генных образованиях западной части Северного Памира//Докл. АН ТаджССР. 1975. Т. 18, N 9. С. 47—50.
27. *Стеблова В.М., Нарижнев В.В., Ким А.Н.* О сопоставлении каменноугольных вулканогенных образований Дарваза и Южного Гиссара//Докл. АН ТаджССР. 1976. Т. 19, N 9. С. 46—49.
28. *Таиров Э.З., Чернер Э.С.* Новые находки среднепалеозойской фауны в Каракульской зоне на Памире//Докл. АН ТаджССР. 1970. Т 13, N 7. С. 45—47.
29. *Таиров Э.З., Руженцев С.В., Сухов А.Н.* и др. К геологии вулканогенно-осадочных толщ Юго-Западного Дарваза//Изв. АН ТаджССР. Отд-ние физ-мат. и геол.-хим. наук. 1978. Вып. 1 (67). С. 73—79.
30. Тектоника Северной Евразии: (Объясн. зап. к Тектон. карте Сев. Евразии масштаба 1:5000000). М.: Наука, 1980. 222 с.
31. *Чернер Э.С.* К геологии Каракульской зоны: (Северный Памир)//Докл. АН ТаджССР. 1974. Т. 17, N 2. С. 53—55.
32. *Чернер Э.С., Буданов В.И.* Новые представления о тектонике Памира//Докл. АН СССР. 1974. Т. 214, N 5. С. 1167—1170.
33. *Чернер Э.С., Буданов В.И., Соколов В.А.* Проблемы тектоники Памира//Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980. С. 190—196.

УДК 551.240.(571.66)

А.О. МАЗАРОВИЧ, А.В. РИХТЕР

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ И МЕЗОЗОЙСКАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

В последние годы в разных частях юга Дальнего Востока СССР и на прилегающих зарубежных территориях был получен большой фактический материал, заставляющий в значительной мере переоценить объемы и масштабы распространения палеозойских и мезозойских образований. В связи с этим возникла необходимость провести анализ новых данных и уточнить характер развития той или иной геосинклинальной системы, а также последовательность тектонической эволюции этого региона. В настоящей работе предлагается синтез нового геологического материала по Приморью, Сахалину, Японским островам и частично по п-ову Корея, на основании которого авторы реконструируют палеогеографические и палеотектонические условия, существовавшие здесь с силурийского по раннемеловое время включительно. Обратим внимание на то, что многие вопросы не могут в настоящее время получить однозначное решение. Это связано со сложной, еще далеко не расшифрованной структурой, с фрагментарностью сведений по многим временным интервалам (особенно по палеозою), а также по строению и возрасту метаморфических толщ. Этими же факторами объясняется неравноценность излагаемого ниже материала по различным районам.

СИЛУР И ДЕВОН

Полуостров Корея и Японские острова. На п-ове Корея силурийские отложения не обнаружены. Единичные находки девонских известняков известны в районе Чонсонни [2]. Древнейшие палеонтологически датированные породы Японских островов относятся к силуру, стратиграфические соотношения которого с более древними образованиями установлены лишь в единичных случаях. Силурийские породы встречаются в виде небольших тектонических блоков, выведенных к поверхности вдоль зон разломов. В зоне Циркум-Хида лудловские известняки залегают с несогласием на полиметаморфических образованиях Хида[1]. Южнее, в пределах зоны Куросегава, тектонические блоки силурийских пород описаны на островах Кюсю и Сикоку. На первом они залегают с несогласием на досилурийских гранитоидах и представлены главным

[1] Эту точку зрения разделяют не все японские геологи.

образом известняками с прослоями зеленых туфов кислого, реже среднего состава, алевролитов и конгломератов с галькой гранитных пород. Мощность их составляет около 200 м. На втором преобладают туфопесчаники с прослоями зеленых туфов кислого состава и известняковых конгломератов. В отдельных блоках описаны разрезы, сложенные известняками с прослоями красных сваренных туфов. Мощность отложений оценивается в 500—600 м [18]. В районе Южного Китаками венлок-лудловские отложения (400 м) представлены переслаиванием алевролитов и песчаников с серыми и черными известняками, содержащими, в свою очередь, прослои глинистых пород. В низах разреза присутствуют туфы основного состава. Верхние части разреза сложены глинисто-кремнистыми отложениями мощностью более 100 м. Силурийские породы залегают с размывом на гранитах Хиками. Повсеместно силурийские отложения содержат фауну кораллов, трилобитов, брахиопод, строматопор и радиолярий.

Силурийские породы зон Хида и Куросегава, очевидно, формировались в условиях мелководного карбонатного шельфа с органогенными постройками, в пределах которого проявлялась вулканическая деятельность, поставлявшая пирокластику существенно кислого состава. Накопление шельфовых фаций известняков было связано в основном с венлок-раннелудловским временем, тогда как пирокластические отложения преобладают в позднем лудлове. В районе Китаками силурийские отложения характеризуют собой морской бассейн с карбонатно-терригенным и кремнисто-глинистым осадконакоплением. В его пределах вулканогенные продукты, представленные туфами основного состава, имели резко подчиненное значение.

Девонские образования на Японских островах встречаются в тех же районах, что и силурийские, причем в отдельных тектонических блоках наблюдается их согласный контакт с силурийскими породами. В зоне Хида присутствуют жедин-живетские терригенно-карбонатные мелководные отложения (260—280 м) с прослоем туфов кислого состава (50 м). Фамен-франские породы представлены алевролитами и песчаниками (920 м) с прослоями туфов среднего состава. В зоне Куросегава нижне-верхнедевонские отложения (более 1000 м) слагают верхние части силур-девонской формации Гиониями. Они представлены туфопесчаниками и туфами от кислого до среднего составов и лишь в самых верхах разреза глинистыми породами. Туфово-терригенные и терригенно-карбонатные отложения содержат фауну кораллов, брахиопод, аммонитов, радиолярий, а также остатки флоры, сходной с флорой зоны Южного Китаками. В последней отложения нижнего девона представлены туфами кислого состава и глинистыми породами (390 м), согласно залегающими на силурийских отложениях. Средний девон (750 м) представлен алевролитами и пирокластическими породами кислого и среднего состава, сменяющимися выше алевролитами и песчаниками. В одном из тектонических блоков присутствуют верхнедевонские алевролиты (2000 м) с маломощными прослоями туфов основного и среднего состава, а также конгломератов.

Таким образом, нижне-среднедевонские мелководные морские карбонатные и терригенно-карбонатные формации Кореи и внутренних районов Японских островов (зона Хида) сменяются в более внешних районах существенно туфогенными и туфово-терригенными. Верхний девон представлен почти исключительно терригенными морскими формациями. В целом силурийские и девонские образования Японских островов (исключая Южный Китаками) характеризуют собой мелководные части морского бассейна (шельф), в пределах которого происходила вулканическая деятельность, местами даже субаэральная. Наибольшую активность вулканизм имел в позднем лудлове—среднем девоне. К концу среднего девона вулканическая деятельность затухает, и в позднем девоне накапливаются терригенные песчано-глинистые (зона Хида) и глинистые (зона

Куросегава) формации. Во внешних частях Японских островов (зона Южного Китаками) более глубоководные, чем в зонах Хида и Куросегава, силурийские карбонатно-терригенные и кремнисто-глинистые образования сменяются нижне-среднедевонскими туфово-терригенными и верхнедевонскими, преимущественно глинистыми. Изложенный материал дает основание полагать, что силурийские и девонские формации характеризуют собой различные структуры (шельф, вулканические постройки и др.) единого морского бассейна, по-видимому примыкавшего в это время с востока к палео-Азиатскому материку.

Сихотэ-Алинь и Сахалин. Силурийские отложения в пределах Сихотэ-Алинской складчатой области неизвестны, а девонские присутствуют в Приморье и в районе рек Кур и Урми (Хабаровский край). Нижнедевонские отложения западных районов Приморья представлены песчаниками, туфами и эффузивами кислого и среднего состава с единичными прослоями известняков (4500 м). Среднедевонские породы присутствуют в морских и континентальных фациях. Первые представлены туфово-терригенными образованиями (до 2000 м), характеризующимися сильной фациальной изменчивостью. Вторые — толщами липаритов, дацитов, туфов и игнимбритов (до 3000 м). Верхние части разрезов слагают туфово-терригенные, обычно грубообломочные отложения (150 м), которые некоторые геологи рассматривают как молассу. Разрез среднего девона венчается толщей спилитов, андезитов и липаритов (400 м). В районах восточного склона юга Сихотэ-Алиня девонские отложения представлены кремнистыми породами.

