздел 4.1). Сразу после крупномасштабной структурной эрозии начинается быстрый рост новых гранитоидных батолитов и в течение примерно 100 млн лет объем континентальной коры увеличивается. В результате этого ось желоба опять перемещается в сторону океана на его исходную позицию и параллельно вулканический фронт перемещается в сторону океана (рис. 15в). Смещение оси желоба и вулканического фронта обычно происходит между этапами крупномасштабной тектонической эрозии (рис. 15г).

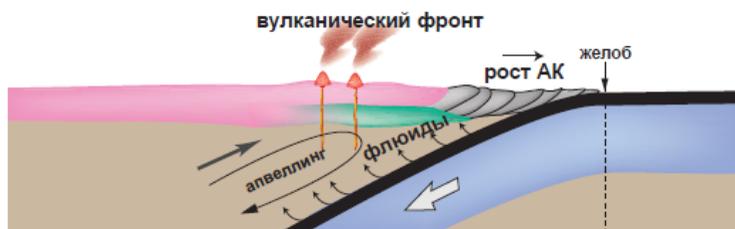
6.3. Перспективы изучения тектонической эрозии

Как уже упоминалось в разделе 6.1 геологическая история Японии – типичного орогена тихоокеанского типа - составляет 520 млн лет, в течение которых произошло пять этапов ОТТ, которые сформировали аккреционный комплекс шириной 400-500 км и протяженностью более 2000 км с ТТГ комплексами на континентальных окраинах каждого орогена. Однако по данным на современных активных окраинах плавление субдуцирующей океанической литосферы производит в пять раз больше ТТГ коры по сравнению с той, что представлена на Японских островах. Эту диспропорцию можно объяснить тектонической эрозией, которая, видимо, доминировала над приростом ТТГ, в результате чего Япония потеряла 80% коры (рис. 16). ТТГ, как и океанические осадки и породы внутриокеанической и континентальных дуг, были разрушены тектонической эрозией, включая прямую субдукцию внутриокеанических дуг (рис. 16а), и транспортированы субдукцией в переходную зону мантии. Данные по многим орогенам тихоокеанского типа в мире показывают, что тектоническая эрозия уничтожила и фрагментировала большую часть их коры (Vanucchi et al., 2016).

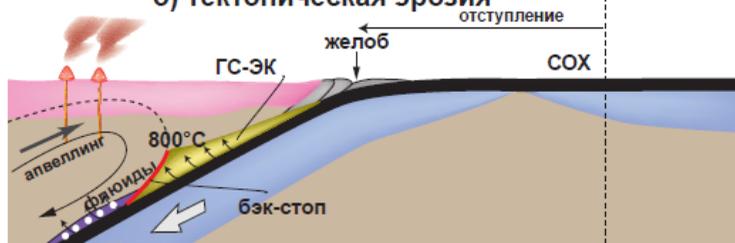


Рис. 15. Фундаментальный процесс орогении тихоокеанского типа – это быстрые разнонаправленные процессы: континентальный рост за счет формирования аккреционного комплекса и пояса батолитов и тектоническая эрозия (Suzuki et al., 2010). (а) Нормальная стадия орогении тихоокеанского типа характеризуется приростом за счет аккреции в направлении к океану вместе с образованием пород типа ТТГ на вулканическом фронте. (б) Приближение срединно-океанического хребта к зоне субдукции и начало интенсивной тектонической эрозии, в результате чего материал ТТГ транспортируется на глубину 50-60 км, где он метаморфизуется в условиях фации голубых сланцев и/или эклогитов. Позже метаморфические породы выдавливаются на поверхность по механизму экструзии клина (Miyuama, 1990, 1997). Одновременно, огромное количество материала аккретирует к вулканической дуге. (в) Линии желоба и вулканического фронта смещаются параллельно в направлении суши при тектонической эрозии и в обратном направлении при аккреции. (г) Тектоническая эрозия возобновляется, когда срединно-океанический хребет снова подходит к желобу. Цикл тектонической эрозии составляет около 100 млн лет

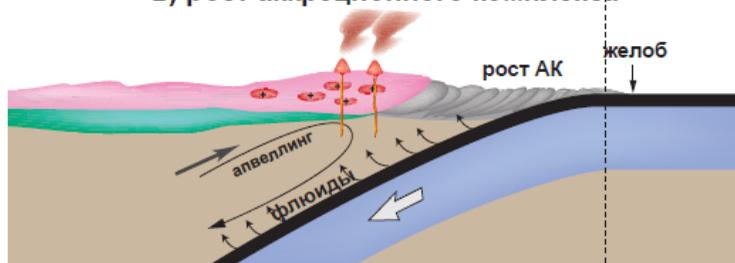
а) рост аккреционного комплекса



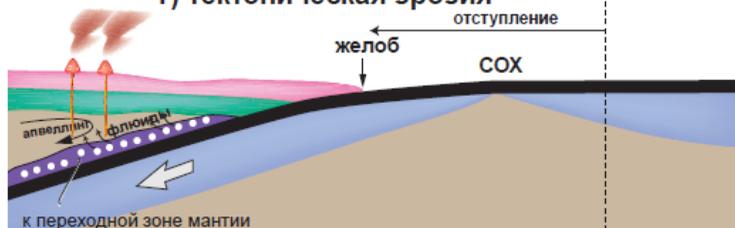
б) тектоническая эрозия



в) рост аккреционного комплекса



г) тектоническая эрозия



Деламинация мафической нижней части дуги необязательна. Тектоническая эрозия транспортирует не только гранитную верхнюю кору, но и мафическую нижнюю кору.

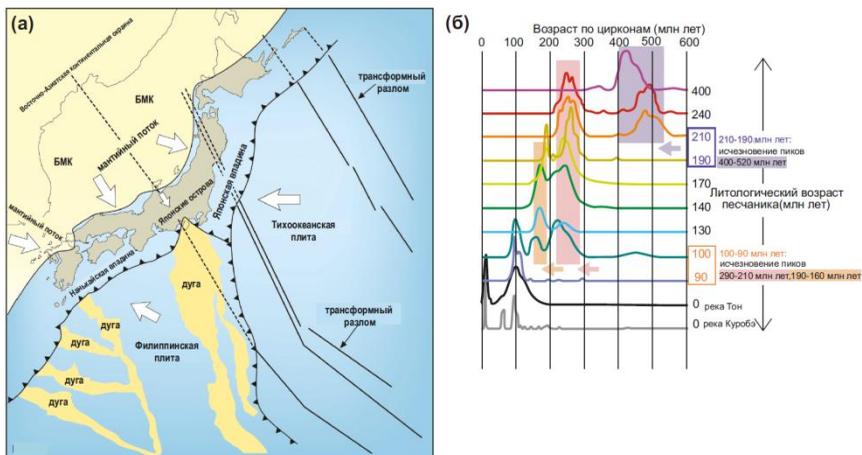


Рис. 16. (а) Внутриокеанические дуги на Филиппинской плите, субдицирующие в желоб Нанкай. При этом аккреции не происходит (рисунок из Yamamoto et al., 2009). (б) спектры U-Pb возрастов детритовых цирконов из среднепалеозойских, мезозойских и современных песчаников Японии; видна смена типа области сноса (рисунок из Isozaki et al., 2010). Четко видны три главных периода в более чем 500 млн летней геологической истории Японских островов: до позднего триаса (> 200 млн лет), юра – поздний мел (200-90 млн лет) и пост-поздний мел (< 90 млн лет), что свидетельствует о резкой смене типа области сноса терригенных пород (песчаников) в прото-Японии

Конвергентные окраины тихоокеанского типа (КОТТ) (рис. 2) имеют особое значение, т.к. они являются не только местом образования новой (ювенильной) континентальной коры за счет магматизма внутриокеанических дуг и аккреции, но и местом ее разрушения за счет процессов тектонической и/или субдукционной эрозии (Khanchuk et al., 1989; Isozaki et al., 1990; Maruyama et al., 1997; Yamamoto et al., 2009; Stern 2010; Safonova et al., 2015 и др.). Процессы тектонической эрозии характерны как для западного побережья Пацифики (желоб Нанкай; Yamamoto et al., 2009), так и для восточного (Гватемала, Пуэрто-Рика; Vanucchi et al., 2016; Schöll, von Huene, 2007). Попытки изучения этих процессов делались многими исследователями, но при этом 90% работ посвящено именно формированию коры: сотни, если не тысячи, статей опубликовано по надсубдукционному магматизму и аккреционным

комплексам, но гораздо меньшее количество работ по тектонической и субдукционной эрозии (Clift, Vanucchi, 2004; Scholl, von Huene, 2007; Stern, 2009; Vanucchi et al., 2016 и др.). 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 (Maruyama et al., 2007; Yamamoto et al., 2009; Kawai et al., 2013; Safonova et al., 2015).

В последние годы стало уделяться особое внимание субдукции эродированного корового материала и его накоплению в переходной зоне мантии (Maruyama et al., 2009; Kawai et al., 2013; Литасов и др., 2010; Safonova et al., 2015). К сожалению, работы по тектонической эрозии все еще остаются единичными, спорадическими как в плане географии объектов, так и в плане связи этих процессов с другими глобальными геологическими процессами. Детальное изучение КОТТ Южной Америки выявило наличие среди них двух контрастных типов: аккрецирующих и эродирующих (Scholl and von Huene, 2007) (рис. 17). Аккрецирующие или растущие окраины характеризуются породами аккреционного клина, перекрытыми мощными отложениями более древних аккреционных комплексов, и тектоническими линзами фронтальной призмы, сложенной активно деформирующимися осадками, срезаемыми с субдуцирующей плиты. Со временем аккрецирующие окраины растут в сторону океана, т.е. глубоководный желоб отступает. Эродирующие или неаккрецирующие окраины характеризуются близким расположением пород магматической дуги и желоба и небольшим количеством или отсутствием пород более древних аккреционных комплексов. Со временем эродирующие окраины сужаются, т.е. желоб приближается к дуге (Scholl and von Huene, 2007; Clift et al., 2009; Yamamoto et al., 2009; Stern and Scholl, 2010; Safonova et al., 2015; Safonova, 2017). 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 (Yamamoto et al., 2009; Safonova and Maruyama, 2014).

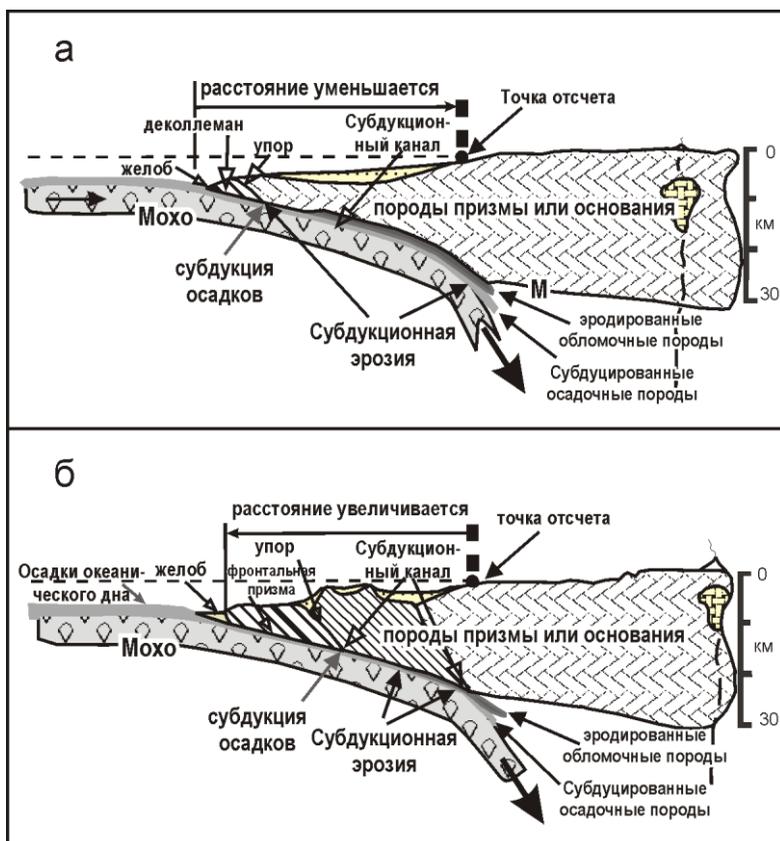


Рис. 17. Схема тектонической эрозии: аккрецирующие и эродирующие конвергентные окраины тихоокеанского типа (Scholl and van Huene, 2007). Деколлеман – поверхность срыва

По существующим оценкам современная Пасифика окружена на 75% эродирующими, а на 25% аккрецирующими окраинами (Clift, Vannucchi, 2004; Scholl and von Huene, 2007) (рис. 18). Механизм тектонической эрозии включает разрушение океанического слэба, островных дуг, аккреционной призмы, передовой дуги и преддугового клина в результате поддвигания океанической плиты, надвигообразования, наличия горстообразного и иного рельефа на поверхности субдуцирующей океанической плиты и разрушения пород под воздействием воды (von Huene et al., 2004; Stern,

2009; Yamamoto et al., 2009) (рис. 19). Первые свидетельства тектонической эрозии были получены при изучении сейсмических профилей через желоб Тонга (Hilde and Fisher, 1979) и желоб Нанкай около Японских островов (von Huene and Uyeda, 1981; Hilde, 1983). На них было идентифицировано, что слабо консолидированный обломочный материал попадает в грабени-ловушки, образованные разломами/трещинами на поверхности погружающейся океанической плиты.

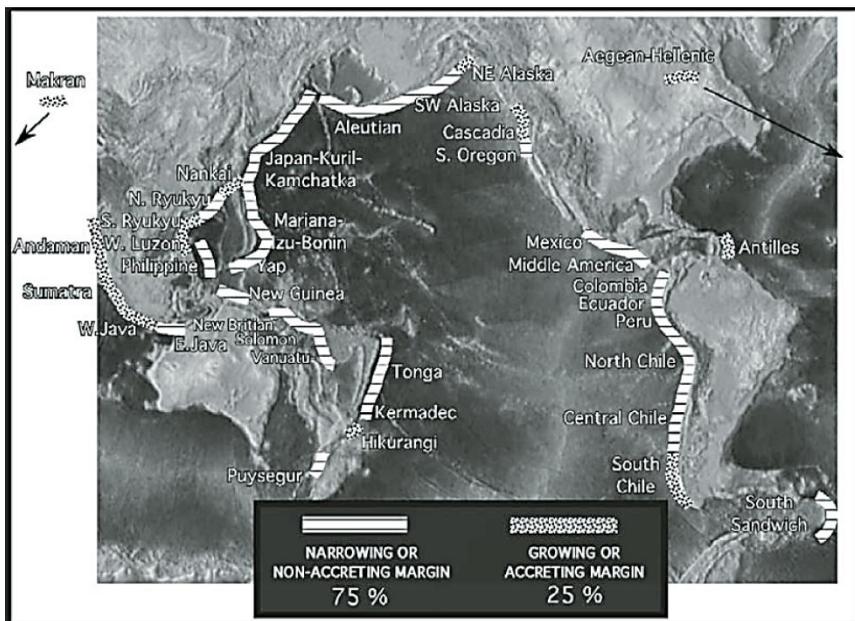


Рис. 18. Соотношение аккрецирующих (growing or accreting margin) и эродирующих (narrowing or non-accreting margin) конвергентных окраин Циркум-Пацифики (Clift, Vanucchi, 2004)

Позже процессы тектонической и субдукционной эрозии были описаны на других современных и молодых объектах Циркум-Пацифики, в первую очередь Японии (Nakajima, 1994; Isozaki et al., 2010; Safonova et al., 2015) и Южной Америки (Vanucchi et al., 2016). Работы по Японским островам были основаны на геологических и геофизических наблюдениях (Nakajima, 1994; Safonova et al., 2015; Isozaki et al., 2018) и данных по U-Pb датированию цирконов (Isozaki et al., 2010). 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 (Isozaki, Zhao, 2018).