В Кур-Урминском районе отложения девона (до 2000 м) с несогласием и с конгломератами в основании залегают на протерозойских гранитоидах и полиметаморфических образованиях [3]. Низы разреза представлены конгломератами (500—700 м) с галькой гранитов, гнейсов, песчаников и кремнистых пород. Конгломераты надстраиваются толщей (500—1000 м) нижне-среднедевонских известковистых песчано-глинистых и глинистых отложений. Органические остатки представлены кораллами, мшанками, криноидеями, брахиоподами, трилобитами. Южнее, на юге Малого Хингана, нижне-среднедевонские отложения, залегающие на нижнекембрийских известняках, представлены аркозовыми песчаниками, гравелитами с прослоями алевролитов и линзами известняков.

На Сахалине известны лишь единичные находки девонских водорослевых известняков, залегающих в составе альб-сеноманского олистострома.

Таким образом, в девоне западные районы рассматриваемой области представляли собой мелководную окраину морского бассейна, в пределах которого широко проявилась вулканическая деятельность, о чем свидетельствует развитие эффузивных и пирокластических образований преимущественно кислого, в меньшей мере среднего состава (восточное обрамление Ханкайского массива).

В целом в приматериковых районах с юга (Японские острова) на север (Кур-Урминский район) происходит смена преимущественно карбонатных формаций терригенными. Более восточные районы Сихотэ-Алиня, так же как и внешние зоны Японских островов, представляли собой морской бассейн с кремнисто-терригенным осадконакоплением. Проведенный ранее анализ [5] показал, что к моменту начала формирования силурийских образований на рассматриваемой территории существовал сложно построенный фундамент, в составе которого присутствовали амфиболиты, гнейсы, ультраосновные породы, габброиды, гранитоиды, взаимоотношения между которыми не изучены. По-видимому, столь гетерогенный состав фундамента свидетельствует о крупных деструктивных процессах, которым подверглась эта территория в каледонский этап тектонической активизации.

Полуостров Корея и Японские острова. На п-ове Корея [2] каменноугольные—пермские отложения, развитые во внутриплатформенных прогибах (Пхённамском, Окчхонском и Хесан-Ивонском), представлены карбонатно-терригенными и терригенными, часто угленосными толщами, морскими терригенно-карбонатными средне-верхнекаменноугольными (250—300 м), прибрежно-морскими и континентальными терригенными верхнекаменноугольными—нижнепермскими (1000 м). Условно к верхнему карбону относятся туфово-терригенные отложения с прослоями эффузивов основного состава, развитые на северо-востоке полуострова (Туманганский прогиб).

На п-ове Корея, так же как и во внутренних районах Японских островов и в Сихотэ-Алине, распространены тетические виды фауны и флоры карбона и перми.

Каменноугольные отложения, обычно пространственно тесно связанные с пермскими, широко распространены на Японских островах. Позднепалеозойские образования, судя по палеонтологическим данным, присутствуют и среди метаморфических толщ зон Хида, Циркум-Хида, Сангун, Самбагава и др. Так же как и силурийско-девонские образования, каменноугольно-пермские часто залегают в виде тектонических пластин и блоков или присутствуют в виде бескорневых глыб в составе серпентинитовых меланжей и мезозойских олистостромов. Относительно полные разрезы нижнекаменноугольных отложений известны в северо-восточных районах о. Хонсю. На востоке гор Абукума и в горах Китаками нижне-среднекаменноугольные (до башкирского яруса включительно) образования с несогласием и базальными конгломератами в основании залегают на верхнедевонских породах. В горах Абукума низы разреза сложены вулканическими породами основного состава, которые перекрываются толщей терригенных пород с линзами известняков. В горах Китаками выше пачки базальных конгломератов (10 м) залегает толща туфов (3000 м), изменяющих свой состав от кислых и средних до средних и основных вверх по разрезу. Туфы переслаиваются с алевролитами, песчаниками, содержат прослои известняков. Верхние части разреза (300—700 м) сложены рифогенными известняками с кремнистыми нодулями. В известняках содержится много остатков кораллов, трилобитов, брахиопод, фораминифер и известковистых водорослей. В районе Нагасаки базальные конгломераты, содержащие гальку кремней и ортокварцитов, перекрываются нижнекаменноугольными грубозернистыми песчаниками с прослоями туфов основного состава. Северо-восточнее (зона Хаяшина) нижний карбон представлен эффузивами и туфами основного состава, терригенными породами и известняками (550 м). Нижние части разреза карбона в северо-восточных районах Японских островов содержат комплекс фауны, сходной с фауной Австралии и Северной Америки. Фауна верхних частей разреза ближе к тетической [21].

Каменноугольные отложения от позднего визе и почти до самых верхов верхнего карбона широко распространены в юго-западных районах Японских островов. В зоне Циркум-Хида они представлены преимущественно карбонатными породами, залегающими в виде глыб в составе серпентинитового меланжа этой зоны. Если по отдельным блокам, основываясь на палеонтологических данных, составлять единый разрез карбона, то он предстанет в следующем виде: туфы основного состава (визе, 10 м); известняки в ассоциации с туфами основного состава (верхний визе—середина среднего карбона); известняки с прослоями глинистых пород (верхи среднего карбона); слоистые известняки, часто оолитовые (верхи среднего карбона—верхний карбон). Общая мощность порядка 350—400 м. Верхний визе и частично намюр в зонах Мино-Тамба, Ашио, Майдзуру и Сангун представлены эффузивами

основного состава, туфами, туфово-терригенными породами с прослоями кремнистых пород и известняков. Более высокие части разреза сложены массивными неслоистыми известняками, часто оолитовыми, участками биогермными. Фауна представлена кораллами, фузулинидами и мелкими фораминиферами, брахиоподами, конодонтами. В зоне Титибу каменноугольные отложения древнее позднего визе также неизвестны. В северной ее части преобладают эффузивы основного состава в ассоциации с неслоистыми известняками, локально содержащими линзы туфов основного состава (600—1000 м). В южных районах зоны преобладают терригенные песчано-глинистые отложения с прослоями кремней, туфов основного состава и красноцветных туфов. Остатки фауны, обнаруженные в известняках, представлены фораминиферами, гастроподами, кораллами, брахиоподами и конодонтами. На западе о. Сикоку известен тектонический покров Микабу, сложенный пиллоу-лавами и гиалокластитами с тонкими прослоями кремней, известняков и пелитов позднекаменноугольного возраста. Предполагается, что комплекс Микабу формировался в окраинном море [23]. Эти районы Японских островов сходны по литологии отложений и видовому составу фауны с каменноугольными толщами внутренних районов Японии. Средне-верхнекарбоновые отложения известны также на п-ове Осима (о. Хоккайдо). Они распространены на северном продолжении зоны Северного Китаками и представлены терригенными и кремнистыми породами, эффузивами основного состава с мелкими линзами известняков и доломитов.

Таким образом, в раннем карбоне в удаленных от палеоматерика районах существовала вулканическая зона с антидромным развитием вулканизма, к которой в визе были приурочены карбонатные рифогенные постройки. В целом начиная с позднего визе и почти до конца карбона существовало следующее распределение формаций: в приматериковых районах преобладали карбонатно-терригенные мелководно-морские, сменяющиеся к югу и востоку на существенно вулканогенно-терригенно-карбонатные и, наконец, на терригенно-вулканогенно-кремнистые, в которых известняки образуют лишь маломощные линзы.

Нижнепермские отложения Корейского полуострова представлены прибрежно-морскими и континентальными терригенными породами, содержащими обильные остатки флоры, сходной с флорой Китая [2]. Верхнепермские толщи сложены континентальными терригенными породами с многочисленными отпечатками флоры (300—700 м). Отложения самых верхов верхней перми известны в Кэчхонской и Пхеньянской мульдах, где они представлены терригенными толщами (800—1200 м), и в Окчхонском прогибе, где в средней части терригенного разреза (2500 м) присутствуют покровы липаритов и прослои туфов. На северо-востоке полуострова, в Туманганском прогибе, нижние части пермского разреза сложены переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов, иногда флишоидным (1000 м). Выше залегают верхнепермские терригенные толщи с линзами известняков и локально распространенными прослоями туфов и лав среднего состава (1800 м). Если нижние части верхнепермского разреза имеют морской генезис и тетический комплекс фауны, то в верхах разреза появляются отложения прибрежно-континентальных фаций с остатками флоры, характеризующей умеренный климат [2].

Пермские отложения внутренних районов Японских островов имеют морской генезис, и их обычно разделяют на карбонатный и некарбонатный комплексы. Наиболее полные биостратиграфически обоснованные разрезы (от верхнего визе до верхов перми, 800 м) описаны в пределах крупных известняковых тел типа Акиёси, Атетсу и др. Некарбонатный комплекс представлен флишоидным переслаиванием аргиллитов и алевролитов с прослоями кремней и песчаников. Эти толщи содержат маломощные линзы и прослои карбонатных пород. Ранее считали, что отложения карбонатного комплекса слагали мелко-

водные банки, между которыми происходило накопление терригенных толщ некарбонатного комплекса [1]. Однако, поскольку известняки залегают на породах некарбонатного комплекса позднего палеозоя по пологим надвигам, можно предполагать, что первоначально мелководные известняки отлагались на участках приматерикового шельфа, а терригенные флишоидные толщи — на мобильном шельфе и континентальном склоне. На это, в частности, указывает присутствие в зоне Хида, помимо древних метаморфических пород, мраморизованных известняков с палеозойской мелководной фауной и аналогичных известнякам Акиёси карбонатных пород в зоне Циркум-Хида, с одной стороны, а в расположенном южнее районе Мино-Тамба — турбидитов и отложений конусов выноса подводных каньонов континентального склона [11] — с другой.

Для зоны Мино-Тамба установлено сокращение мощности отложений в общем в северо-западном направлении (к зоне Хида) и приобретение черт мелководности отложений в том же направлении [22]. В более внешних частях района Мино-Тамба пермские образования представлены терригенными, кремнистыми и эффузивными породами основного состава с линзами известняков. Бассейн с таким осадконакоплением интерпретируется японскими геологами как окраинное море [20]. В зоне Рёке пермские терригенные и кремнистые породы с прослоями эффузивов и маломощными линзами известняков метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Верхние части разреза сложены монотонной толщей аргиллитов, сменяющихся выше алевролитами, конгломератами и пирокластическими отложениями, накапливавшимися в мелководных условиях шельфа [11]. Во внешних частях юго-западных районов Японских островов, в зоне Титибу, в пермских терригенных толщах присутствует большое количество эффузивов основного состава, а на юге зоны появляются кремнистые отложения. В зоне Самбосан пермские толщи сложены базальтами и кремнями с линзами известняков.

В северо-восточных районах Японских островов пермские толщи представлены в основном аргиллитами, алевролитами и крупнозернистыми песчаниками с прослоями конгломератов. В Северном Китаками среди терригенных пород с линзами известняков, так же как и в зоне Титибу, появляются кремнистые и эффузивные породы основного состава.

Таким образом, в пермское время терригенные континентальные формации п-ова Корея сменяются мелководными шельфовыми карбонатными (Хида, Циркум-Хида и аналогичные им районы, где накапливались известняки типа Акиёси), затем терригенными формациями мобильного шельфа—континентального склона и вулканогенно-кремнисто-терригенными — внутренних частей морского бассейна, интерпретируемого как окраинное море (зоны Сангун, Майдзуру, Мино, Ашио). Внешним ограничением окраинного моря являлась островная дуга Куросегава—Офунато [16]. Ее обращенные к окраинному морю склоны фиксируются в зоне Рёке по появлению мелководных шельфовых фаций терригенных формаций в ассоциации с пирокластическими, а внешние — по присутствию на севере зоны Титибу и на северном Кюсю пермских эффузивов и туфов основного и кислого составов. С эффузивами были связаны интрузии габбро и гранитоидов, имеющие возраст 249 млн лет [26]. Терригенные формации северо-восточных районов Японских островов отлагались, видимо, в бассейне, расположенном перед фронтом островной дуги, разрушенной в начале мезозоя. Во всяком случае, нижнетриасовые конгломераты Усугуни содержат гальки гранитоидов и эффузивов кислого состава позднепермского возраста [11]. И наконец, в более внешних районах (зоны Титибу, Самбосан, Северное Китаками) возможно выделение морских терригенно-вулканогенно-кремнистых и вулканогенно-кремнистых формаций океанической области (?).

В целом можно сказать, что в каменноугольное и пермское время между палеоконтинентом (п-ов Корея, зона Хида) и палеоокеанической областью существовала переходная зона, выраженная окраинным морем и отграничивающим его от океана вулканическим поднятием (островной дугой).

Судить о характере фундамента под палеозойскими (силур-пермскими) структурами переходной зоны можно по составу галек в пермско-триасовых конгломератах и олистостромах и по блокам, присутствующим в серпентинитовых меланжах. Обращают на себя внимание глыбы древних гранитоидов и гнейсов в меланжах, распространенных ныне на месте бывшего шельфа и склона окраинного моря и в районе склонов пермской островной дуги. Подстилает ли гранито-гнейсовый слой центральные части окраинного моря? Японские геологи высказывали предположение, что в досилурийское время зоны Хида и Куросегава слагали единый массив, впоследствии распавшийся [4], т.е. палеозойское окраинное море образовалось в результате раздвига. Состав базальтов, встречающихся среди палеозойских отложений окраинного моря, сопоставим с океаническими толеитами [15], что не противоречит такой трактовке. Что касается внешних районов Японских островов, то серпентинитовые меланжи, сформированные в разные этапы мезозойской истории, не несут в себе глыб гранитов и гнейсов, и, следовательно, домезозойского гранитно-метаморфического слоя в этих и более восточных районах не существовало. Наличие же метаофиолитовых ассоциаций и характер разрезов позволяют интерпретировать эти районы как палеоокеаническую область.

Сихотэ-Алинь и Сахалин. На западе Приморья верхнедевонские—нижнекаменноугольные отложения представлены преимущественно грубообломочными туфово-терригенными породами и углистыми сланцами с остатками флоры. В центральных районах Сихотэ-Алиня каменноугольные отложения представлены известняками и терригенными породами, иногда с прослоями кремней. Наиболее крупные тела известняков, как показали исследования последних лет, имеют аллохтонное происхождение и залегают среди нижнемезозойских образований. В Прибрежной зоне, помимо известняков, встречаются фрагменты кремнистых толщ каменноугольного возраста.

Севернее, на юго-восточной окраине Буреинского массива, распространены континентальные вулканогенные толщи [3]. В Кур-Урминском районе нижнекаменноугольные отложения представлены покровами кислых эффузивов и туфами (250—300 м). Они залегают на размытой поверхности среднедевонских и более древних отложений. Нижний—средний карбон представлен преимущественно алевролитами (560 м), а средне-верхнекаменноугольные отложения — терригенными породами, которые вверх по разрезу сменяются глинисто-кремнистыми, а затем кремнистыми породами и эффузивами основного состава с линзами известняков. Мощности (700—1000 м) увеличиваются в юго-восточном направлении [3].

На Сахалине известны лишь единичные находки каменноугольных известняков среди альб-сеноманского олистострома.

Нижнепермские толщи на западе Приморья сложены континентальными и прибрежно-морскими эффузивами и туфами кислого и среднего состава (1000—4000 м), перекрытыми терригенными углисто-глинистыми отложениями с остатками флоры (650 м). Верхнепермские толщи сложены андезитами и их туфами. Восточнее распространены мощные толщи алевролитов, песчаников, кремнистых пород со следами подводного перемещения материала. Эти отложения формировались на континентальном склоне. В Прибрежной зоне присутствуют спилиты и кремнистые породы перми.