СЕГМЕНТЫ АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ

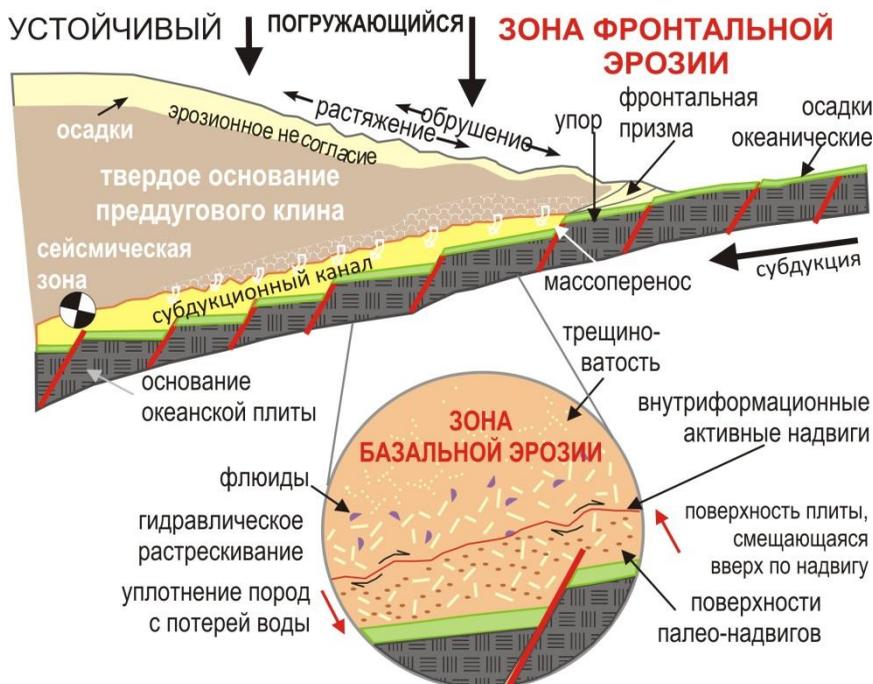


Рис. 19. Механизм тектонической эрозии, т.е. разрушение океанического слэба, островных дуг, аккреционной призмы и фронтальной дуги в результате надвигообразования, воздействия рельефа океанического дна и гидравлического растрескивания (von Huene et al., 2004)

Тектоническая эрозия на аккреционном комплексе Шиманто была предположена по отсутствию более древних аккреционных толщ между одновозрастными аккреционными породами Шиманто и надсубдукционными гранитоидами Риоке на острове Хонсю, но их наличию на островах Кюсю и Шикоку (Nakajima, 1994; Safonova et al., 2015). Исчезновение из геологической летописи Японии ордовикской

внутриокеанической дуги в раннем карбоне было реконструировано по спектрам U-Pb возрастов детритовых цирконов из турбидитовых песчаников разного возраста острова Хонсю (Isozaki et al., 2010; Fujisaki et al., 2014) (рис. 166).

Поскольку глобальные долгосрочные оценки скорости корообразования показывают, что скорость субдукционной эрозии существенно выше, чем прирост коры (Senshu et al., 2009; Stern, 2010), было предположено, что такие процессы действовали и в палеозойских и мезозойских палеоокеанах, например, Палеоазиатском, при закрытии которого образовался ЦАСП (Zonenshain et al., 1990; Dobretsov et al., 1995, 2003; Buslov et al., 2001; Safonova et al., 2009; Safonova, 2017). 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 (Скляров, Волкова, 2007; Волкова, 2009; Maruyama et al., 2010; Safonova, 2017; Safonova et al., 2017). По таким геологическим данным (наличие внутриокеанических дуг, СОП и голубых сланцев), а также многочисленным определениям Nd изотопного состава гранитоидов (Jahn et al., 2000) было показано, что ЦАСП представляет собой крупнейший в мире ороген тихоокеанского типа и является главной локацией образования фанерозойской ювенильной коры. С другой стороны, по данным изотопии Hf в цирконах в нем оказалось много (до 40%) фрагментов рециклированной коры (Kröner et al., 2014, 2017). Причиной такого расхождения и могут быть процессы тектонической эрозии части ювенильной коры (рис. 20).

7. Стратиграфия океанической плиты (СОП)

7.1. Концепция стратиграфии океанической плиты (СОП)

В 80-90-х годах прошлого столетия японскими геологами, изучавшими аккреционные комплексы японского острова Хонсю (Matsuda et al., 1981; Isozaki et al., 1990; Matsuda and Isozaki, 1991; Wakita, 2000), была

разработана концепция стратиграфии океанических плит (СОП), элементы которой включают типичные океанические осадочные и магматические

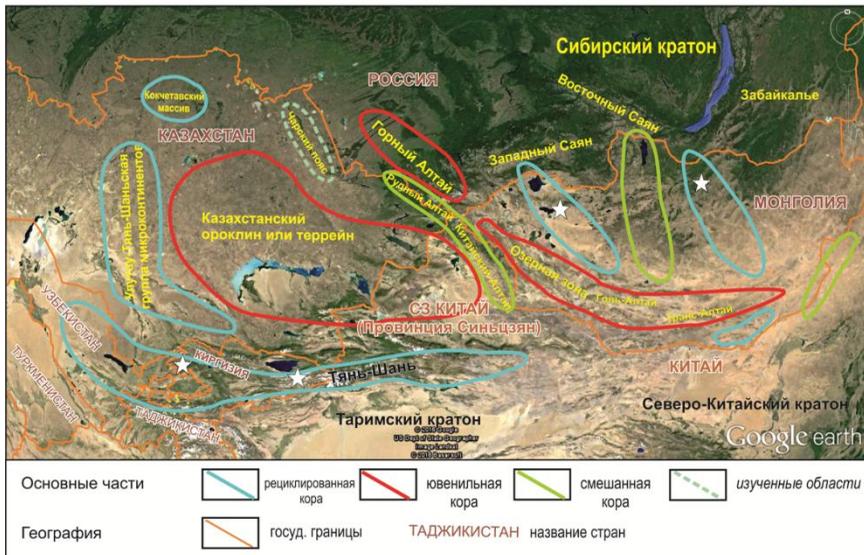


Рис. 20. Сегменты Центрально-Азиатского складчатого пояса, имеющие изотопные характеристики типичные для ювенильной (красный контур) или рециклированной (синий контур) коры и коры смешанного типа (зеленый контур) (рисунок из Safonova, 2017 на основе Gröner et al., 2014). Белыми звездами показано приблизительное расположение областей вероятно тектонической эрозии. Это - аккреционные комплексы с СОП, включая океанические поднятия (базальты типа OIB), голубыми сланцами по базальтам типа OIB и MORB и внутриокеаническими дугами. Это комплексы образовались в областях ювенильного корообразования, но сейчас находятся в пределах сегментов с «рециклированными» характеристиками

породы верхней части океанической литосферы (обычно базальтовый осадочный слой океанической коры): базальты срединно-океанических хребтов и океанических поднятий, пелагические радиоляриевые/ленточные кремни, гемипелагические кремнистые сланцы и аргиллиты, турбидиты, а также эпикластические склоновые фации и мелководные известняки «карбонатной шапки» океанических островов (рис. 21). Позже элементы СОП были выделены и во многих других аккреционных структурах разного возраста во всем мире (Wakita and Metcalf, 2006; Safonova, 2009; Safonova

et al., 2009; Maruyama et al., 2010; Wakita, 2012; Kusky et al., 2013; Safonova and Santosh, 2014; Safonova and Maruyama, 2014 и др.).

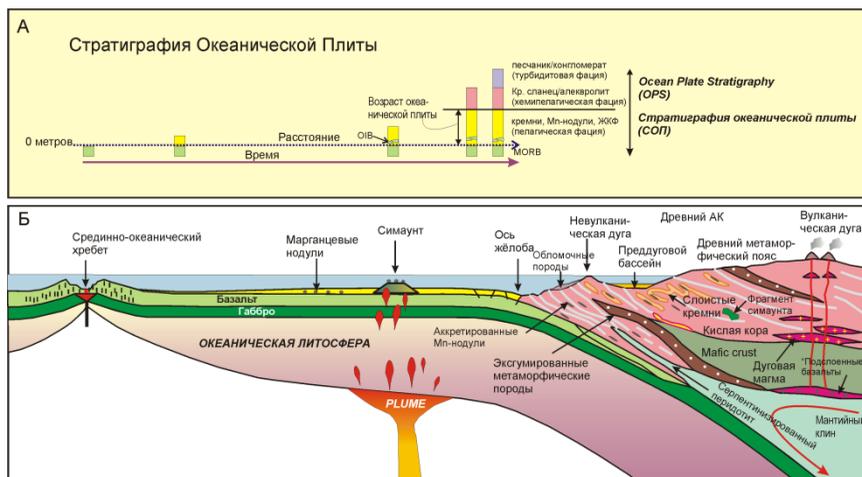


Рис. 21. Общая модель стратиграфии океанической плиты (СОП): от зарождения океанической коры в зоне срединно-океанического хребта до ее субдукции в зоне глубоководного желоба (Santosh, 2010)

Советские исследователи и российские ученые также внесли большой вклад в изучение строения магматических и осадочных пород океанической литосферы (Лисицын, 1974; Монин, Сорохтин, 1983; Ханчук и др., 1989; Зоненшайн и др., 1990; Пущаровский, Меланхолина, 1992; Беличенко и др., 1994; Берзин и др., 1994; Диденко и др., 1994; Говоров и др., 1996; Соколов и др., 1997; Чехович, 1997; Голубева, 2004; Голозубов, 2006; Кемкин, 2006; Сафонова, 2008; Сафонова и др., 2008, 2011 и др.). И в русской и в зарубежной литературе осадочные и вулканические породы верхней части океанической литосферы долгое время традиционно рассматривались в рамках офиолитовой модели.

Изначально в понятие «офиолитов» входила устойчивая ассоциация магматических пород, включающая (снизу вверх) ультраосновные и основные плутонические породы и вулканические и субвулканические породы: базальтовые пиллоу-лавы и долерит-габбровые дайково-силловые

комплексы (Steinmann, 1927; Moores and Vine, 1971; Anonymous, 1972; Coleman, 1977; Добрецов, Зоненшайн, 1985; Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Nicolas, 1989 и др.). Базальтоиды офиолитов образуются в ходе спрединга (растяжения) океанической коры в зонах срединно-океанических хребтов. Срединг сопровождается декомпрессионным («сухим») плавлением материала верхней мантии (рис. 21). По мере растяжения вновь образованные участки океанической литосферы смещаются в сторону зоны субдукции, и магматические ассоциации перекрываются все более мощными толщами океанических осадков.

Позже похожие ассоциации магматических и осадочных пород многие исследователи стали выделять не только среди океанических образований, но и в составе островодужных и задуговых комплексов (Shervais, 2001; Dilek and Robinson, 2003; Moores, 2003; Mason, 2008; Metcalf and Shervais, 2008; Dilek and Furnes, 2011; Kuskuy et al., 2011 и др.) (рис. 22). Это изменило изначальный «геодинамический» контекст понятия «офиолиты» и сделало возможным использование этого термина для диагностики не только обстановки срединно-океанического хребта, но и примыкающей к зоне субдукции области магматических дуг, задуговых бассейнов и т.д. Но выделенные в рамках офиолитовой модели различные типы офиолитов не позволяют различать отдельные устойчивые ассоциации вулканических и осадочных пород собственно океанического дна, образованные на разных его участках: на больших или меньших глубинах, рядом или далеко от океанического хребта, на склоне островной дуги или континентальном склоне, в условиях глубоководного жёлоба или на океанических островах, симаунтах или плато.

Четкое представление об обстановке образования той или иной ассоциации океанических пород дает именно понятие океанической стратиграфии, для которого на сегодняшний день принято следующее определение. Стратиграфия океанической плиты – это совокупность и закономерная последовательность магматических и осадочных пород, формирующихся на дне океана до того, как они вовлекаются в процесс аккреции и входят в состав аккреционных комплексов (Isozaki et al., 1990). То есть чаще всего это – осадки океанической коры и базальты 2-го слоя офиолитового разреза (рис. 22а).

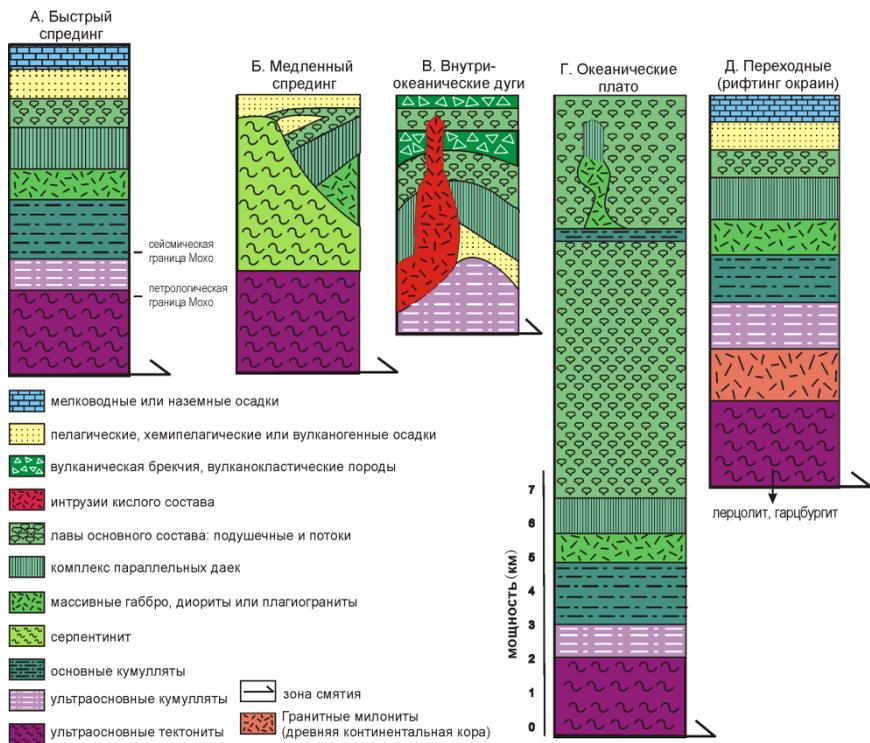


Рис. 22. Различные виды офиолитов (рисунок из Kusky et al., 2011, 2013). А – типичные офиолиты по определению Пенроуз (Колман, 1979), образованные в условиях быстрого спрединга; Б – офиолиты, образованные при медленном спрединге; В – офиолиты внутриокеанических дуг; Г – офиолиты океанических островов и плато; Д – офиолиты, образованные при рифтинге континентальных окраин

СОП фиксирует все этапы эволюции океанической плиты от ее зарождения в зоне срединно-океанического хребта до погружения в зону субдукции. СОП включает несколько устойчивых ассоциаций магматических и осадочных пород, образованных в различных геодинамических обстановках, т.е. на различных участках океанического дна: от глубоководных условий срединно-океанического хребта и океанского дна до менее глубинных обстановок океанических поднятий (подводных гор, плато и островов), континентального склона, до океанского жёлоба в зоне

субдукции океанической литосферы или слэба (Santosh, 2010b; Maruyama et al., 2010) (рис. 21, 23).