Нижнепермские отложения Кур-Урминского района представлены песчаниками, сменяющимися выше алевролитами, аргиллитами, а затем кремнистыми породами. От восточной окраины Буреинского массива по направлению к юго-

востоку увеличивается мощность песчаников (от 300 до 800 м), а в более высоких частях разреза в этом направлении происходит замещение терригенных пород на кремнисто-глинистые с увеличением мощности кремнистых отложений [3]. Общая мощность 850—1100 м. Вышележащие нижнепермские образования представлены толщей туфов и эффузивов основного и среднего состава в ассоциации с кремнисто-глинистыми породами (1200—1300 м). Верхи разреза нижнепермских образований представлены терригенными толщами. Верхнепермские породы ложатся с размывом на нижнепермские и более древние образования. Они представлены терригенными отложениями (1000 м), выше которых залегают песчаники, эффузивы основного состава с линзами известняков. Эта часть разреза характеризуется быстрой фациальной изменчивостью (650—900 м). Венчают разрез глинисто-кремнистые отложения с редкими прослоями песчаников, эффузивов и туфов основного и среднего состава и с линзами известняков (1500—3000 м).

На юго-восточной окраине Буреинского массива эффузивы и кремнистые породы отсутствуют, а распространены конгломераты и песчаники. В районе Хабаровска к нижней перми относят толщу песчаников и алевролитов, перекрывающуюся туфами и лавами основного и среднего состава с прослоями кремнистых и кремнисто-глинистых пород (900 м). Верхнепермские отложения представлены морскими терригенными толщами, в которых присутствуют прослои туфов, известняков и спилитов (2500 м).

На Сахалине среди альб-сеноманских кремнистых толщ и в вышележащем олистостроме того же возрастного диапазона обнаружены глыбы пермских пород, которые, помимо известняков, представлены плагиобазальтами и голубовато-серыми полосчатыми кремнями. Следует отметить, что комплекс фауны в известняках Сахалина резко отличен от тетической фауны Сихотэ-Алиня и внутренних районов Японских островов и принадлежит к переходной (от тетической к бореальной) палеобиогеографической провинции. Это позволяет предполагать первичную удаленность этих районов от палеопереходной зоны континент—океан, существовавшей в это время.

Таким образом, в рассматриваемых районах с запада на восток в каменноугольное и пермское время наблюдается смена туфово-терригенных формаций с остатками флоры (в меньшей степени карбонатных формаций) на терригенно-кремнистые и вулканогенно-терригенно-кремнистые с линзами известняков. Наиболее определенно можно реконструировать континентальную окраину для позднепермского времени. По краю Ханкайского массива продолжалось формирование вулканоплутонических комплексов. Восточнее шло накопление терригенных толщ, среди которых реконструируются [9] отложения склонов и конусов выноса русел горных и равнинных рек, торфяные болота, пойменные, дельтовые и лагунные осадки, отложения мелководья, зоны волнения прибрежной части моря, рифов, склоновых отложений. Далее к востоку формировались ленточные кремни и песчаники, затем кремнистые и эффузивные образования с линзами известняков.

В целом с юга на север наблюдается следующее изменение в строении переходной зоны. На юге существовало окраинное море с преимущественно карбонатным шельфом в приматериковых частях и вулканогенно-кремнисто-терригенным осадконакоплением в центральных, ограниченное с юга и востока островной дугой. Последняя в пределах гор Абукума и на западе Приморья располагалась на краю континента. Окраинного моря здесь не существовало (оно, по-видимому, продолжалось в Туманганский прогиб), и континентальная окраина была близка к андийскому типу окраин [15].

Тектонические движения конца пермского—начала триасового времени широко проявились на всей рассматриваемой территории. Структурной перестройке подверглись главным образом зона перехода континент—океан и краевые участки палео-Азиатского материка. В Туманганском прогибе, на северо-востоке п-ова Корея, палеозойские отложения были смяты в складки, осложнены надвигами и пронизаны протрузиями серпентинитов и серпентинитового меланжа (чхонжинский комплекс), а затем прорваны интрузиями диоритов и гранодиоритов (намганский комплекс). На остальной территории полуострова в начале триаса произошло дробление древних кристаллических массивов с образованием грабенов. Палеозойские образования, выполнявшие прогибы, подверглись складкообразованию, высокотемпературному метаморфизму и осложнились чешуйчато-надвиговыми структурами с амплитудой перемещения до 10—12 км [2].

В то же время во внутренних районах Японских островов начинает формироваться система поднятий, обусловленная тектоническими движениями, направленными со стороны палео-Азиатского материка. На месте позднепалеозойского шельфа и склона окраинного моря происходит становление тектонических зон Хида и Циркум-Хида, сопровождавшееся зеленосланцевым метаморфизмом палеозойских отложений. В последние годы установлены чешуйчато-надвиговая структура зоны Хида [24] и присутствие там, помимо древних гнейсов и сланцев, метаморфизованных палеозойских отложений (в частности, мраморов с фауной карбона в толще Юназуки и возрастом метаморфизма 250 млн лет). По восточной и южной периферии зоны Хида был сформирован структурный пояс Циркум-Хида, представляющий собой выведенную на поверхность зону крупного надвига, сложенную тектоническими блоками различных метаморфических пород, в том числе с глаукофаном, и палеозойских пород, пронизанных серпентинитами. Таким образом, район Хида представляет собой аллохтонную тектоническую сложно построенную пластину, надвинутую по зоне Циркум-Хида на палеозойские образования окраинного моря. Вдоль внешнего края зоны Циркум-Хида, в зоне Тамба, в это время отлагались несортированные и плохо окатанные конгломераты Отани (олистостром ?), состоящие из галек и валунов серпентинитов, габброидов, гранитоидов, палеозойских известняков и глинистых сланцев. Их формирование связано с общим воздыманием северных районов о. Хонсю, обусловленным надвиганием тектонической пластины Хида. Они сопоставляются с триасовыми конгломератами Саванде северных районов зоны Тамба, где серпентиниты встречаются редко, а галька хорошо окатана. Снос материала, как установлено [14], происходил из северных районов.

В целом пермско-триасовые тектонические движения начали проявляться еще в поздней перми, что нашло свое отражение в многочисленных внутриформационных конгломератах, залегающих среди терригенных и вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений позднепермского окраинного моря. Поверхностным проявлением начальных этапов движения глубинных масс явились ломка карбонатного шельфа и перемещение известняковых отторженцев в более внутренние части окраинного моря. В результате в зонах Сангун и Тамба на терригенных породах, характеризующих собой мобильный шельф, палеосклон и внутренние части окраинного моря, сформировались тектоногравитационные покровы известняков. На западе о. Хонсю в этот период происходило становление узкой зоны серпентинитового меланжа Майдзуру, с которым связаны зеленосланцевый метаморфизм палеозойских толщ и диафторез древних метаморфических комплексов (243—215 млн лет [11]). По этой зоне отложения района Сангун надвинуты на палеозойские толщи Тамба и Рёке

[19]. Структура запечатывается верхнетриасовыми отложениями групп Шидака или Набае.

К поздней перми—началу триаса относится, видимо, и формирование некоторых структур зоны Рёке. В ее пределах к поверхности были выведены блоки гранито-гнейсового комплекса и породы силлиманитовой фации метаморфизма, а палеозойские толщи с фауной карбона и перми метаморфизованы в зеленосланцевой фации [25]. В зоне Самбагава метаморфизм палеозойских толщ завершился в конце раннего триаса [20]. На юге зоны сформировалась структурная зона Микабу, представляющая собой систему субширотных надвигов, маркируемых серпентинитами. Перед фронтом зоны Микабу отложились мощные олистостромовые толщи с валунами и блоками пород до 100 м в поперечнике. По данным М. Ивасаки [13], тектонические движения, приведшие к образованию олистострома, происходили в конце палеозоя.

В зоне Титибу наиболее ранние деформации проявились в досреднетриасовое время [20]. В верхних частях пермского разреза северных и центральных частей Титибу, так же как и в разрезах пермского окраинного моря, много прослоев плохо сортированных конгломератов с галькой и глыбами гранитоидов, пирокластических пород кислого состава, базальтов, пермских известняков и аргиллитов. По-видимому, эти толщи формировались в результате разрушения островодужной системы Куросегава—Офунато, при надвигании на нее структур окраинного моря вдоль зоны Микабу. В это же время, видимо, начала формироваться зона серпентинитового меланжа Куросегава, поскольку, кроме более древних пород, в составе включений присутствуют глаукофановые сланцы, возраст которых составляет 240—208 млн лет (ранний—средний триас) [17]. Все образованные структуры с несогласием перекрываются верхнетриасовыми (а на о. Кюсю нижнетриасовыми) отложениями. На юге Титибу и в зоне Самбосан структурные перестройки не отмечены. В этих районах внешней части Юго-Западной Японии пермские и триасовые отложения залегают в непрерывном разрезе и представлены базальтами и кремнями с линзами известняков.

На территории Западного Приморья в конце перми произошло складкообразование и внедрение габбро-диоритовых, а затем гранитных интрузий. В центральных же районах Сихотэ-Алиня в среднем триасе происходило дробление фундамента и формирование линейных зон повышенной проницаемости, в пределах которых изливались базальтовые магмы. В результате был образован своеобразный деструктивный комплекс, состоящий из триасовых базальтов, включающих крупные глыбы и блоки палеозойских пород.

В целом пермско-триасовый этап характеризовался общим региональным растяжением с деструкцией окраинно-материковых районов приокеанической зоны и с локальными зонами сжатия в структурах окраинного моря и островной дуги. Тектонические движения этого этапа были направлены со стороны палео-Азиатского материка.

ТРИАС

Полуостров Корея и Японские острова. На территории п-ова Корея известны триасовые интрузии, представленные гранитами, гранодиоритами и сиенитами (хесанский комплекс), а также щелочными и нефелиновыми сиенитами (пхенганский комплекс). Возраст их 225—180 млн лет, что соответствует началу позднего триаса—концу ранней юры. Триасовые осадочные породы представлены конгломератами, песчаниками и алевролитами, которые структурно приурочены к грабенам и повсеместно залегают с угловым несогласием на верхнепалеозойских и более древних образованиях. С этими отложениями связано угленакопление, в них обнаружены многочисленные остатки флоры, сходной с монгу-

гайской флорой Приморья и толщ Мине и Нарива на Японских островах [2]. Триасовые отложения в Окчхонском прогибе представлены песчаниками и алевролитами с прослоями углей и локально распространенными эффузивами и туфами от кислого до основного состава (400—1000 м). В триасе вдоль обрамления метаморфических пород Хида происходило становление массивов диоритов и тоналитов (тип Шимамото), а затем гранодиоритов и гранитов (тип Фунатцу). Возраст гранитоидов составляет 230—180 млн лет. В Тюгоку верхний ладин—нижний карний представлены кварцевыми песчаниками с линзами известняков и глинистых пород (200 м), а карний—нижний норий — песчаниками и алевролитами с прослоями углей и конгломератов (2000 м). В зоне Майдзуру широко распространены песчаники, алевролиты и конгломераты, несогласно залегающие на верхнепермских отложениях (600—1200 м). Здесь собрана обильная фауна двустворок и аммонитов. В верхах триасового разреза появляются прослои углей. В префектуре Ямагути нижний норий сложен глинистыми породами, песчаниками и кремнями с остатками конодонтов. На востоке префектуры анизийско-верхненорийские породы представлены алевролитами, подводно-оползневыми образованиями и кремнями. В зоне Тамба присутствуют триасовые терригенные породы, известняки и эффузивы основного состава, формировавшиеся в морских условиях (1800 м). Триасовые кремнистые породы (100 м) распространены в префектуре Гифу. В горах Канто триас представлен кремнями, эффузивами основного состава с прослоями известняков и глинистых пород. Кроме того, в зоне Тамба известны толщи аргиллитов, реже гравелитов и конгломератов, с которыми связаны находки норийских и карнийских пелеципод. Тем самым устанавливается накопление одновозрастных пород в различных фациальных обстановках.

В зоне Титибу нижний триас сложен известняками, алевролитами и песчаниками. Они с несогласием перекрывают верхнепермские отложения и охарактеризованы фауной двустворок, аммонитов и конодонтов (300 м). Средний триас представлен известняками, песчаниками и туфово-терригенными породами (200 м), верхний триас — терригенными породами с остатками растений, брахиопод, пелеципод (500 м). В ряде мест в верхах разреза отмечаются прослои андезитов и фельзитов.

Более внешние части Японских островов, включающие зоны Самбосан, Северный Китаками, Иваидзуми, Таро и п-ов Осима на западе Хоккайдо, сложены толщами смешанного вулканогенно-кремнисто-терригенного состава: алевролитами, песчаниками, кремнями, базальтами и линзами известняков. Нижние части разреза в зоне Самбосан согласно залегают на пермских отложениях сходного состава. Триасовая часть разреза в зоне Самбосан (1000 м) сложена глинистыми сланцами с линзами известняков и кремней, прослоями туфов и лав основного состава. В зоне Иваидзуми разрезы триаса представлены пачками песчаников и кремней с прослоями туфов основного состава, которые надстраиваются. переслаиванием песчаников, алевролитов, кремней и туфов дацитов. В верхах верхнего триаса отмечаются локальные стратиграфические несогласия. Мощность более 3500 м. В зоне Таро триас представлен переслаиванием кремней, алевролитов, аргиллитов и песчаников (1000 м). Триасовый возраст отложений в зоне Иваидзуми обоснован находками конодонтов, в зоне Самбосан — кораллов, строматопор, водорослей, пелеципод, аммонитов и конодонтов.

Триасовые породы о. Хоккайдо представлены пиллоу-лавами, спилитами, вулканическими брекчиями, гиалокластитами, кремнистыми, реже глинисто-кремнистыми породами с линзами известняков. Эффузивы по химическому составу относятся к толеитам и субщелочным титан-авгитовым базальтам. В южной части зоны Камуикотан описаны разрезы, сложенные чередованием пиллоу-лав, гиалокластитов с прослоями яшм. Отложения охарактеризованы

фауной конодонтов. На севере зоны Камуикотан триасовые отложения представлены эффузивами основного состава, кремнями, глинисто-кремнистыми породами и известняками с фауной кораллов и мшанок.

Сихотэ-Алинь и Сахалин. Триасовые отложения на юге Приморья залегают с угловым несогласием на верхнепермских гранитах и пермских отложениях. Они представлены грубозернистыми песчаниками и конгломератами с остатками аммонитов, наутилоидей, брахиопод и др. Средний триас представлен морскими и континентальными терригенными отложениями (550 м). Верхнетриасовые песчаники, алевролиты и конгломераты содержат угленосные горизонты и охарактеризованы флорой карния и нория (2500 м). Триасовые отложения установлены в ряде районов бассейна р. Уссури. Средний отдел представлен эффузивами основного состава, кремнями, песчаниками и алевролитами; карнийские и нижненорийские — кремнями, песчаниками и алевролитами; верхний норий — алевролитами и аргиллитами. Общая мощность превышает 3000 м. В Прибрежной тектонической зоне средний триас представлен кремнистыми и кремнисто-терригенными образованиями, стратиграфически выше которых залегают известняки, алевролиты с глыбами палеозойских известняков и кремни, реже встречаются эффузивы основного состава [5].

В ряде районов Западного Сихотэ-Алиня установлены маломощные разрезы триасовых алевролитов с фауной пелеципод.

На юге Сахалина средне- и верхнетриасовые отложения представлены толщей красных яшм с единичными маломощными прослоями карбонатных пород и эффузивов основного состава (100 м). На юге Сусунайского хребта нижнетриасовые образования, возраст которых обоснован находками конодонтов в мраморизованных известняках, представлены толщей эффузивов с маломощными прослоями яшм и линзами известняков (200 м). В центральных районах Сахалина описаны как чисто кремнистые разрезы, так и эффузивные толщи, мощность которых не установлена. Общей закономерностью триасовых разрезов является существенно эффузивный состав нижнего триаса, выше сменяющийся кремнистыми отложениями.