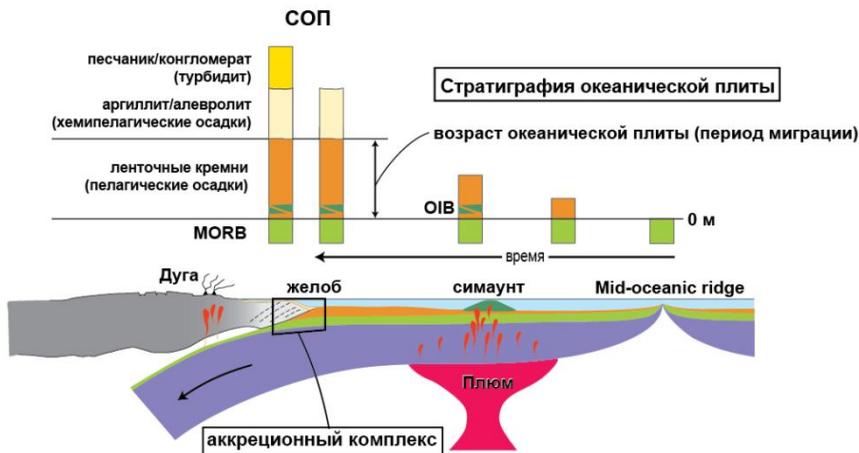


Рис. 23. Развитие СОП с ростом океанической коры и ее возрастом: океаническая плита слева от СОХ покрывается глубоководными ленточными кремнями, затем проходит над горячей точкой с образованием над ней симаунтов. С возрастом океаническая кора покрывается все более мощными пелагическими кремнями и затем, ближе к глубоководному желобу, хемипелагическими осадками (алевролит, аргиллит, сланец). В зоне желоба отложения СОП «запечатываются» турбидитами

СОП состоит из нескольких вещественно, литологически и структурно различных элементов. В условиях срединно-океанического хребта в основании океанической коры на базальтах MORB-типа (как правило, толеитовых) отлагаются пелагические кремни, которые часто имеют ленточную текстуру и содержат радиоларии (рис. 23, 24а, б). В процессе спрединга океанического дна эти «базальные» кремни перемещаются в



Рис. 24. Фотографии обнажений пород разных типов СОП из аккреционных комплексов ЦАСПа и западной Пацифики. Пелагические кремни – А, Б; хемипелагические отложения – В; турбидиты - Г; склоновые фации симаунта (Z-складки) – Д, Е; карбонатная «шапка» симаунта - Ж, З. Аккреционные комплексы: А – Хабаровский (Дальний Восток), Б – Чичибу (Япония), В – Кокшаальский; Г – Шиманто; Д - Курайский (Горный Алтай); Е – Чарский, Ж – Курайский (Горный Алтай); З – Катунский (Горный Алтай). Фото И.Ю. Сафоновой



сторону зоны субдукции, и их мощность соответственно возрастает. Со временем пелагические осадки оказываются в менее глубоководной или гемипелагической обстановке (рис. 24в), т.е. на оффшорном или океаническом сегменте глубоководного желоба, обычно около островной дуги или континентальной окраины. Там они перекрываются кремнистыми сланцами, аргиллитами и алевролитами, состоящими из тонкозернистого детритового (обломочного) материала, который может содержать радиолярии и конодонты. Когда, наконец, все эти отложения достигают глубоководного желоба, то на них сверху начинают отлагаться мощные толщи поступающего с континента терригенного материала, из которого образуются глинистые сланцы, песчаники, брекчии/конгломераты и турбидиты (рис. 24г). Таким образом, типичный разрез океанической стратиграфии включает (снизу вверх) базальты типа MORB – пелагические кремни – гемипелагические кремнистые сланцы, аргиллиты – отложения желоба песчаники, конгломераты (рис. 23; Isozaki et al., 1990; Maruyama et al., 2010). В некоторых случаях в состав аккреционного комплекса могут входить тектонически аккрецированные и преобразованные рудные формации океанического дна. Чаще это формации, содержащие марганцевые нодулы или, как принято в русскоязычной литературе, железомарганцевые конкреции.

Изучение «черных курильщиков» показало, что рудные формации богатые железом, медью и цинком образуются в зонах срединно-океанических хребтов в результате гидротермальных процессов и циркуляции океанической воды. Недавно проф. Накагава из Японии (Nakagawa et al., 2009) представил модель, объясняющую накопление марганцевых формаций вдоль конвергентных границ тектонических плит тихоокеанского типа. Поступая в процессе спрединга к краям континентов, эти образования затем аккрецируются, метаморфизуются и тектонически эксгумируются при формировании крупных метаморфических поясов. Другая категория рудосодержащих пород – это марганцевые конкреции, образованные на океаническом дне и ассоциирующие с глубоководными (пелагическими) океаническими осадками (кремнями). В процессе разрушения подводных гор фрагменты марганцевых конкреций и рифовых

известняков смешиваются с турбидитами глубоководных желобов и входят в состав аккреционных комплексов.

Многочисленные месторождения и рудопроявления расслоенных марганцевых и железо-марганцевых руд широко представлены на островах Хонсю (Nakae and Komuro, 2005) и Шикоку (Nakagawa et al., 2009). Многие японские исследователи рассматривают эти образования как результат субдукционно-аккреционных процессов (Nakae, 2000; Nakae, Komuro, 2005; Nakagawa et al., 2009 и др.) и считают, что марганцевые руды в составе аккреционных комплексов образовались в результате метаморфизма кремнистых осадков океанического дна, содержащих железомарганцевые конкреции. То есть кремни, обогащенные марганцем, являются элементами океанической стратиграфии и характеризуют определенные обстановки формирования СОП-комплексов аккреционных поясов. Известняки, расслоенные железистые формации и обогащенные марганцем осадочные породы в ассоциации с кварцитами и метакарбонатами представляют собой смесь аккретированных океанических пород и осадков активных континентальных окраин и входят в состав континентальных коллизионных поясов более древних, т.е. докембрийских террейнов, например, мезопротерозойский террейн Сосар (Sausar Group) в тектоническом поясе центральной Индии (Central India Tectonic Zone; Naganjaneyulu and Santosh, 2010b).

7.2. Типы отложений СОП

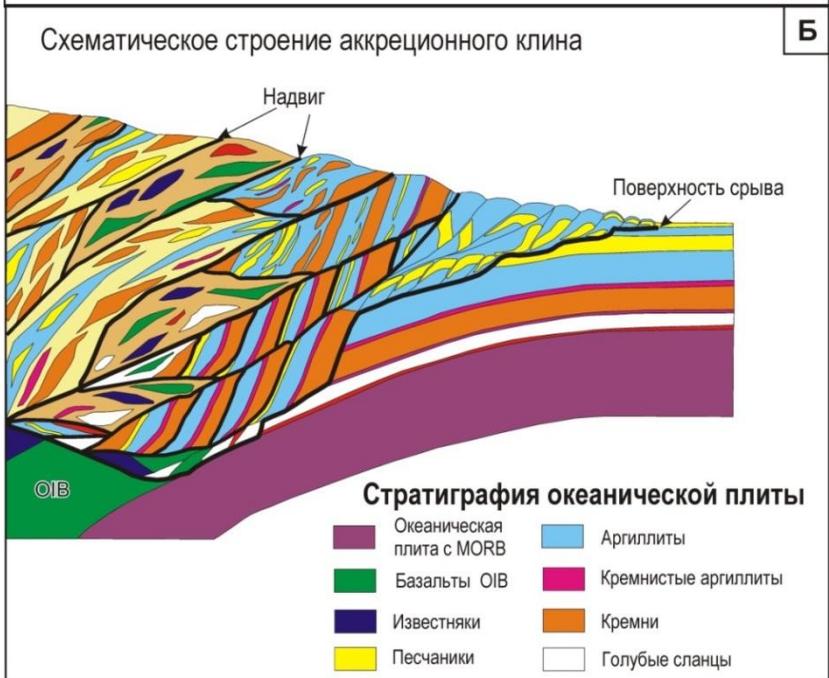
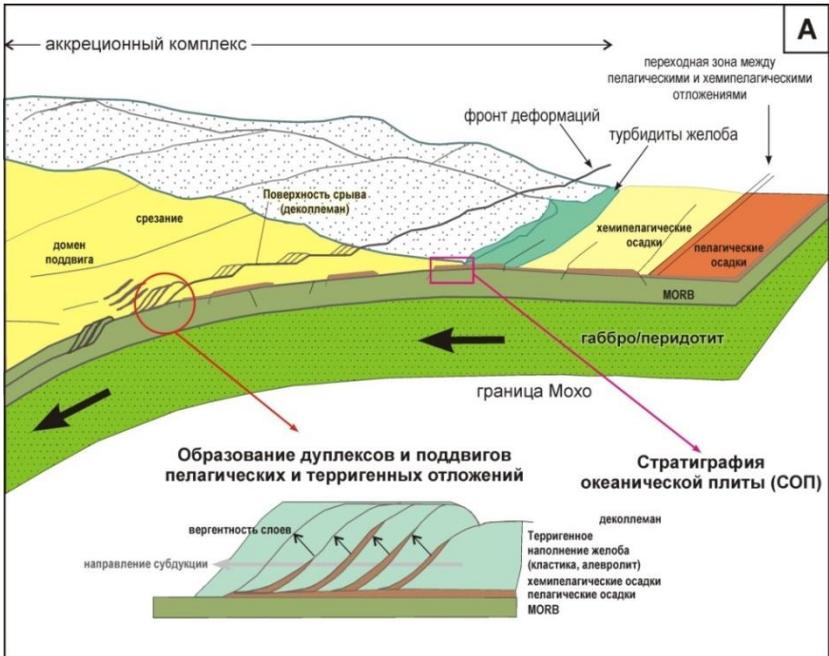
Изначально под СОП понималась последовательность пород только океанического дна от срединно-океанического хребта до глубоководного желоба, включая океанические поднятия. В последние годы элементы СОП были идентифицированы в десятках, если не во всех, древних аккреционных комплексах (Kusky et al., 2013; Safonova and Santosh, 2014). На примере неопротерозойских и палеозойских аккреционных комплексов, в частности, неопротерозойского комплекса Англесей на одноименном острове и полуострове Ллейн (Уэльс, Англия) и раннекембрийского Курайского комплекса на Горном Алтае (юго-западная Сибирь, Россия), было выделено три типа СОП-комплексов, последовательно

аккретированных к активной окраине (Сафонова и др., 2008; Maruyama et al., 2010; Safonova and Santosh, 2014 и др.) (рис. 21).

Первый самый древний по возрасту тип («верхний» по Maruyama et al., 2010) представлен собственно океаническими породами, образованными в период от открытия океана и образования океанической коры в зонах спрединга до его закрытия и погружения слэба в субдукционный желоб. В этот тип входят «классические» элементы СОП, т.е. ассоциации осадочных и магматических пород, сформированные в условиях океанического дна (MORB, кремни), океанического плато (OPB, кремни, склоновые фации, карбонаты), океанического острова (OIB, склоновые фации, карбонаты) и океанского желоба (турбидиты) (рис. 24). Второй тип («средний»), представлен субдуцированными породами океанической литосферы, которые были метаморфизованы и позже выведены на поверхность (эксгумированы) в виде голубых сланцев. Такие метаморфические породы, как правило, занимают средние части разреза, т.е. часто расположены под толщами СОП первого типа. В третий тип («нижний») входят самые молодые олистостромовые отложения, находящиеся в основании разреза и образованные в результате гравитационного обрушения ранее аккретированных пород. В разрезах аккреционных комплексов эти типы залегают в обратной последовательности, то есть, в результате аккреции к островной дуге самые древние породы оказываются сверху, в середине – более молодые голубые сланцы, а внизу – разрушенные породы всей аккретированной толщи (рис. 25, 26).



Рис. 25. Схемы образования аккреционного комплекса (А) и строения аккреционной призмы с симаунтом (Б). А – схематическая модель аккреции глубоководных пелагических осадков в зоне древнего глубоководного желоба и образования дуплекс-структур по данным изучения типового объекта СОП – области Инуяма террейна Мино-Тамба в юго-западной Японии (рисунок по Matsuda, Isozaki, 1991). Б – схема разрушения слоев СОП по данным изучения мезозойских аккреционных комплексов Японии (рисунок из Wakita, 2012). Элементы СОП OPS отделяются по поверхности срыва (деколлеман) и аккретируются к активной окраине в результате процессов «срезания» (offscraping) и «поддвигания» (underplating). Поверхность срыва обычно закладывается в пределах хемипелагической толщи на ранней стадии, т.е. когда турбидитовые слои в самой верхней части СОП тектонически отделяются и нагромождаются один на другой с образованием дуплекс-структур



Особым элементом СОП являются океанические поднятия (острова, подводные горы, плато), которые сложены преимущественно внутриплитными базальтами. Вместе с базальтами срединно-океанических хребтов они ассоциируют с соответствующими океаническими осадками и располагаются, как правило, внизу стратиграфического разреза. Для океанических поднятий характерна закономерная смена фаций от мелководных известняков вершины палеоострова через вулканокластику и обломочные известняки склоновых фаций, перекрывающих основное магматическое тело, до кремнисто-карбонатных отложений в основании палеоострова.