На основании изложенного материала возможна реконструкция палеогеографических условий рассмотренных территорий в триасовое время. Подробно она изложена в статье [6]. В общем с запада на восток происходит закономерная смена континентальных формаций мелководноморскими, а затем морскими. Суша, располагавшаяся на западе, обрамлялась морским бассейном, отделенным от континента гипсометрической ступенью — склоном, который восстанавливается по распространению хаотических комплексов подводно-оползневого генезиса. Основным типом осадконакопления в бассейне было кремненакопление, при этом многочисленные находки спикул губок указывают на относительно небольшую глубину. Судя по изменчивости фаций и мощностей отложений, дно морского бассейна имело сложную морфологию. Снос осадочного материала осуществлялся как со стороны палео-Азиатского материка, так и из района Куросегава. Морской бассейн, простиравшийся от о. Кюсю до севера Приморья, обрамлялся с востока цепью поднятий, которые трассируются горизонтами известняковых построек с мелководной фауной. Наконец, отложения, ныне распространенные на островах Хоккайдо и Сахалин, характеризуют собой различные части океанического бассейна с маломощным кремнистым осадконакоплением и проявлением подводного эффузивного вулканизма.

Таким образом, краткий обзор палеогеографии региона позволяет сделать вывод о существовании в триасе окраинного морского бассейна, отделенного от мезозойского океана цепью невулканических поднятий морского дна.

Полуостров Корея и Японские острова. На п-ове Корея отложения верхнего триаса—верхней юры залегают с угловым несогласием на палеозойских и более древних образованиях и структурно приурочены к грабенам. Нижнеюрские отложения, содержащие обильные остатки флоры, представлены аркозовыми песчаниками и алевролитами с прослоями углей и конгломератов (300—1000 м). Южнее, в Окчхонском прогибе, в ряде мест среди терригенных толщ присутствуют прослои туфов и лав кислого, реже среднего и основного состава. По направлению к юго-западу мощность отложений увеличиается от 400 до 1000 м. Средне-верхнеюрские отложения представлены переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов, а в отдельных районах — липаритами, туфами, туфопесчаниками в ассоциации с терригенными породами (300 м). Они с размывом залегают на верхнетриасовых—нижнеюрских и несогласно перекрываются верхнеюрскими—нижнемеловыми отложениями. Толщи содержат остатки флоры, окаменевшие стволы деревьев и пресноводную фауну.

На Японских островах в зоне Хида среднеюрские отложения (300—700 м) с несогласием залегают на метаморфических породах и представлены конгломератами, сменяющимися выше по разрезу переслаиванием песчаников и алевролитов. Келловей-оксфордские отложения (600—700 м) залегают с несогласием на среднеюрских породах и представлены внизу конгломератами, в средней части алевролитами, сменяющимися переслаиванием алевролитов и песчаников. Среднеюрские—оксфордские толщи имеют главным образом морской генезис и содержат остатки белемнитов и флоры. Верхнеюрские (титонские)—нижнемеловые отложения в зоне Хида залегают с явным несогласием и с конгломератами в основании на раннемезозойских и более древних породах. Они представлены терригенными породами, содержащими пресноводных моллюсков и остатки флоры. Неритовые моллюски встречены лишь в низах разреза толщи. В зоне Циркум-Хида нижнеюрские отложения несогласно залегают на метаморфических породах и неметаморфизованных палеозойских толщах. Базальные конгломераты перекрываются терригенными отложениями с единичными прослоями туфов. В верхах разреза появляются несортированные конгломераты и песчаники с галькой гранитоидов. Толщи содержат остатки пресноводных моллюсков и флоры.

Южнее и восточнее, в зоне Тюгоку, нижнеюрские базальные конгломераты перекрывают метаморфические породы Сангун и надстраиваются терригенными нижне-среднеюрскими толщами с прослоями углистых аргиллитов и конгломератов (1100—1600 м). В верхах разреза встречаются остатки флоры и солоноватоводной макрофауны. Верхнеюрские (титонские)—нижнемеловые отложения (650—900 м) с несогласием залегают на среднеюрских, представлены конгломератами с галькой гранитоидов, кварц-полевошпатовыми песчаниками и алевролитами. Толщи содержат остатки флоры и солоноватоводной макрофауны. На севере гор Канто (зона Джоетсу) нижнеюрские (2000 м) и верхнеюрские—нижнемеловые (500 м) отложения представлены терригенными породами с остатками флоры и паралических пелеципод. В зоне Титибу среднеюрские (250 м) терригенные отложения содержат прослои черных известняков, фауну кораллов и брахиопод. Средне-верхнеюрские отложения с несогласием залегают на палеозойских и более древних мезозойских толщах. В основании разреза присутствуют конгломераты или песчаники с галькой и валунами гранитоидов и милонитов. Более высокие части разреза сложены терригенными породами с прослоями и линзами известняков, содержащих фауну кораллов, строматопор, аммонитов, криноидей, реже остатки флоры. Мощность отложений изменяется от 100—120 м на севере до 500 м на юге.

В зоне Южного Китаками нижнеюрские (190 м) отложения с несогласием

залегают на верхнетриасовых и образуют трансгрессивную терригенную серию от осадков литорали до неритовых. Они перекрываются (с конгломератами в основании) средне-верхнеюрскими толщами (700—1500 м), сложенными терригенными породами. Во внутриформационных конгломератах содержится много гранитной гальки. В зоне Самбосан нижне-верхнеюрские отложения выделяются в составе единого разреза, наиболее древние части которого датируются пермью. Юрские породы представлены аргиллитами, алевролитами и песчаниками с прослоями кремней, базальтов и линзами известняков. В Северных Китаками, в зоне Иваидзуми, юрские отложения (1000 м) также выделяются в составе единого разреза и представлены вулканогенно-кремнисто-терригенными отложениями с линзами известняков. На о. Хоккайдо юрские отложения выделены в составе пермско-нижнемеловой толщи и представлены базальтами, гиалокластитами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами, линзами известняков и вулканокластическими терригенными породами.

Таким образом, с запада на восток нижне-среднеюрские континентальные отложения межгорных впадин (п-ов Корея) сменяются морскими терригенными формациями (зона Хида), далее — континентальными и прибрежно-морскими (Циркум-Хида, Тюгоку, Джоетсу, Южный Китаками), морскими карбонатно-терригенными (Титибу), карбонатно-кремнисто-терригенными с прослоями базальтов (Самбосан, Северный Китаками) и, наконец, маломощными окраинно-океаническими вулканогенно-кремнистыми (о. Хоккайдо).

Верхнеюрские отложения с несогласием залегают на подстилающих юрских и более древних породах лишь во внутренних районах Японских островов и в краевых частях океанического бассейна (зоны Титибу, Южный Китаками), в то время как в более удаленных океанических районах наблюдается непрерывное осадконакопление с палеозоя (доказано начиная с перми) до нижнего мела включительно. Средне-позднеюрские структурные перестройки, выраженные в многочисленных внутриформационных несогласиях, происходили в пределах переходной зоны. В целом структурные перестройки были обусловлены процессами надвигания структур переходной зоны на океаническую область. Это подтверждается наличием средне- и верхнеюрских олистостромов (например, на юге гор Канто [12], на севере Мино [10]), омолаживающихся к югу и содержащих глыбы каменноугольных, пермских, триасовых и юрских пород.

Сихотэ-Алинь и Сахалин. Отложения нижней юры в Ханкайском массиве и его восточном обрамлении (Арсеньевская зона) представлены полимиктовыми песчаниками, алевролитами с углистыми прослоями, которые с перерывом, но без углового несогласия надстраивают разрезы среднего триаса. Выше по разрезу появляются туфоконгломераты, туфопесчаники. Восточнее, в Прибрежной зоне, к нижней юре относят толщу песчаников, алевролитов с невыдержанными прослоями конгломератов в основании (450 м). Среднеюрские отложения сложены песчаниками с растительным детритом и следами взмучивания, отмечаются линзы каменного угля и прослои туфов кислого состава. Восточнее к средней юре относят толщи песчаников и конгломератов с остатками иноцерамов, а в Прибрежной зоне среднеюрские толщи представлены кремнями, песчаниками и алевролитами с прослоями спилитов (2100 м). Верхнеюрские отложения западных районов Приморья представлены базальными конгломератами, косослоистыми песчаниками и алевролитами с остатками растений и макрофауны. Восточнее распространены терригенные подводно-оползневые отложения [5]. В Прибрежной зоне накапливались терригенные и терригенно-кремнистые отложения. Севернее, вдоль восточного края Буреинского массива, нижне-среднеюрские отложения представлены песчано-глинистыми породами в морских мелководных фациях (4000 м), сменяющимися выше грубозернистыми терригенными толщами (2000 м). Верхнеюрские—нижнемеловые

отложения также представлены терригенными, но континентальными толщами, содержащими прослои углей и пирокластического материала. В более восточных районах Северного и Центрального Сихотэ-Алиня в морских терригенных толщах появляются прослои кремнистых и кремнисто-глинистых пород, а также эффузивов основного состава. На востоке Сихотэ-Алиня развиты вулканогенные (основного состава) и кремнистые образования, переслаивающиеся с терригенными (2000 м).

На Сахалине нижне-верхнеюрские толщи, являющиеся частью единого триас-нижнемелового вулканогенно-кремнистого разреза, представлены красными, реже зелеными яшмами с редкими прослоями базальтов и линзами рифогенных известняков. Мощности юрской части разреза в тех случаях, когда отсутствуют прослои базальтов, составляют 120—150 м. Кремнистые толщи содержат обильную фауну радиолярий, в известняках встречаются остатки кораллов и водорослей.

Таким образом, с запада на восток наблюдается следующий порядок смены формаций юрских отложений. Грубозернистые терригенные угленосные континентальные отложения сменяются мелководными морскими, затем более глубоководными терригенными, кремнисто-терригенными с подводно-оползневыми структурами, затем кремнисто-терригенными и, наконец, маломощными вулканогенно-кремнистыми формациями океанического генезиса, включающими рифогенные карбонатные постройки.

В районах Сихотэ-Алиня, так же как и во внутренних районах Японских островов, в средне-позднеюрское время происходили структурные перестройки, выразившиеся в накоплении мощных толщ грубозернистых отложений, олистостромовых горизонтов, в формировании массивов ультращелочных пород и пикритовых даек, указывающих на существование как локального растяжения, вздымания территории, так и сжатия. Вместе с тем соотношение этих процессов во времени не ясно и требует специального изучения.

Рассматривая юрскую структуру переходной зоны, следует отметить, что если для Сихотэ-Алиня реконструируется относительно просто построенная "пассивная" окраина, то для Корейского полуострова и Японских островов она осложнена невулканическими грядами поднятий, которые отделяли от океана морские бассейны типа краевых морей.

НИЖНИЙ МЕЛ

Полуостров Корея и Японские острова. Отложения верхней юры—нижнего мела распространены главным образом на юге п-ова Корея (Цусимский прогиб), где они представлены грубообломочными терригенными породами с прослоями угля (4500 м), а также локально развиты на окраинах Окчхонского прогиба (1900 м) и в Пхенгамском прогибе (2000 м). Все отложения континентальные и формировались в межгорных впадинах и озерных бассейнах.

На Японских островах в зонах Хида и Циркум-Хида нижнемеловые отложения являются частью единой верхнеюрской—нижнемеловой толщи. Нижний мел (600—1650 м) представлен терригенными отложениями, которые в верхах разреза с несогласием перекрываются лавами и туфами кислого состава, конгломератами и песчаниками с остатками флоры. В горах Канто (на востоке зоны Джоетсу) нижний мел (260 м) представлен песчаниками. В зоне Титибу нижнемеловые отложения распространены локально в нескольких узких зонах. Неоком ложится с угловым несогласием на палеозойские—нижнемезозойские геосинклинальные толщи. Он представлен циклично построенными пачками терригенных отложений, каждая из которых начинается конгломератами (500—600 м). В центральных районах зоны присутствуют угольсодержащие прослои. В толщах обнаружены остатки пресноводной и солоноватоводной фауны и

флоры. Верхи неокома (200—400 м) представлены прибрежно-морскими фациями. В терригенных толщах появляются небольшие тела известняков. Апт-альбские отложения (1300—3000 м) представлены морскими мелководными терригенными породами с фауной тригоний, аммонитов и остатками флоры. В зоне Симанто, в северной части, неоком-сеноманские отложения (200 м) представлены мелководными морскими терригенными породами. Южнее распространены валанжин-сеноманские кремнистые морские отложения с подчиненными прослоями аргиллитов и базальтов (150—300 м).

В северо-восточной части Японских островов толщи неокома совместно с триас-юрскими смяты в складки и интрудированы постнеокомовыми—доаптскими гранитоидами. На востоке гор Абукума (зона Южного Китаками) верхнеюрские—нижнемеловые терригенные отложения (180 м) содержат прослои туфов дацитового состава и образуют пачки переслаивания с ними. Толщи содержат фауну аммонитов. В Южном Китаками неокомские отложения (300 м) представлены косослоистыми аркозовыми песчаниками. Более высокие части разреза неокома представлены алевролитами и песчаниками морского генезиса (1300—1600 м). В других местах зоны верхи неокомского разреза сложены мощными толщами (1000—1600 м) андезитов, базальтов и их туфов в ассоциации с морскими терригенными породами. В зоне Северного Китаками отложения неокома представлены главным образом эффузивными толщами (2500 м), от андезитов до дацитов, и терригенно-кремнистыми породами, которые перекрываются апт-альбскими морскими терригенными породами (200 м). Здесь распространены габбро-диорит-гранитные субвулканические интрузии, прорывающие верхнеюрские—неокомские отложения и перекрываемые апт-альбскими. На западе о. Хоккайдо также известны среднемеловые диорит-тоналитовые и гранодиорит-гранитные субвулканические интрузии и вулканические породы, представленные андезитами, липаритами и их туфами. В центральных районах о. Хоккайдо нижнемеловые вулканогенно-кремнистые толщи залегают с несогласием на верхнеюрских, и в отличие от последних в них распространены эффузивные породы среднего, а не основного состава. Апт-альбские терригенные толщи (1000—2000 м) с несогласием перекрывают неоком-нижнеаптские.

Таким образом, континентальные угленосные формации межгорных впадин Корейского полуострова и континентальные терригенные формации внутренних районов Японских островов сменяются в сторону Тихого океана солоноватоводными и прибрежно-морскими терригенными, а затем морскими вулканогенно-кремнисто-терригенными (зона Симанто). На северо-востоке Японских островов, где в неокоме широко проявилась вулканическая деятельность, существовало вулканическое поднятие (островная дуга), протянувшееся от Северного Китаками в западные районы Хоккайдо. Вероятно, морские отложения зоны Симанто формировались не в океаническом бассейне, как это принято считать, а в окраинном море, которое отделялось от Тихого океана островной дугой, протягивавшейся от района Китаками на юг, возможно, в пределы современного Филиппинского моря.

Сихотэ-Алинь и Сахалин. В Сихотэ-Алине нижнемеловые отложения представлены терригенными толщами, часто имеющими флишоидное строение и включающими прослои грубообломочных пород, эффузивов и туфов среднего состава. Это преимущественно морские и прибрежно-морские отложения мощностью до 6000—7000 м. Они формировались в бассейне типа окраинного моря, которое с востока отделялось от океанической области островной дугой, протянувшейся из западных районов о. Хоккайдо на северо-восток Сихотэ-Алиня [7,8]. На Сахалине нижнемеловые отложения до альба включительно представлены вулканогенно-кремнистыми образованиями с редкими прослоями туфогенных пород в западных районах острова. Мощности чисто кремнистых разрезов неокома—альба составляют 150—250 м.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Материал, изложенный выше, свидетельствует о том, что на протяжении палеозоя и мезозоя рассмотренные территории входили в состав единой обширной переходной зоны, а также частично распространялись в прилегающие части палео-Тихоокеанского басейна. При этом в указанный промежуток времени переходная зона изменялась как вкрест, так и вдоль своего простирания, представляя собой континентальные окраины различного типа на разных этапах своего развития. Современный уровень знаний по данному региону позволяет утверждать, что Тихий океан существовал по крайней мере с конца перми, однако реконструированные ряды палеозойских формаций дают основание предполагать его развитие и с более ранних периодов фанерозоя.