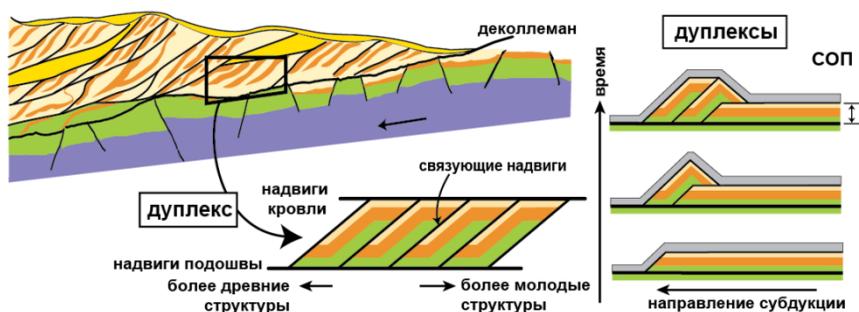


Рис. 26. При гравитационном оползании породы СОП могут образовывать олистостромы. Продолжающаяся аккреция приводит к образованию дуплекс структур (б), по направлению напластования которых можно определить направление древней субдукции (рисунок из Maruyama et al., 2010)

На рис. 27 показаны схемы реконструкции океанического острова и приведены примеры различных ассоциаций пород, образованных на вершине острова, т.е. так называемая карбонатная «шапка», на его склонах (склоновые фации) и у подножья. Отложения карбонатной «шапки» (рис. 24ж, з), как правило представлены известняками, в том числе и рифовыми в более молодых комплексах, с ооидной, микритовой или массивной структурой, которые могут содержать различные микро- и макрофоссилии: от строматолитов до конодонтов, фораминифер, криноидей, кораллов, брахиопод и др. (Сенников и др., 2003; Постников, Терлеев, 2004; Sano,

1988; Uchio et al., 2004, 2008; Isozaki et al., 2007; Takayanagi et al., 2007 и др.).

Склоновые фации океанического острова или иного поднятия сложены относительно грубозернистыми и грубообломочными брекчированными вулканическими и карбонатными породами (известковистыми брекчиями, базальт-карбонатными слоистыми породами). Они образуются при гравитационном оползании материала первоначально излившегося или отложившегося на вершине острова, а также более тонкозернистыми эпикластическими образованиями (известковистые слоистые аргиллиты и алевролиты), для которых характерна внутриформационная складчатость (Z-складки) (рис. 24д, е, 27). В целом для склоновых фаций типична невыдержанность мощности слоев осадочных пород и лавовых потоков.

У подножья океанического поднятия образуются более тонкозернистые отложения, такие как тонкослоистые и массивные известковистые и кремнистые аргиллиты и алевролиты, которые могут содержать прослои и линзы кремней (рис. 27). Эти отложения фактически представляют собой образования океанического дна. Осадочные отложения разных фаций острова могут перекрывать слагающие его вулканические породы, чаще всего базальты OIB-типа (Isozaki et al., 1990; Kanmera and Sano, 1991; Uchio et al., 2004; Добрецов и др., 2004; Сафонова и др., 2008, 2011; Safonova et al., 2011a, 2012).

Описанные выше четыре типа СОП («верхний», «центральный», «нижний» и океанических островов) выделялись в древних аккреционных комплексах (АК) либо по возрасту, либо на основании положения литологически различных толщ в разрезе и их взаимоотношений, либо по составу присутствующих в них магматических пород (Maruyama et al., 2010; Safonova et al., 2009; Safonova and Santosh, 2014).

То есть на разных АК использовались различные подходы, с уклоном либо в геохронологию (Iwata et al., 1997; Kanmera and Sano, 1991), либо в геологию (Nakae, 2005; Maruyama et al., 2010), либо в петрографию и геохимию (Agata, 1994; Ozawa et al., 1999; Onoue et al., 2004; Kuzmichev et al., 2005; Koizumi, Ishiwatari, 2006; Сафонова и др., 2008; Ichiyama et al., 2008). Такие различия в подходах затрудняли систематизацию элементов

СОП из АК разного возраста и разной степени сохранности (деформированности) и разработку единых критериев их идентификации.

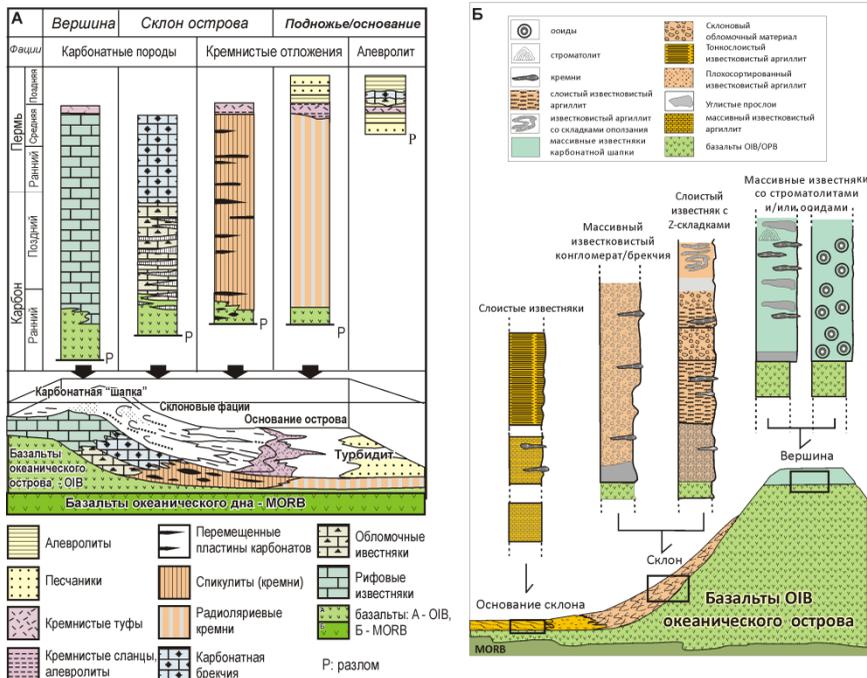


Рис. 27. Схематические реконструкции и литостратиграфические колонки древних океанических островов, сделанные по двум наиболее хорошо изученным типовым объектам западной Пацифики (А – симаунт Акиоши, юго-западная Япония; карбон-пермь; рисунок из Kampega, Sano, 1991) и Центрально-Азиатского складчатого пояса (Б – Курайский симаунт, Горный Алтай; поздний неопротерозой (рисунок из Uchio et al., 2004)

И только недавно на основе всей совокупности геологических, литологических, сейсмических, петрографических и геохимических данных, полученных на позднемезозойских и кайнозойских аккреционных комплексах Японии, были выделены 5 главных типов отложений СОП (рис. 28). Они образовались на океанической коре различного возраста и отделялись от ее основания в результате аккреции вдоль поверхности срыва (деколлеман - decollement), расположенной на разной глубине (Safonova et al., 2016).

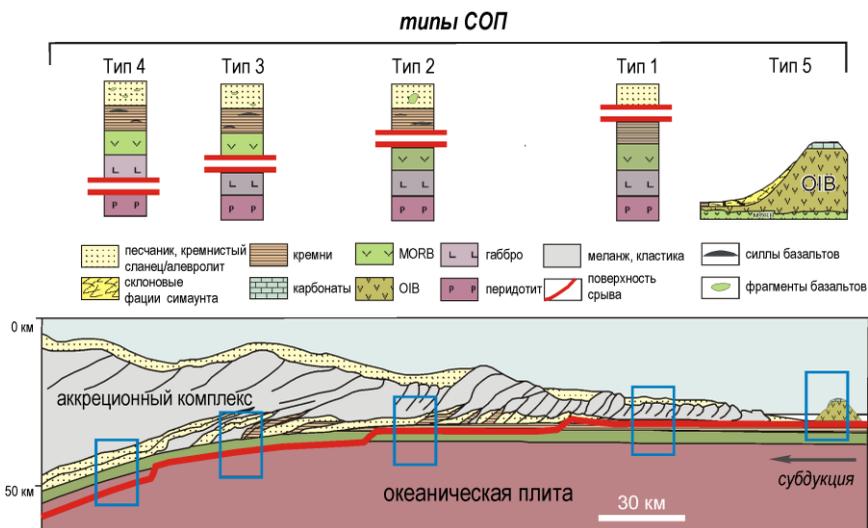


Рис. 28. Образование различных типов СОП, показанное в разрезе через глубоководный желоб Нанкай и аккреционные комплексы острова Шикоку в юго-восточной Японии (рисунок из Safonova et al., 2016, разрез построен по данным из Kuramoto et al., 2000, 2001; Gulick et al., 2004; Strasser et al., 2009). В ходе субдукции осадочные и магматические породы СОП отделяются от пород основания аккреционного комплекса по поверхности срыва, и, в зависимости от расстояния от желоба и глубины поверхности срыва, в состав аккреционного комплекса входят различные типы СОП (Safonova et al., 2016). Субдукция двигала породы СОП в сторону континента, и изначально недеформированные осадки были смяты в складки в результате нескольких этапов деформаций. На каждом этапе осадки поддвигаются друг под друга по поверхности очередного надвига, а затем снова сминаются, что в итоге приводит к укорочению разреза изначально горизонтальных отложений в 10 раз. Такая толща СОП всегда обращена в сторону океана и характеризуется антиклинальными складками, плоскости осей складчатости которых всегда наклонены или вергентны также в сторону океана. При этом поверхности надвигов/поддвигов имеют падение в сторону континента

Глубина поверхности срыва зависит от возраста океанической плиты. Она может варьировать от 0 до 50 км по данным сейсмической съемки и подводного бурения современных отложений аккреционной призмы Нанкай и мезо-кайнозойских отложений СОП смежного аккреционного комплекса Шиманто на острове Шикоку (Kuramoto et al., 2001 (рис. 28). В аккреционном комплексе тип СОП или ее литологический состав определяется возрастом

океанической плиты и глубиной поверхности срыва (от молодой к древней): (1) песчаники и кремнистые сланцы; (2) песчаники, кремнистые сланцы и кремни; (3) песчаники, кремнистые сланцы, кремни и MORB; (4) песчаники, кремнистые сланцы, кремни, MORB и габбро (\pm перидотит). Так же как и в предыдущих классификациях выделяется пятый тип СОП океанических островов, который включает базальты типа OIB, известняки карбонатной «шапки» (массивные, микритовые, рифовые), отложения склоновых фаций (вулканогенно-карбонатные брекчии и другие эпикластические породы) и кремнистые отложения основания острова/симаунта (сланцы, алевролиты, кремни) (Isozaki et al., 1990; Kanmera and Sano, 1991; Safonova et al., 2009; Uchio et al. 2004; 2009; Safonova and Santosh, 2014; Safonova et al., 2015).

В ходе субдукции осадки, изначально отложившиеся на относительно плоской поверхности океанического дна, подвергаются складчатости и/или расчешуиванию, что приводит к образованию фронтальных (по отношению к направлению субдукции) надвиговых структур, состоящих из отдельных надвиговых пластин различной мощности, часто фрагментированных и разделенных плоскостями разломов, падающими под большими углами в сторону континента (или вергентные в сторону океана) (рис. 28). В результате продолжающейся аккреции, сопровождаемой надвигообразованием, океанические отложения укорачиваются по латерали во много раз. Поэтому наличие в древних орогенах тихоокеанского типа многочисленных одновергентных (т.е. направленных в одну сторону) надвиговых пластин, сложенных океаническими осадками и базальтами MORB и OIB является свидетельством аккреционной структуры (Kuramoto et al., 2001; Gulick et al., 2004; Strasser et al., 2009).

Океанические осадки могут образовываться практически на любом расстоянии от желоба или срединно-океанического хребта и, следовательно, могут быть оторваны от поверхности срыва любой глубины (рис. 28) и впоследствии, например, при прекращении субдукции и последующей коллизии, выведены на поверхность.

Игнорирование принципов стратиграфии океанической плиты может привести к ошибочной интерпретации даже с виду согласных отложений или пачек осадков. Классический закон Стено (Steno's law) подразумевает, что более древние породы находятся внизу разреза, а более молодые –

наверху, обеспечивая «классические» стратиграфические последовательности. Однако в процессе аккреции элементы СОП (турбидиты-сланцы-кремни-MORB) могут поддвигаться друг под друга с образованием так называемых дуплексных структур, в которых более древние толщи оказываются наверху разреза. При этом тектонические границы между ними в поле практически нельзя диагностировать, т.к. обычно аккрецируются слабо консолидированные, еще насыщенные влагой осадки. Таким образом, кажущаяся стратиграфическая последовательность оказывается тектонической. Более того, пачки пород, слагающие дуплекс-структуры – хорсы (в англоязычной литературе) или структуры конского хвоста (в русскоязычной литературе) – могут многократно повторяться и представлять в разрезе серии разновозрастных отложений, залегающих на кажущихся разными стратиграфических или структурных уровнях (Maquyama et al., 2010; рис. 25, 28, см. также описание к Патенту от Роспатента № 2667329 на сайте http://lepom.nsu.ru/pages/Patents_rus.php). Использование модели СОП с детальным геологическим картированием и датированием (микропалеонтология, изотопия) позволяет выявлять такие условия залегания и корректно реконструировать исходную последовательность осадконакопления. Следовательно, тщательное изучение взаимоотношений между различными породами и использование стратиграфии океанической плиты является надежным инструментом понимания структуры и истории образования аккреционных комплексов и орогенов тихоокеанского типа.

Важной частью реконструкций с использованием модели СОП являются ассоциации тех или иных магматических пород, например, MORB или OIB, с определенным типом осадочных пород. Поскольку MORB образуются в срединно-океанических хребтах, то они, как правило, перекрываются пелагическим кремнями. С другой стороны, OIB могут образовываться на различном расстоянии от хребта или желоба, на разных глубинах и соответственно могут находиться в ассоциации с различными осадочными породами СОП: кремнями или кремнистыми сланцами основания океанического поднятия, склоновыми фациями и карбонатами, если растущий симаунт достигает глубины карбонатной компенсации (Kanmera and Sano, 1991; Uchio et al., 2004; Сафонова и др., 2008; Safonova et al.,

2011, 2015 (рис. 24ж, з, е, 28). Поэтому модель СОП представляется крайне важной для понимания геодинамических обстановок образования океанических вулканических пород, включая OIB, в пространстве и во времени.

Такие устойчивые ассоциации вулканических и осадочных пород - элементы СОП - как правило, хорошо диагностируются в полевых условиях. Следовательно, использование понятия СОП является надежным методом разделения структурных единиц, океанического и неокееанического происхождения в пределах сложно построенных аккреционных комплексов. Поскольку элементы СОП входят в состав аккреционных комплексов в процессе субдукции и закрытия океанов, их диагностика также представляет собой прекрасный инструмент геологического картирования орогенных структур, формирование которых связано с субдукционно-аккреционными процессами (Isozaki et al., 2010).

7.3. Элементы стратиграфии океанической плиты в аккреционных комплексах

Элементы СОП являются характерными составляющими аккреционных комплексов большинства фанерозойских орогенов тихоокеанского типа в мире, включая Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП), западную Пацифику и Кордильеры (Добрецов и др., 2004; Сафонова и др., 2008, 2011; Isozaki et al., 1990; 2010; Maruyama et al., 1997; Buslov et al., 2001; Mann and Taira, 2004; Uchio et al., 2004; Wakita and Metcalfe, 2005; Safonova et al., 2004; 2009, 2011a, b, 2012, 2015; Safonova, 2009; Izosaki et al., 2010; Wakabayashi, 2011; Wakita, 2012; Kusky et al., 2013; Safonova and Santosh, 2014; Safonova and Maruyama, 2014; Safonova, 2016 и др.). Кроме того, они были описаны и во многих докембрийских террейнах, таких как Англесей на Британских островах (Kawai et al., 2007; Maruyama et al., 2010), Слэйв на северных территориях в Канаде (Kusky, 1989; Corcoran et al., 2004), Пилбара в северо-западной Австралии (Kikokawa, Taira, 1998; Krapez, Eisenlohr, 1998), Исуа в юго-западной Гренландии (Komiya et al. 1999; Myers, 2001; Polat et al., 2011), включая главные сутурные зоны, сформированные в связи с амальгамацией таких суперконтинентов, как

Колумбия (палеопротерозой) и западная Гондвана (неопротерозой) (Santosh et al., 2009; Santosh, 2010c).

Аккреционные комплексы представляют собой геологические структуры, входящие в состав орогенов тихоокеанского типа и включающие породы аккреционных клиньев или призм, накапливающихся над зоной субдукции, и их основание, т.е. примыкающая активная окраина в виде либо островной (внутриокеанической) вулканической дуги (марианский тип), либо окраинно-континентальной или магматической дуги (андийский тип) (рис. 4, 25, 28). В состав аккреционного клина входят следующие формации: 1) элементы СОП, т.е. магматические и осадочные породы, оторванные от океанической литосферы; 2) турбидиты глубоководного желоба, образующиеся за счет сноса и гравитационного оползания обломочного материала примыкающих магматических дуг; 3) преддуговые олистостромы; 4) породы высоких давлений (эклогиты, глаукофановые сланцы), выведенные на поверхность в результате продолжающейся аккреции и связанных с ней тектонических деформаций. Нами под аккреционным комплексом понимается относительно древняя структура, включающая как породы собственно аккреционной призмы, так и породы ее основания, которые вместе были нарушены более поздними тектоническими процессами, связанными с субдукцией, аккрецией и коллизией (складчатость, надвиги, сдвиги и т.д.). Элементы СОП играют особую роль в составе аккреционных комплексов, т.к. они позволяют диагностировать древние океанические и островодужные комплексы и реконструировать эволюцию древних океанов, включая обстановки осадконакопления и процессы магматизма в них.

Опубликованный недавно глобальный обзор аккреционных комплексов, включающих фрагменты СОП (Kusky et al., 2013) показал, что за последние 3.8 млрд лет не происходило глобальных изменений в процессах спрединга морского дна, океанического осадконакопления, субдукции и аккреции. Устойчивый литологический и химический состав имеют как самые древние, так и самые молодые ассоциации осадочных и магматических пород. Для всех комплексов характерно наличие многочисленных тектонических структур, среди которых преобладают ограниченные разломами структурные линзы и парные надвиги (надвиговые дуплексы), ограниченные более ранними маломощными надвигами. Для всех комплексов, где было

возможным определить возраст аккреции, как, например, аккреционный комплекс Францискан в Калифорнии (Wakabayashi, 1992), характерно его омоложение в сторону палео-океанического жёлоба. При этом относительные возраста пород в пределах аккретированной толщи СОП могут варьировать в зависимости от того, двигался ли срединно-океанический хребет в сторону жёлоба, а затем субдуцировал, или он отдалялся от зоны субдукции.

7.4. Эволюция отложений СОП; значение СОП для реконструкции геодинамических обстановок

Литология аккретированных пород СОП и их ассоциации изменялись от докембрия к палеозою, мезозою и кайнозою, что, возможно, было связано с изменениями, происходящими на поверхности Земли. Например, среди фанерозойских глубоководных кремней преобладают радиоляриевые илы, тогда как докембрийские донные кремни образовывались в результате гидротермальных эксгаляций (выделения газов) и процессов замещения. Таким же образом в фанерозойских карбонатных отложениях вершин и склонов подводных гор (симаунтов), плато и океанических хребтов, образованных выше глубины карбонатной компенсации, присутствуют остатки разнообразных организмов, которых в докембрии просто не существовало. Большая часть карбонатов в элементах докембрийской СОП, скорее всего, имеет иное происхождение: карбонаты могли образоваться под действием обогащенных CaCO_3 флюидов, проникавших сквозь зоны деформаций, разломов и сдвигов. Соответственно форма их нахождения и распространения в отложениях докембрийской СОП отличается от таковой в отложениях фанерозойской СОП.

Другое принципиальное различие между древними и более молодыми образованиями СОП состоит в их литологическом составе и мощности. В древних толщах СОП преобладают маломощные пелагические отложения, включающие гидротермальные кремни, черные сланцы и другие темноцветные осадки. Элементы более молодой (фанерозойской) СОП содержат достаточно мощные толщи обломочных пород, включающих граувакки и конгломераты/брекчии, привнесенные с континентов и

накопившиеся в глубоководном жёлобе. Тем не менее, в состав многих комплексов архейской СОП, например, в провинции Слэйв в Канаде (Kusky, 1989), входят мощные граувакковые, сланцевые или флишевые толщи. Но такие породы обычно представляют собой более молодые образования, связанные с более поздней коллизией островных дуг и микроконтинентов, и только самые древние из них действительно являются осадками, образованными на океанической плите. Образование более или менее мощных терригенных и/или обломочных толщ может быть связано с различными конфигурациями плит, т.к. известно, что в архее существовали в основном многочисленные островные дуги и микроконтиненты при ограниченном количестве крупных континентов. В фанерозойских комплексах преобладают отложения магматических дуг, континентальных окраин и зон коллизий дуг и континентов, которые также отражают события, связанные с амальгамацией и распадом суперконтинентов. Кроме того, многие фанерозойские комплексы СОП, например, западной Пацифики, входят в состав орогенов, еще не испытавших процессы главных стадий будущих континентальных коллизий, в результате которых породы СОП будут подняты на поверхность и эродированы или субдуцированы глубоко в мантию. А древние орогены, наоборот, отражают более поздние этапы континентальной коллизии и, следовательно, более зрелый этап эволюции орогенов.

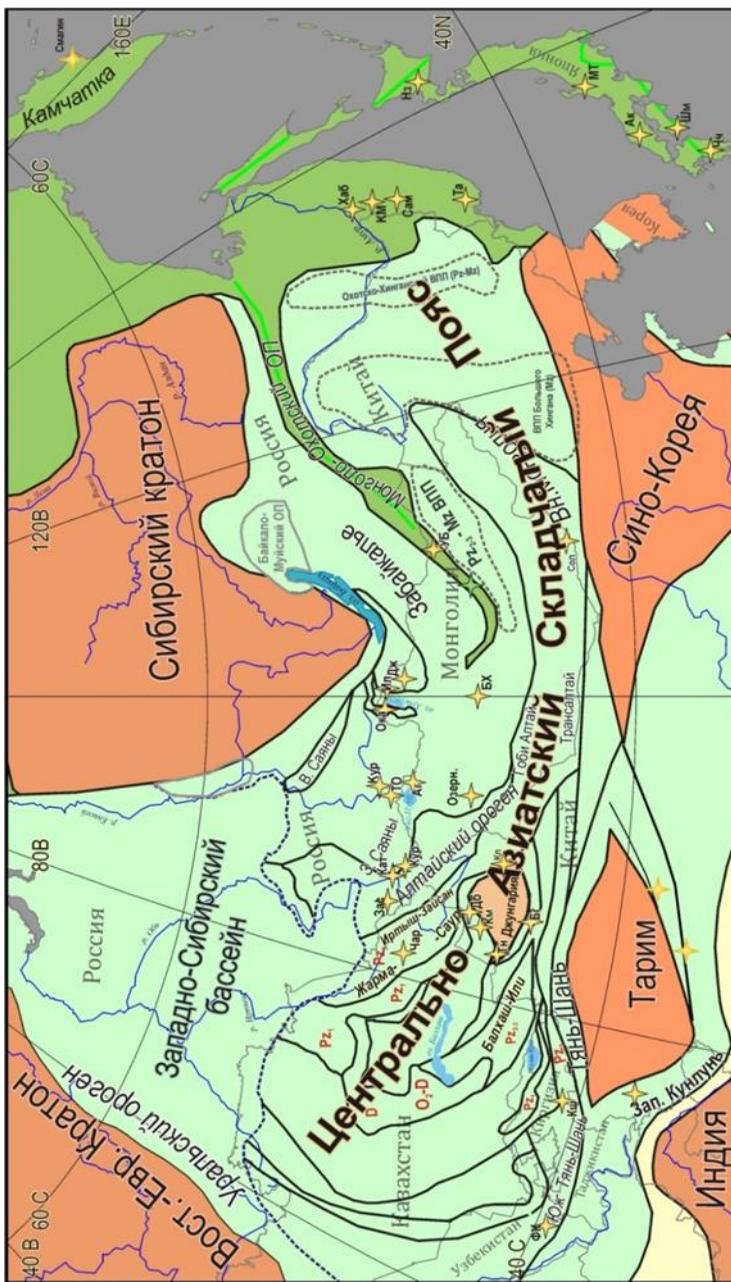
Несмотря на отмеченные различия между докембрийскими и фанерозойскими комплексами СОП, имеющиеся геологические, структурные и палеонтологические данные свидетельствуют о том, что спрединг морского дна действует на Земле уже, по крайней мере, 3.8 млрд лет и сопровождается процессами океанического осадконакопления и аккрецией фрагментов океанической литосферы к активным конвергентным окраинам (Myers, 2001; Polat et al., 2011; Komiya et al. 1999, 2015; Kusky et al., 2013).

В последние годы многочисленные фрагменты океанической коры были идентифицированы во многих разновозрастных аккреционных единицах ЦАСП (рис. 29), в первую очередь, в пределах Алтае-Саянской складчатой области в России, восточном Казахстане, Китае и Монголии (Добрецов и др., 2004; Ковач и др., 2005, 2011; Сафонова и др., 2008, 2011; Волкова и

др., 2009; Ярмолюк и др., 2011; Buslov et al., 2001, 2002; Kuzmichev et al., 2001, 2005; Pfänder et al., 2002; Safonova et al., 2004, 2009, 2011a, 2012 и др.), на Киргизском, Таджикском и Китайском Тяньшане (Биске, Табунс, 1996; Volkova and Budanov, 1999; Burtman, 2008; Charvet et al., 2009;; Biske, Seltmann, 2009), в Забайкалье (Россия; Кузьмин и др., 1995; Гордиенко и др., 2007) и северной Монголии (Гусев, Песков, 1996; Kurihara et al., 2009; Ruppen et al., 2014), на российском Дальнем Востоке (Голозубов, 2006; Филиппов и др., 2010; Савельев, 2003; Кемкин, 2006 и др.). Фрагменты офиолитов и океанических поднятий гораздо менее распространены в пределах складчатых поясов и, как следствие, картируются реже, чем комплексы островных и/или окраинно-континентальных магматических дуг. С одной стороны это связано с малым объемом аккрецированных фрагментов океанической литосферы по сравнению с дугами. С другой стороны, из-за сложной структуры аккреционных комплексов, состоящих из многочисленных тектонически перемещенных и деформированных осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканических толщ/пластин, такие фрагменты часто плохо диагностируются, а иногда просто пропускаются в ходе мелко- и среднemasштабного геологического картирования (Safonova, 2009). Что же касается вулканических пород океанических поднятий, то их идентификация, особенно в полевых условиях, еще сложнее, поскольку во многих широко известных офиолитовых и аккреционных поясах обычно преобладают «классические» офиолиты, т.е. базальты срединно-океанических хребтов (MORB), габброиды, перидотиты, а также дуговые и задуговые вулканические комплексы и их метаморфизованные аналоги (рис. 22).

_____ ⇒

Рис. 29. Схема распространения комплексов СОП в аккрецированных комплексах центральной и восточной Азии (границы террейнов даны по Ren et al., 1999). Сокращения названий аккреционных комплексов: Агардаг; Ак - Акиоши; Бг - Баингу; БХ - Баянхонгор; Дб - Дарбут; Дж - Джида; Зс - Засурья; Ил - Ильчир; Кб - Куртушибин; Кл - Каламайли; Км - Карамай; КМ - Киселевка-Манома; Кр - Курай; Кш - Кокшааль; Кт - Катунь; МТ - Мино-Тамба; Нз - Найзава; Сол - Солонкер; Сам - Самарка; Та - Тауха; Тн - Тангбале; ТО - Танну-Ола; УБ - Улан-Батор (Адаацаг); ФК - Фан-Каратегин; Хаб - Хабаровск; ХТ - Хан-Тайширин; Чч - Чичибу; Шм - Шиманто. Названия орогенов даны курсивом, а стран - серым цветом. Для большинства случаев формы и размеры полей даны условно



На поверхности выходы базальтов океанических островов (OIB), симаунтов и плато (OPB) намного меньше по размеру, и поэтому их легко не заметить, либо они ошибочно трактуются как фрагменты офиолитов, т.е. MORB, или как островодужные образования. Исключение составляют крупные океанические плато, которые в целом менее распространены, чем острова/поднятия и поэтому реже встречаются. Кроме того, они в среднем не такие высокие, как океанические острова, и могут в большой степени или даже полностью субдуцироваться в мантию (Kerr, 2003; Mann and Taira, 2004; Scholl and van Hune, 2007; Сафонова, 2008; Safonova et al., 2012, 2015).

Сохранность и присутствие/отсутствие базальтов, MORB и/или OIB, в аккреционных комплексах зависит от возраста океанической плиты и глубины поверхности, вдоль которой происходит отрыв элементов СОП от погружающегося слэба (см. раздел 1.2; рис. 28).

Если по мере движения океаническая плита проходит над мантийным плюмом, то образуются океанические горы, острова или плато, состоящие из щелочных и толеитовых базальтов OIB-типа (oceanic island basalt) или OPB-типа (oceanic plateau basalt) (рис. 21, 24д-з, 27). Достаточно высокие симаунты и плато, достигающие глубин карбонатной компенсации и образующиеся в умеренных широтах, т.е. в условиях достаточно теплой воды, могут перекрываться рифовыми известняками (Терлеев, 1991; Постников, Терлеев, 2004; Kanmera and Sano, 1991; Soja, 1993; Iwata et al., 1997b; Uchio et al., 2004; Takayanagi et al., 2007; Safonova et al., 2009) (рис. 25, 27). Потоки плюмовых щелочных или толеитовых базальтов также могут изливаться на кремни океанического дна и внедряться в них в виде силлов и даек.

В заключении необходимо подчеркнуть, что концепция или даже закон СОП является хорошим инструментом при изучении аккреционных комплексов, т.к. позволяет надежно диагностировать океанические ассоциации в составе тектонических пластин и меланжей, являющихся характерными элементами сложно построенных аккреционных комплексов.

Заключение

На Земле процессы орогении и образования орогенных поясов тесно связаны с циклами Вильсона: открытием и закрытием океанов, распадом и амальгамацией суперконтинентов. Таким образом, орогенные пояса мира с возрастом от архея до кайнозоя маркируют всю геологическую историю нашей планеты.

Процессы орогении тихоокеанского типа представляют собой особый вид геологических процессов, т.к. являются главным механизмом образования новой (ювенильной) континентальной коры по сути обеспечивая ее рост. На конвергентных окраинах тихоокеанского типа рост коры происходит за счет надсубдукционного магматизма, в первую очередь, во внутриокеанических дугах, а также аккреции фрагментов океанической коры, островных дуг и микроконтинентов. Аккрецированные фрагменты океанической литосферы включают породы, представляющие собой закономерную последовательность магматических (базальты срединно-океанических хребтов и океанических островов, габбро, перидотиты) и осадочных (пелагические кремни, хемипелагические кремнистые осадки, турбидиты глубоководного желоба, симаунт: карбонатная «шапка», фации склонов и основания) пород океанической литосферы, которые соответственно изливались или отлагались на океаническом дне по мере того, как она двигалась от срединно-океанического хребта к зоне субдукции. Эта последовательность отложений называется стратиграфия океанической плиты (СОП). Изучение отложений СОП в составе аккреционных комплексов позволяет реконструировать историю древних океанов, включая их параметры: размер и возраст, периоды непрерывной субдукции и главные периоды образования ювенильной континентальной коры. Для аккреционных и надсубдукционных комплексов центральной и восточной Азии такие исследования связаны с реконструкцией Палеоазиатского океана и формирования ЦАСП, крупнейшего в мире орогена тихоокеанского типа, образованного во время эволюции и закрытия этого древнего океана в результате коллизии Сибирского, Казахстанского, Таримского и Северо-Китайского континентов. Огромный регион ЦАСП включает океанические, островодужные и

окраинно-континентальные комплексы, образованные с неопротерозоя до раннего карбона. Определение типа конвергентной окраины в современных и древних орогенах – эродирующий или аккретирующий имеет особое значение, т.е. конвергентные окраины тихоокеанского типа являются местом активного взаимодействия океанической и континентальной литосферы и единственным местом на Земле, где происходит обмен веществом между мантийным и верхнекоровыми резервуарами. В процессе орогении тихоокеанского типа происходит разрушение континентальной коры в результате тектонической эрозии и субдукция эродированного материала в мантию. Понимание баланса всех этих процессов позволит студентам и молодым ученым лучше понять глобальные циклы геологической истории Земли и предсказать ее будущее развитие.

Сокращения

КОТТ – конвергентная окраина тихоокеанского типа

ОТТ – орогения тихоокеанского типа

СОП – стратиграфия океанической плиты

ЦАСП - Центрально-Азиатский складчатый пояс

MORB – mid-oceanic ridge basalt (базальт срединно-океанического хребта)

OIB – oceanic island basalt (базальт океанического острова)

OPB - oceanic plateau basalt (базальт океанического плато)

Список литературы

- Беличенко В.Г., Скляров Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртоого О., 1994. Геодинамическая карта палеоазиатского океана. Восточный сегмент. Геология и геофизика 35, 29-40.
- Берзин Н. А., Колман Р. Г., Добрецов Н. Л., Зоненшайн Л.П., Чанг Э.З., 1994. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана. Геология и геофизика 35, 8-28.
- Биске Ю.С., Табунс Э.В., 1996. Доколлизионные базальты в Атбашско-Кокшаальских герцинидах (центральный Тянь-Шань) и их геодинамическая природа. ДАН 348, 81-84.
- Волкова Н.И., Скляров Е.В., 2007. Высокобарические комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса: геологическая позиция, геохимия и геодинамические следствия. Геология и геофизика 48, 109-119.
- Волкова Н. И., Ступаков С. И., Бабин Г. А., Руднев С. Н., Монгуш А. А., 2009. Подвижность редких элементов при субдукционном метаморфизме (на примере глаукофановых сланцев куртушибинского хребта, западный саян). Геохимия 4, 401-414.
- Говоров И.Н., Голубева Э.Д., Пуцин И.К., 1996. Петрологические провинции Тихого океана. М.: Наука, 444 с.
- Голозубов В.В., 2006. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Дальнаука, 239 с.
- Голубева Э. Д., 2004. Геохимия и петрология толеитовых базальтов провинций Тихого океана. Автореф. докт. дисс. Изд-во ДВГИ ДО РАН, 33 с.
- Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р., Горнова М.А., Медведев А.Я., Климук В.С., Елбаев А.Л., Томуртоого О., 2007. Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде-палеозое. Геология и геофизика 48, 120-140.
- Гусев Г.С, Песков А.И., 1996. Геохимия и условия образования офиолитов Восточного Забайкалья. Геохимия 8., 723-737.

- Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н., 1994. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии. Геология и геофизика 35, 59-75.
- Добрецов Н. Л., Зоненшайн Л. П., 1985. Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск, Наука, 195 с.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А., 2004. Фрагменты океанических островов в структуре курайского и катунского аккреционных клиньев Горного Алтая. Геология и геофизика 45, 1381-1403.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., 1993. Палеогеодинамика. М.: Наука, 190 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М., 1990. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 328 с.
- Кемкин И.В., 2006. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М.: Наук, 258 с.
- Ковач В. П., Джен П., Ярмолюк В. В., Козаков И. К., Лиу Д., Терентьева Л. Д., Лебедев В. И., Коваленко В. И., 2005. Магматизм и геодинамика начальных стадий формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических и геохимических исследований офиолитов Баян-хонгорской зоны. Докл. РАН 404, 229-234.
- Колман Р. Г., 1979. Офиолиты. М.: Мир, 262 с.
- Кузьмин М.И., Гордиенко И.В., Альмухамедов А.И., Антипин В.С., Баянов В.Д., Филимонов А.В., 1995. Палеоокеанические комплексы Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье). Геология и геофизика 36, 3-18.
- Лисицын А.П., 1974. Осадконакопление в океанах. М.: Наука, 438 с.
- Монин А.С., Сорохтин О.Г., 1983. Эволюция океанов и континентов. Докл. АН СССР 270, 1453-1457.
- Постников А.А., Терлеев А.А., 2004. Стратиграфия неопротерозоя Алтае-Саянской складчатой области. Геология и геофизика 45, 295-309.
- Пушаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н., 1992. Тектоническое развитие Земли: Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 263 с.
- Савельев Д.П., 2003. Внутриплитные щелочные базальты в меловом аккреционном комплексе Камчатского полуострова (Восточная Камчатка). Вулканология и сейсмология, 14-20.

- Сафонова И.Ю., 2008. Геохимическая эволюция внутриплитного океанического магматизма палеоазиатского океана от позднего неопротерозоя до раннего кембрия. Петрология 16, 527-547.
- Сафонова И.Ю., Буслов М.М., Симонов В.А., Изох А.Э., Комия Ц., Курганская Е.В., Оно Т., 2011. Геохимия, петрогенезис и геодинамическое происхождение базальтов из катунского аккреционного комплекса Горного Алтая (Юго-Западная Сибирь). Геология и геофизика 52, 541-567.
- Сафонова И.Ю., Симонов В.А., Буслов М.М., Ота Ц., Маруяма Ш., 2008. Неопротерозойские базальты Палеоазиатского океана из Курайского аккреционного клина (Горный Алтай): геохимия, петрогенезис, геодинамические обстановки формирования. Геология и геофизика 49, 335-356.
- Сенников Н.В., Ивата К., Ермиков В.Д., Обут О.Т., Хлебникова Т.В., 2003. Океанические обстановки седиментации и фаунистические сообщества в палеозое южного обрамления Западно-Сибирской плиты. Геология и геофизика 44, 156-171.
- Соколов С.Д., Диденко А.Н., Григорьев В.Н., Алексютин М.В., Бондаренко Г.Е., Крылов К.А., 1997. Палеотектонические реконструкции Северо-Востока России: проблемы и неопределенности. Геотектоника, 72-90.
- Терлеев А. А., 1991. Стратиграфия венд-кембрийских отложений Катунской антиклинали (Горный Алтай). Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири, под ред. В. В. Хоментовского, ОИГГиМ, 82-106.
- Филиппов, А.Н.; Говоров, Г.И.; Чашин, А.А.; Пунина, Т.А., 2010. Вещественный состав и обстановки формирования кремнисто-вулканогенных образований Нижнеуссурийского сегмента Киселевско-Маноминского террейна (Западный Сихотэ-Алинь). Тихоокеанская геология 29, 19-33.
- Ханчук А.И., Никитина А.П., Панченко И.В., Бурий Г.И., Кемкин И.В., 1989. Палеоозойские и мезозойские гайоты Сихотэ-Алиня и Сахалина. Доклады АН СССР 307, 186-190.
- Чехович В. Д., 1997. Об аккреции океанических поднятий. Геотектоника, 69-79.

- Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Козловский А.М., Котов А.Б., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., 2011. Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии. I. Геологические и геохронологические данные. *Петрология* 19, 56—79.
- Agata, T., 1994. The Asama igneous complex, central Japan: an ultramafic-mafic layered intrusion in the Mikabu greenstone belt, Sambagawa metamorphic terrain. *Lithos* 33, 241-263.
- Anonymous, 1972. Ophiolites. *Geotimes* 17, 24–25.
- Aoki, K., Kitajima, K., Masago, H., Terabayashi, M., Omori, S., Yokoyama, T., Takahata, N., Sano, Y., Maruyama, S., 2009. Metamorphic P-T-t history of the Sanbagawa belt in central Shikoku, Japan and implications for retrograde metamorphism during exhumation. *Lithos*, 113, 393-407.
- Aoki, K., Otoh, S., Yanai, S., Maruyama, S., 2010. *Journal of Geograph (Chigaku Zasshi)*, 119, 313-332.
- Aramaki, S., Hirayama, K., Nozawa, T., 1970. Chemical composition of Japanese granites Part 1. Variation trends of 400 analyses. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo* 48, 491-505 (in Japanese).
- Biske Y.S., Seltmann, R., 2010. Paleozoic Tian-Shan as a transitional region between the Rheic and Urals-Turkestan oceans. *Gondwana Research* 17, 602-613.
- Burtman, V.S., 2008. Nappes of the southern Tianshan. *Russian Journal of Earth Sciences* 10, ES1006 <http://dx.doi.org/10.2205/2007ES000223>.
- 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., 2001. Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-Sayan region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent. *Geosciences Journal* 5, 203-224.
- Buslov, M.M., Watanabe, T., Saphonova, I.Yu., Iwata, K., Travin, A., Akiyama, M., 2002. Vendian-Cambrian island arc system of the Siberian continent in Gorny Altai (Russia, Central Asia). *Gondwana Research* 5 (4), 781-800.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1974. Two contrasting granitic types. *Pacific Geology* 8, 173-174.

- Charvet, J., Shu, L.S., Laurent-Charvet, S., Wang, B., Faure, M., Cluzel, D., Chen, Y., de Jong, K., 2009. Paleozoic tectonic and geodynamic evolution of Chinese Tianshan belt. International Field Excursion and Workshop on Tectonic Evolution and Crustal Structure of the Paleozoic Chinese Tianshan, Urumqi, China, September 9–19, 33–36.
- Chung, S.L., Liu, D., Ji, J., Chu, M.F., Lee, H.Y., Wen, D.J., Lo, C.H., Lee, T.Y., Qian, Q., Zhang, Q., 2003. Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. *Geology* 31, 1021–1024.
- Clift, P.D., Vannucchi, P., Morgan, J.P., 2009. Crustal redistribution, crust–mantle recycling and Phanerozoic evolution of the continental crust. *Earth-Science Reviews* 97, 80–104.
- Clift, P.D., Vannucchi, P., 2004. Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: implications for the origin and recycling of the continental crust. *Reviews of Geophysics* 42, RG2001 <http://dx.doi.org/10.1029/2003RG000127>.
- Coleman R.G., 1977. Reconstruction of the Paleo-Asian ocean. VSP, Netherlands, 1993.
- Coney, P.J., Jones, D.L., Monger, J.W.H., 1980. Cordilleran suspect terranes. *Nature* 28, 329–333.
- Corcoran, P.L., Mueller, W.U., Kusky, T.M., 2004. Inferred ophiolites in the Archean Slave Province. Chapter 12 In: Kusky, T.M. (Ed.), *Precambrian Ophiolites and Related Rocks*. *Developments in Precambrian Geology*, 13. Elsevier, Amsterdam, 363–404.
- Defant, M.J., Drummond M.S., 1990. Derivation of some modern magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347, 662–665.
- Dewey, J.F., Bird, J.M., 1970. Mountain belts and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research* 75, 2625–2647.
- Dilek, Y., Furnes, H., 2011. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Geological Society of America Bulletin* 123, 387–411.
- Dilek, Y., Robinson, P.T., 2003. Ophiolites in Earth History. Special publication, vol. 218. Geological Society, London, 517–539.

- Dobretsov, N.L., Berzin, N.A., Buslov, M.M., 1995. Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean. *International Geology Review* 35, 335-360.
- Dobretsov, N.L., Buslov, M.M., Vernikovskiy, V.A., 2003. Neoproterozoic to Early Ordovician evolution of the Paleo-Asian Ocean: implications to the break-up of Rodinia. *Gondwana Research* 6, 143-159.
- Engelbreton, D.C., Cox, A., Gordon, R.G., 1985. Relative Plate Motion between Oceanic and Continental Plates in the Pacific Basin. *Geological Society of America, Special Paper* 206, 59p.
- Fujisaki, W., Isozaki, Y., Maki, K., Sakata, S., Hirata, T., and Maruyama, S., 2014. 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. *Journal of Asian Earth Sciences* 88, 62-73.
- Gulick, S.P.S., Bangs, N.L.B., Shipley, T.H., Nakamura, Y., Moore, G., Kuramoto, S., 2004. Three-dimensional architecture of the Nankai accretionary prism's imbricate thrust zone off Cape Muroto, Japan: Prism reconstruction via an echelon thrust propagation. *Journal of Geophysical Research* 109, B02105.
- Hamilton, W., 1979. Tectonics of the Indonesian region. U.S. Geological Survey, Professional Paper 1078, 345p.
- Hasegawa, A., Horiuchi, S., Umino, N., 1994: Seismic structure of the northeastern Japan convergent plate margin: A synthesis. *Journal of Geophysical Research* 99, 22295-22311.
- Hasegawa, A., Nakajima, J., Uchida, N., Hirose, F., Kita, S., Matsuzawa, T., 2010. Slab structure beneath the Japanese Islands and earthquake generation. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)* 119, 190-204. (in Japanese)
- Hasegawa, A., Nakajima, J., Uchida, N., Okada, T., Zhao, D., Matsuzawa, T., Umino, N., 2009. Plate subduction, generation of earthquakes and magmas in Japan as inferred from seismic observations: An overview. *Gondwana Research* 16, 370-400.
- Hasegawa, A., Umino, N., Takagi, A., 1978. Double-planed deep seismic zone and upper mantle structure in the Northeastern Japan Arc. *Geophysical Journal International*, 54, 281-296.

- Hayashi, M., Komiya, T., Nakamura, Y., Maruyama, S., 2000. Archean regional metamorphism of the Isua supracrustal belt, southern West Greenland: Implications for a driving force of Archean plate tectonics. *International Geology Review* 42, 1055-1115.
- Hilde, T.W.C., 1983. Sediment subduction versus accretion around the Pacific: *Tectonophysics* 99, 381–397.
- Hilde, T.W.C., Fisher, R.L., 1979. Graben structure and axial zone tectonics of Tonga trench, Southwest Pacific. XVII General Assembly of the International Union for Geodesy and Geophysics, Canberra 17, 18.
- Hirata, D., Yamashita, H., Suzuki, K., Hirata, T., Li, Y., Kon, Y., 2010. Collision accretion tectonics of the proto-Izu-Mariana Arc: A review. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)* 119, 1125-1160. (in Japanese)
- Ichiyama, Y., Ishiwatari, A., Koizumi, K., 2008. Petrogenesis of greenstones from the Mino-Tamba belt, SW Japan: evidence for an accreted Permian oceanic plateau. *Lithos* 100, 127-146.
- Ishihara, S., 1978. Metallogensis in the Japanese island-arc system. *Journal of Geological Society of London* 135, 389-406.
- Isozaki Yu., Zhao D., 2018. 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>
- Isozaki, Y., Maruyama, S., Fukuoka, F., 1990. Accreted oceanic materials in Japan, *Tectonophysics* 181, 179-205.
- Isozaki, Y., Aoki, K., Nakama, T., Yanai, 2010. New Insight into a subduction-related orogeny: Re-appraisal on geotectonic framework and evolution of the Japanese Islands. *Gondwana Research* 18, 82-105.
- Isozaki, Y., Kawahata, H., Ota, A., 2007. A unique carbon isotope record across the Guadalupian–Lopingian (Middle–Upper Permian) boundary in midoceanic paleoatoll carbonates: the high-productivity Kamura event and its collapse in Panthalassa. *Global Planetary Change* 55, 21–38.
- Iwamori, H., 1998. Transportation of H₂O and melting in subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters* 160, 65-80.
- Iwata, K., Obut, O.T., Buslov, M.M., 1997. Devonian and Lower Carboniferous radiolaria from the Chara ophiolite belt, East Kazakhstan. *News of Osaka Micropaleontologist* 10, 27-32.

- Jahn, B., Wu, F., Chen, B., 2000. Granitoids of the Central Asian Orogenic Belt and continental growth in the Phanerozoic. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 91, 181–193.
- Kaneko, Y., 1997. Two-step of exhumation model of the Himalayan metamorphic belt, central Nepal. *Journal of the Geological Society of Japan* 103, 203–226.
- Kaneko, Y., Katayama, I., Yamamoto, H., Misawa, K., Ishikawa, M., Rehman, H.U., Kausar, A.B., Shiraishi, K., 2003. Timing of Himalayan ultrahigh-pressure metamorphism: Sinking rate and subduction angle of the Indian continental crust beneath Asia. *Journal of Metamorphic Geology* 21, 589–599.
- Kaneko, Y., Maruyama, S., Terabayashi, M., Yamamoto, H., Ishikawa, M., Anma, R., Parkinson, C.D., Ota, T., Nakajima, Y., Katayama, I., Yamauchi, K., 2000. Geology of the Kokchetav UHP-HP metamorphic belt, northern Kazakhstan. *The Island Arc* 9, 264–283.
- Kanmera K., Sano H., 1991. Collisional collapse and accretion of Late Paleozoic Akiyoshi seamount. *Episodes* 14, 217–223.
- Katayama, I., Zayachkovsky, A., Maruyama, S., 2000. Progressive P-T records from zircon in Kokchetav UHP-HP rocks, northern Kazakhstan. *The Island Arc* 9, 417–428.
- Kawai, K., Yamamoto, S., Tsuchiya, T., Maruyama, S., 2013. The second continent: existence of granitic continental materials around the bottom of the mantle transition zone. *Geoscience Frontiers* 4, 1–6.
- Kawai, T., Windley, B.F., Terabayashi, M., Yamamoto, H., Maruyama, S., Omori, S., Shibuya, T., Sawaki, Y., Isozaki, Y., 2007. Geotectonic framework of the blueschist unit on Anglesey-Lleyn, UK, and its role in the development of a Neoproterozoic accretionary orogen. *Precambrian Research* 153, 11–28.
- Kerr, A.C., 2003. Oceanic plateaus. In: Rudnick, R.L. (Ed.), *The Crust*, chapter 3, Holland, H.G., Turekian, K.K., *Treatise on Geochemistry*. Elsevier-Pergamon, Oxford, 537–566.
- Kikokawa, S., Taira, A., 1998. The Cleaverville Group in the West Pilbara coastal granitoid-greenstone terrain of western Australia: an example of a mid-Archaean immature oceanic island-arc succession. *Precambrian Research* 88, 109–142.

- Kogiso Tetsu, Omori Soichi, Maruyama Shigenori, 2009. Magma genesis beneath Northeast Japan arc: A new perspective on subduction zone magmatism. *Gondwana Research* 16, 446–457.
- Koizumi, K., Ishiwatari, A., 2006. Oceanic plateau accretion inferred from Late Paleozoic greenstones in the Jurassic Tamba accretionary complex, southwest Japan. *Island Arc* 15, 58-83.
- Komiya, T., 2007. Material circulation through time: Chemical differentiation within the mantle and secular variation of temperature and composition. in Yuen, D.A., Maruyama, S., Karoto, S. and Windley, B.F. (Eds), *Superplumes: Beyond Plate Tectonics* edited by Springer, 187-238.
- Komiya, T., Maruyama, S., Masuda, T., Nohda, S., Hayashi, M., Okamoto, K., 1999. Plate Tectonics at 3.8-3.7 Ga: Field evidence from the Isua accretionary Complex, Southern West Greenland. *Journal of Geology* 107, 515-554.
- Komiya, T., Hayashi, M., Maruyama, S., Yurimoto, H., 2002. Intermediate-P/T type Archean metamorphism of the Isua supracrustal belt: Implications for secular change of geothermal gradients at subduction zones and for Archean plate tectonics. *American Journal of Science* 302, 804-826.
- Komiya, T., Yamamoto, S., Aoki, S., Sawaki, Y., Ishikawa, A., Tashiro, T., Koshida, K., Shimojo, M., Aoki, K., Collerson, K.D., 2015. Geology of the Eoarchean, >3.95 Ga, Nulliak supracrustal rocks in the Saglek Block, northern Labrador, Canada: the oldest geological evidence for plate tectonics. *Tectonophysics* 662, 40-66.
- Kon, Y., 2007. Origin of Ridge-subduction Related Granitoids, Taitao Peninsula, Southern Chile. Ph.D Thesis, Tokyo Institute of Technology, 192p.
- Krapez, B., Eisenlohr, B., 1998. Tectonic setting of Archaean (3325–2775 Ma) crustal–supracrustal belts in the West Pilbara Block. *Precambrian Research* 88, 173–205.
- Kröner, A., Kovach, V., Belousova, E., Hegner, E., Armstrong, R., Dolgoplova, A., Seltmann, R., Alexeiev, D.V., Hoffmann, J.E., Wong, J., M. Sun, Cai, K., Wang, T., Tong, Y., Wilde, S.A., Degtyarev, K.E., Rytsk, E., 2014. Reassessment of continental growth during the accretionary history of the Central Asian Orogenic Belt. *Gondwana Research* 25, 103-125.

- Kröner, A., Kovach, V., Alexeiev, D.V., Wang, K., Wongg, J., Degtyarev, K., Kozakovc, I., 2017. No excessive crustal growth in the Central Asian Orogenic Belt: Further evidence from field relationships and isotopic data. *Gondwana Research* 50, 135-166.
- Kuno, H., 1959. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. *Bulletin of Volcanology* 20, 37-76.
- Kuramoto, S., Ashi, J., Greinert, J., Gulick, S., Ishimura, T., Morita, S., Nakamura, K., Okada, M., Okamoto, T., Rickert, D., Saito, S., Suess, E., Tsunogai, U., Tomosugi, T. 2001. Surface Observations of Subduction Related Mud Volcanoes and Large Thrust Sheets in the Nankai Subduction Margin; Report on YK00-10 and YK01-04 Cruises. *JAMSTEC Journal of Deep Sea Research* 19.
- Kurihara, T., Tsukada, K., Otoh, S., Kashiwagi, K., Chuluun, M., Byambadash, D., Boijir, B., Gonchigdorj, S., Nuramkhan, M., Niwa, M., Tokiwa, T., Hikichi, G., Kozuka, T., 2009. Upper Silurian and Devonian pelagic deep-water radiolarian chert from the Khangai–Khentei belt of Central Mongolia: evidence for Middle Paleozoic subduction–accretion activity in the Central Asian Orogenic Belt. *Journal of Asian Earth Sciences* 34, 209–225.
- Kushiro, I., 1990. Partial melting of mantle wedge and evolution of island arc crust. *Journal of Geophysical Research* 95, 15929-15939.
- Kusky, T. M., 1989. Accretion of the Archean Slave Province; *Geology* 17, 63 - 67.
- Kusky, T.M., Wang, L., Dilek, Y., Robinson, P., Peng, S.B., Huang, X.Y., 2011. Application of the modern ophiolite concept with special reference to Precambrian ophiolites. *Science China-Earth Sciences* 54(3), 315-341.
- Kusky, T., Windley, B., Safonova, I., Wakita, K., Wakabayashi, J., Polat, A., Santosh, M., 2013. Recognition of Ocean Plate Stratigraphy in accretionary orogens through Earth history: A record of 3.8 billion years of sea floor spreading, subduction, and accretion. *Gondwana Research* 24, 501-547.
- Kuzmichev, A.B., Kröner, A., Hegner, E., Dunyi, L., Yusheng, W., 2005. The Shishkhid ophiolite, northern Mongolia: A key to the reconstruction of a Neoproterozoic island-arc system in central Asia. *Precambrian Research* 138, 125–150.

- Kuzmichev, A.B., Bibikova, E.V., Zhuravlev, D.Z., 2001. Neoproterozoic (~800 Ma) orogeny in the Tuva-Mongolian massif (Siberia): island arc-continent collision at the northeast Rodinia margin. *Precambrian Research* 110, 109-126.
- Litasov, K.D., Shatskiy, A., Ohtani, E., 2013. Earth's mantle melting in the presence of C-OH-bearing fluid. In: Karato, S. (Ed.), *Physics and Chemistry of the Deep Earth*. Wiley, New York, 38–65.
- Liu, F., Xu, Z., Liou, J.G., Katayama, I., Masago, H., Maruyama, S., Yang, J., 2002. Ultrahigh-pressure mineral inclusions in zircon from gneissic core samples of the Chinese Continental Scientific Drilling Site in eastern China. *European Journal of Mineralogy* 14, 499-512.
- Mann, P., Taira A., 2004. Global tectonic significance of the Solomon Islands and Ontong Java Plateau convergent zone. *Tectonophysics* 389, 137-190.
- Maruyama, S., 1990. Denudation process of high-pressure metamorphic belt. The 97th Annual Meeting of the Geological Society of Japan, 484. (in Japanese)
- Maruyama, S., Okamoto, K., 2007. Water transportation from the subducting slab into the mantle transition zone. *Gondwana Research* 11, 148–165.
- Maruyama, S., Omori, S., Senshu, H., Kawai, K., Windley, B. F. 2011. Pacific-type Orogens: New Concepts and Variations in Space and Time from Present to Past. *Journal of Geography* 120(1), 115-223.
- Maruyama, S., Hasegawa, A., Santosh, M., Kogiso, T., Omori, S., Nakamura, H., Kawai, K., Zhao, D., 2009. The dynamics of big mantle wedge, magma factory and metamorphic-metasomatic factory in subduction zones. *Gondwana Research* 16, 141-430.
- Maruyama, S., Kawai, T., Windley, B.F., 2010. Ocean plate stratigraphy and its imbrication in an accretionary orogen: the Mona complex, Anglesey-Lleyn, Wales, UK. Geological Society, London, Special Publications 338, 55-75.
- Maruyama, S., Liou, J.G., Terbayashi, M., 1996. Blueschist and eclogites of the world, and their exhumation. *International Geology Review* 38, 485–594
- Maruyama, S., Parkinson, C.D., Liou, J.G., 2002. Overview of the tectonic evolution of the Kokchetav Massif and the role of fluid in subduction and exhumation. in *The Diamond-Bearing Kokchetav Massif, Kazakhstan* edited

- by Parkinson, C.D., Katayama, I., Liou, J.G. and Maruyama, S., Universal Academy Press, Tokyo., 427-442.
- Maruyama, S., Santosh, M., Zhao, D., 2007. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the Core-Mantle Boundary. *Gondwana Research*, 11, 7-37.
- Maruyama, S., Yuen, D.A., Windley, B.F., 2007. Dynamics of plumes and superplumes through time. in Yuen, A.D., Maruyama, S., Karoto, S. and Windley, B.F. (Eds), *Superplumes: Beyond Plate Tectonics*, Springer, 441-502.
- Maruyama, Sh., Isozaki, Yu., Kimura, G., Terabayashi, M., 1997. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present. *Island Arc* 6, 121-142.
- Mason, O, 2008. Ophiolites. *Geology today* 1, 136-140.
- Matsuda, T., Isozaki, Y., 1991. Well-documented travel history of Mesozoic pelagic chert in Japan: remote ocean to subduction zone. *Tectonics* 10, 475-499.
- Matsuda, T., Isozaki, Y., Yao, A., 1981. Mode of occurrence of Triassic-Jurassic rocks in the Inuyama area, Mino belt, Southwest Japan. *Proceedings Kansai Branch Geology Society, Japan*. (in Japanese).
- Metcalf, R., Shervais J., 2008. Supra-subduction zone (ssz) ophiolites: is there really an "ophiolite conundrum"? in James E. Wright, John W. Shervais, editors, *Ophiolites, Arcs, and Batholiths: A Tribute to Cliff Hopson*, Geological Society of America Special Paper 438, 191–222, doi:10.1130/2008.2438(07).
- Mitchell A.H., Reading H.G., 1969. Continental margins, geosynclines and ocean floor spreading. *J Geol* 77, 629–646.
- Miyashiro, A., Aki, K., Sengor, A.M.C., 1982. *Orogeny*. John Wiley and Sons, 242p.
- Moores, E., Vine, F., 1971. The Troodos massif, Cyprus, and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications. *Philosophical transactions of the Royal Society of London*, 268A, 443-466.
- Moores, E., 2003. A personal history of the ophiolite concept, in Dilek and Newcomb, editors, *ophiolite concept and the evolution of geologic thought*. Geological society of America Special Publication 373, 17-29.

- Moyer, J.F., Stevens, G., 2006. Experimental constraints on TTG petrogenesis; Implications to Archean geodynamics. *AGU Monograph Series* 164, 149-175.
- Myers, J.S., 2001. Protoliths of the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland. *Precambrian Research* 105, 129–141.
- Naganjaneyulu K., Santosh M., 2010. The Central India Tectonic Zone: A geophysical perspective on continental amalgamation along a Mesoproterozoic suture. *Gondwana Research* 18, 547-564.
- Nakae, S., 2000. Regional correlation of the Jurassic accretionary complex in the Inner Zone of Southwest Japan. *Memories of Geological Society of Japan* 55, 73-98 (in Japanese with English abstract).
- Nakae,S., Komuro,K., 2005. Radiolarian age of chert-hosted bedded manganese deposits from the Gen-otani mine in the Tamba District, Northern Kyoto City, Japan. *Resource Geology* 55, 311-320.
- Nakagawa, M., Santosh, M., Maruyama, S., 2009. Distribution and mineral assemblages of bedded manganese deposits in Shikoku, Southwest Japan: Implications for accretion tectonics. *Gondwana Research* 16, 609-621.
- Nakajima, T., 1994. The Ryoke plutono-metamorphic belt: crustal section of the Cretaceous Eurasian continental margin. *Lithos* 33, 51–66.
- Nakajima, K., Arima, M., 1998. Melting experiments on hydrous low-K tholeiite: Implications for the genesis of tonalite crust in the Izu-Bonin-Mariana arc. *The Island Arc* 7, 359-373.
- Nicolas, A., 1989. *Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere*, Kluwer Academic Publishers, Boston, 367p.
- Obara, K., 2009. Inhomogeneous distribution of deep slow earthquake activity along the strike of the subducting Philippine Sea Plate. *Gondwana Research*, 16, 512-526.
- Ohta, Y., Miyagi, I., Yamaguchi, T. and Yamaguchi, Y., 2007. *Chikyū Monthly*, 29, 2-7. (in Japanese)
- Okamoto, K., Shinjoe, H., Katayama, I., Terada, K., Sano, Y., Johnson, S., 2004. SHRIMP U-Pb zircon dating of quartz-bearing eclogite from the Sanbagawa Belt, south-west Japan: Implications for metamorphic evolution of subducted protolith. *Terra Nova* 16, 81-89.

- Omori, S., Kamiya, S., Maruyama, S., Zhao, D., 2002. Morphology of the intraslab seismic zone and devolatilization phase equilibria of the subducting slab peridotite. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo* 76, 455-478.
- Omori, S., Kita, S., Maruyama, S., Santosh, M., 2009. Pressure-temperature conditions of ongoing regional metamorphism beneath the Japanese Islands. *Gondwana Research* 16, 458-469. 10.1016/j.gr.2009.07.003.
- Omori, S., Komabayashi, T., Maruyama, S., 2004. Dehydration and earthquakes in the subducting slab: Empirical link in intermediate and deep seismic zones. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 146, 297-311.
- Onoue, T., Nagai, K., Kamishima, A., Seno, M., Sano, H., 2004. Origin of basalts from Sambosan accretionary complex, Shikoku and Kyushu. *Journal of Geological Society of Japan* 110, 222-236.
- Ota, T., Utsunomiya, A., Uchio, Yu., Isozaki, Y., Buslov, M., Ishikawa, A., Maruyama, Sh., Kitajima, K., Kaneko, Y., Yamamoto, H., Katayama, I., 2007. Geology of the Gornyy Altai subduction-accretion complex, southern Siberia: Tectonic evolution of a Vendian-Cambrian intra-oceanic arc. *Journal of Asian Earth Sciences* 30, 666-695.
- Ozawa, H., Motoyama, S., Inoue, S., Kato, Y., Murata, M., 1999. Petrology of basic volcanics of the Mikabu greenstone complex in the eastern Shikoku. In: Miyashita, S. et al. (Eds.) *Ophiolites and accretionary tectonics. The Memoirs of the Geological Society of Japan* 52, 217-228 (in Japanese with English abstract).
- Pfander, J.A., Jochum K.P., Kozakov I., Kroner A., Todt W., 2002. Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data *Contrib Mineral Petrology* 143, 154-174.
- Polat, A., Appel, P.W.U., Fryer, B., 2011. An overview of the geochemistry of Eoarchean to Mesoarchean ultramafic to mafic volcanic rocks, SW Greenland: Implications for mantle depletion and petrogenetic processes at subduction zones in the early Earth. *Gondwana Research* 20, 255-283.

- Rapp, R.P., Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8-32kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology* 36, 891-931.
- Ren, J., Wang, Z., Chen, B., Jiang, Ch., Niu, B., Li, J., Xie, G., He, Zh., Liu, Zh., 1999. Tectonic map of China and adjacent regions. Geological Publishing House, Beijing.
- Reymer, A., Schubert, G., 1984. Phanerozoic addition rates to the continental crust and crustal growth. *Tectonics* 3, 63-77.
- Ruppen D., Knaf A., Bussien D., Winkler W., Chimedtseren A., von Quadt A., 2014. Restoring the Silurian to Carboniferous northern active continental margin of the Mongol–Okhotsk Ocean in Mongolia: Hangay–Hentey accretionary wedge and seamount collision. *Gondwana Research* 25, 1517-1534.
- Safonova I.Yu., 2009. Intraplate magmatism and oceanic plate stratigraphy of the Paleo-Asian and Paleo-Pacific Oceans from 600 to 140 Ma. *Ore Geology Reviews* 35, 137-154.
- Safonova, I.Y., 2017. Juvenile versus recycled crust in the Central Asian Orogenic Belt: implications from ocean plate stratigraphy, blueschist belts and intraoceanic arcs. *Gondwana Research* 47, 6–27.
- Safonova, I., Maruyama, S., 2014. Asia: a frontier for a future supercontinent. *Int. Geology Revue* 56, 1051–1071.
- Safonova, I., Santosh., M., 2014. Accretionary complexes in the Asia-Pacific region: tracing archives of ocean plate stratigraphy and tracking mantle plumes. *Gondwana Research* 25, 126-158.
- Safonova I.Yu., Sennikov N.V., Komiya T., Bychkova, Y.V., Kurganskaya, E.V., 2011a. Geochemical diversity in oceanic basalts hosted by the Zasukh'ya accretionary complex, NW Russian Altai, Central Asia: Implications from trace elements and Nd isotopes. *Journal of Asian Earth Sciences* 42, 191-207.
- Safonova I.Y., Utsunomiya A., Kojima S., Nakae S., Tomurtoogoo O., Filippov A.N., Koizumi K. Pacific superplume-related oceanic basalts hosted by accretionary complexes of Central Asia, Russian Far East and Japan, 2009. *Gondwana Research* 16, 587-608.

- Safonova I.Yu., Simonov V.A., Kurganskaya E.V., Obut O.T., Romer R.L., Seltmann.R., 2012. Late Paleozoic oceanic basalts hosted by the Char suture-shear zone, East Kazakhstan: geological position, geochemistry, petrogenesis and tectonic setting original research article. *Journal of Asian Earth Sciences* 49, 20-39.
- Safonova, I., Maruyama, S., Litasov, K., 2015. Generation of hydrous-carbonate plumes in the mantle transition zone linked to tectonic erosion and subduction. *Tectonophysics* 662, 454-471.
- Safonova I., Maruyama, S., Kojima S., Komiya T., Krivonogov S., Koshida K., 2016. Recognizing OIB and MORB in accretionary complexes: a new approach based on ocean plate stratigraphy, petrology, and geochemistry. *Gondwana Research* 33, 92-114.
- Safonova, I., Kotlyarov, A., Krivonogov, S., Xiao, W., 2017. Intra-oceanic arcs of the Paleo-Asian Ocean. *Gondwana Research* 50, 167-194.
- Sakai, H., 2002. *Chikyu Monthly*, 24, 226-301 (in Japanese).
- Sano, H., 1988. Permian oceanic rocks of Mino terrane, central Japan. *Journal of the Geological Society of Japan* 94, 697-709.
- Santosh, M., 2010. A synopsis of recent conceptual models on supercontinent tectonics in relation to mantle dynamics, life evolution and surface environment. *Journal of Geodynamics* 50, 116-133.
- Santosh, M., Maruyama, S., Sato, K., 2009. Anatomy of a Cambrian suture in Gondwana: Pacific-type orogeny in southern India? *Gondwana Research* 16, 321–341.
- Santosh, M., Maruyama, S., Komiya, T., Yamamoto, S., 2010. Orogens in the evolving Earth: from surface continents to 'lost continents' at the core–mantle boundary. In: Kusky, T., Zhai, M.-G., Xiao, W. (Eds.), *The evolving continents: understanding processes of continental growth*: Geological Society, London, Special Publications 338, 77–116.
- Schöll, D.W., van Huene, R., 2007. Crustal recycling at modern subduction zones applied to the past - Issues of growth and preservation of continental basement crust, mantle geochemistry, and supercontinent reconstruction. *Geological Society of America Memoirs* 200, 9-32.

- Senshu, H., Maruyama, S., Rino, S., Santosh, M., 2009. Role of tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) crust subduction on the mechanism of supercontinent breakup. *Gondwana Research* 15, 433-442.
- Shervais, J. W., 2001. Birth, death, and resurrection: the life cycle of suprasubduction zone ophiolites. *Geochemistry, geophysics, geosystems*, 2, Paper number 2000GC000080.
- Soja C.M., 1993. carbonate platform evolution in a silurian oceanic island: a case study from Alaska's Alexander terrane. *Journal of Sedimentary Petrology* 63, 1078-1088.
- Steinmann, G., 1927. Die ophiolitshen zonen in den mediterranen Kettengebirgen, translated and reprinted by Bernoulli and Friedman, in Dilek and Newcomb, editors, *Ophiolite Concept and the Evolution of Geologic Thought*, Geological Society of America Special Publication 373, 77-91.
- Stern, R.J., Scholl, D.W., 2010. Yin and Yang of continental crust creation and destruction by plate tectonics. *International Geology Review* 52, 1–31.
- Strasser, M., Moore, G.F., Kimura, G., Kitamura, Y., Kopf, A.J., Lallemand, S., Park, J.-O., Sreaton, E.J., Su, X., Underwood, M.B., Zhao, X., 2009. Origin and evolution of a splay fault in the Nankai accretionary wedge. *Nature Geoscience* 2, 648-652.
- Suzuki, K., Maruyama, S., Yamamoto, S., Omori, S., 2010. Have the Japanese Islands grown?: Five“Japan” s were born, and four“Japan” s subducted into the mantle. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)* 119, 1173-1196. (in Japanese)
- Takahashi, M., 1983. Space-time distribution of the Mesozoic to early Cenozoic magmatism in East Asia and its tectonic implications. in *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions* edited by Hashimoto, M. and Uyeda, S., Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, 69-88.
- Takayanagi, H., Iryu, Y., Yamada, T., Oda, M., Yamamoto, K., Sato, T., Chiyonobu, S., Nishimura, A., Nakazawa, T., Shiokawa, S., 2007. Carbonate deposits on submerged seamounts in the northwestern Pacific Ocean. *Island Arc* 16, 394-419.

- Tamura, Y., Tatsumi, Y., Zhao, D., Kido, Y., Shukuno, H., 2002. Hot fingers in the mantle wedge: New insights into magma genesis in subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters* 197, 105-116.
- Tatsumi, Y., 2000. Continental crust formation by crustal delamination in subduction zones and complementary accumulation of the enriched mantle: I, Component in the mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 1, doi:10.1029/2000GC000094.
- Tatsumi, Y., Eggins, S., 1995. *Subduction Zone Magmatism*. Blackwell, Cambridge, 211p.
- Tatsumi, Y., Shukuno, H., Tani, K., Takahashi, N., Kodaira, S., Kogiso, T., 2008. Structure and growth of the Izu-Bonin-Mariana arc crust: 2. Role of crust-mantle transformation and the transparent Moho in arc crust evolution. *Journal of Geophysical Research* 113, B02203, doi:10.1029/2007JB005121.
- Uchio, Y., Isozaki, Yu., Buslov, M., Maruyama, Sh., 2008. Occurrence of phosphatic microfossils in an Ediacaran–Cambrian mid-oceanic paleo-atoll limestone of southern Siberia. *Gondwana Research* 14, 183–192.
- Uchio, Y., Isozaki, Y., Ota, T., Utsunomiya, A., Buslov, M.M., Maruyama, S., 2004. The oldest mid-oceanic carbonate buildup complex: setting and lithofacies of the Vendian (Neoproterozoic) Baratal limestone in the Gorny Altai Mountains, Siberia. *Proceedings of Japan Academy* 80B, 422–428.
- Uchio, Y., Isozaki, Yu., Buslov, M., Maruyama, Sh., 2008. Occurrence of phosphatic microfossils in an Ediacaran–Cambrian mid-oceanic paleo-atoll limestone of southern Siberia. *Gondwana Research* 14, 183–192.
- Umino, N., Hasegawa, A., 1975. On the two-layered structure of deep seismic plane in Northeastern Japan Arc. *Zisin (Journal of the Seismological Society of Japan)* 27, 125-139. (in Japanese)
- Vanucchi, P., Morgan, J.P., Balestrieri, M.L., 2016. Subduction erosion, and the de-construction of continental crust: The Central America case and its global implications. *Gondwana Research* 40, 184-198.
- Volkova, N.I., Budanov, V.I., 1999. Geochemical discrimination of metabasalt rocks of the Fan-Karategin transitional blueschist/greenschist belt, South Tianshan, Tajikistan: seamount volcanism and accretionary tectonics. *Lithos* 47, 201–216.

- von Huene, R., Uyeda, S., 1981. A summary of results from the IPOD transects across the Japan, Mariana and Middle-America convergent margins. In: Blanchet, R., Montadert, L. (Eds.), *Geology of continental margins. Oceanologica Acta. Proceedings 26th International Geological Congress. Paris, July 7-17*, 233-239.
- von Huene, R., Ranero, C., Vannucchi, P., 2004. Generic model of subduction erosion. *Geology* 32, 913–916.
- Wakabayashi, J., 2011. Mélanges of the Franciscan Complex, California: diverse structural settings, evidence for sedimentary mixing, and their connection to subduction processes. In: Wakabayashi, J., Dilek, Y. (Eds.), *Mélanges: Processes of Formation and Societal Significance: Geological Society of America Special Paper 480*, 117–141.
- Wakabayashi, J., 1992. Nappes, tectonics of oblique plate convergence, and metamorphic evolution related to 140 million years of continuous subduction, franciscan complex, California. *The Journal of Geology* 100, 19-40.
- Wakita, K., 2000. Melanges of the Mino terrane. *Memoir of Geological Society of Japan* 55, 145-163 (in Japanese with English abstract).
- Wakita, K., 2012. Mappable features of mélanges derived from Ocean Plate Stratigraphy, in the Jurassic accretionary complexes of Mino and Chichibu terranes, Southwest Japan, *Tectonophysics* 568–569, 74-85.
- Wakita, K. Metcalfe, I., 2005. Ocean Plate Stratigraphy in East and Southeast Asia. *Journal of Asia Earth Sciences* 24, 679-702.
- Windley, B.F., Alexeiev, D., Xiao, W., Kröner, A., Badarch, G., 2007. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt. *Journal of the Geological Society* 164, 31-47.
- Windley, B.F., Allen, M.B., 1993. Mongolian plateau: Evidence for a late Cenozoic mantle plume under central Asia. *Geology* 21, 295-298.
- Yamakita, S., Otoh, S., 2000. The Memoirs of the Geological Society of Japan 56, 23-38. (in Japanese)
- Yamamoto, S., Senshu, H., Rino, S., Omori, S., Maruyama, S., 2009. Granite subduction: arc subduction, tectonic erosion and sediment subduction. *Gondwana Research* 15, 443–453.

Zhao, D., Hasegawa, A., Kanamori, H., 1994. Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional, and teleseismic events. *Journal of Geophysical Research* 99, 22313-22329.