Данные формационного анализа (см. таблицу) показывают, что независимо от места пересечения дальневосточного отрезка Тихоокеанского пояса с запада на восток отмечается смена синхронных формаций от континентальных через прибрежно-морские к морским (окраинно-морским), а затем и к океаническим. При этом внутренние части Тихоокеанского пояса в регионе начинают свое развитие с накопления карбонатых, карбонатно-терригенных формаций, а внешние (Сахалин и прилегающие к современному океану районы Японских островов) — с вулканогенно-терригенно-кремнистых, яшмово-вулканогенных. Причем в первом случае накопление толщ происходило на сложно построенном гетерогенном фундаменте досилурийского возраста, во втором, видимо, на меланократовом основании.

На различных этапах развития переходной зоны устанавливается смена формаций, образование которых происходило в условиях окраинных морей и сложного сочетания как вулканических, так и невулканических поднятий морского дна. Отметим, что выделение тех или иных крупных структур переходной зоны устанавливалось не только по составу и мощностям слагающих их образований, но и по их положению в пространстве друг относительно друга на больших площадях, характеру вулканизма, комплексу фауны и флоры и отчасти по сопоставлению с современными структурами. Прилегающие к палеоконтиненту районы представляли собой шельфовые области, с которыми были связаны крупные прогибы. Они характеризовались накоплением терригенных, часто угленосных формаций, в составе которых важную роль играли грубообломочные толщи. Развитие прогибов происходило в прибрежно-морских условиях.

Формации окраинных морей на Дальнем Востоке представлены различными сочетаниями кремнисто-терригенных, терригенно-вулканогенно-кремнистых, терригенных формаций, которые могут сменять друг друга как по разрезу, так и по простиранию. В общем виде с силурийского по раннемезозойское время отмечается уменьшение роли карбонатных формаций и увеличение терригенных и кремнистых. На отдельных этапах развития переходной зоны выявляется постепенное уменьшение роли вулканитов основного состава, кремнистых пород и появление все большего количества терригенных образований (например, в отложениях нижнего мезозоя Центральной Сихотэ-Алинской зоны и пояса Мино-Тамба Японских островов).

Подводные поднятия палеозойского и раннемезозойского времени в регионе представляли собой существенно различные структуры, в общем виде разделяющиеся на вулканические и невулканические. Первые не соответствуют по своей масштабности современным островным дугам. Они слагаются эффузивно-пирокластическими и вулканогенно-терригенными формациями, в составе которых резко преобладают вулканиты среднего и кислого состава. Примерно такой же набор формаций характерен и для фанерозойских краевых вулка-

Палеозойские и мезозойские формации и предполагаемые палеоструктуры Дальнего Востока

Возраст	Пересечение	Автохтонная тектоническая провинция (переходной зоны)			Аллохтонная тектоническая провинция (океана)	
K_1	1		Терригенно-флишевая (окраинное море)	Вулканогенная (островная дуга)	Вулканогенно-кремнистая (океан)	
	2	Терригенная угленосная (шельф, суша)	Терригенная, кремнисто-туфово-терригенная (фрагменты мелководного окраинного моря)	Вулканогенная (островная дуга)	Вулканогенно-кремнистая, туфово-терригенно-кремнистая (краевые части океана)	
J	1	Терригенная, терригенная угленосная (шельф)	Терригенная, вулканогенно-кремнисто-терригенная (морской бассейн)		Вулканогенно-кремнистая (океан)	
	2	Терригенная (шельф)	Карбонатно-терригенная, карбонатно-кремнисто-терригенная (окраинное море)		То же	
T	1	Терригенная угленосная (шельф)	Кремнисто-вулканогенно-терригенная, подводно-оползневая (склон, окраинное море)	Терригенно-карбонатно-кремнистая (невулканическое поднятие)	"	
	2	Терригенная угленосная (шельф)	Кремнисто-вулканогенно-терригенная (окраинное море)	Терригенно-карбонатно-кремнистая (невулканическое поднятие)	"	
P	1	Вулканогенная, туфово-терригенная (вулканический пояс на континенте, шельф)	Терригенная (склон) Кремнистая, кремнисто-терригенная (окраинное море)	Кремнисто-карбонатная (невулканическое поднятие)	"	
	2	Карбонатная (шельф) Терригенная (склон)	Вулканогенно-кремнисто-терригенная (окраинное море)	Вулканогенная (островная дуга) Вулканогенно-кремнисто-терригенная (склон)	"	
C	1	Туфово-терригенная (шельф)	Карбонатно-терригенная (морской бассейн)		Карбонатно-кремнистая (?)	(?)
	2	Карбонатно-терригенная (шельф)	Карбонатно-туфово-терригенная (окраинное море)	Вулканогенная, карбонатно-туфово-терригенная (островная дуга)	Карбонатно-вулканогенно-терригенно-кремнистая (?)	
D	1	Вулканогенная, туфово-терригенная (вулканический пояс на континенте, шельф)	Терригенная (морской бассейн)		Кремнистая (?)	
	2	Карбонатная, терригенно-карбонатная (шельф)	Карбонатно-терригенная и туфово-терригенная (морской бассейн)			
S	2	Карбонатная (шельф)	Карбонатная, туфово-терригенная (морской бассейн)		Кремнисто-терригенная (?)	
Фундамент		Гетерогенный				Меланократовый

Примечание. Пересечения: 1 — Сихотэ-Алинь—о. Сахалин; 2 — п-ов Корея—Японские острова. Левый край таблицы соответствует западному окончанию пересечения, правый — восточному.

нических поясов Приморья. Отмечаются случаи перехода последних в подводные поднятия.

Невулканические поднятия слагались терригенно-карбонатно-вулканогенно-кремнистыми, терригенно-карбонатно-кремнистыми и терригенными формациями. Нередко они являлись ограничениями окраинных бассейнов, т.е. формировались на стыке океана и переходной зоны (дуга Куросегава—Офунато на Японских островах). Отметим, что в настоящий момент мы не можем выделить склоны поднятий, хотя некоторым признаком служит наличие подводно-оползневых образований. Толщи подобного облика, но занимающие несравнимо бо́льшие площади, устанавливаются в нижнемезозойских комплексах Сихотэ-Алиня и Японских островов. Подобная подводно-оползневая формация, видимо, маркирует палеогипсометрическую ступень (склон к глубоководной котловине) от континентального блока к окраинному бассейну. Примечательно, что, формируясь в пределах единой структуры и отвечая единому тектоническому циклу, формация может иметь несколько различный возраст, что, очевидно, свидетельствует о неравномерном развитии этой части переходной зоны по ее простиранию.

Океанические области характеризовались накоплением кремнисто-вулканогенных и кремнистых яшмовых формаций, которые, развиваясь в течение длительного времени (например, с триаса до неокома или альба в пределах Хоккайдо и Сахалина соответственно), характеризуются малыми мощностями, специфическим набором фауны и особенностями вулканизма.

Таким образом, развитие Приморья, п-ова Корея, внутренних зон Японских островов в рассматриваемый промежуток времени осуществлялось в пределах единой сложно построенной переходной зоны, внутри которой с запада на восток устанавливается смена структур континентального блока структурами шельфа, окраинного моря и зон поднятий морского дна. Такой парагенезис структур, существовавший в течение длительного времени, свидетельствует о тесной связи переходной зоны с прилегающим континентальным блоком. Естественно, ее ширина значительно превышала ширину современных тектонических зон, в составе которых выделяются реликты древних окраин. Возможно, что ширина палеопереходной зоны достигала 800—1000 км. Однако для подтверждения этого предположения необходимо изучение степени сжатия современных тектонических зон. Все вышесказанное позволяет нам выделить в указанном районе автохтонную тектоническую провинцию, что исключает возможность формирования палеозойских—раннемезозойских аккреционных призм в результате субдукции.

По набору формаций, структурному положению и истории развития от нее резко отличается аллохтонная тектоническая провинция (большая часть приокеанических районов Японских островов, включая Хоккайдо, а также Сахалин) Совмещение двух различных участков земной коры произошло в позднемеловое—кайнозойское время. Внутреннее строение как автохтонной, так и аллохтонной тектонических провинций имеет сложную покровно-складчатую чешуйчато-надвиговую структуру, становление которой происходило в течение фанерозоя с разной степенью интенсивности. При этом для палеозойско-раннемезозойского интервала устанавливается преобладающее движение горных масс в сторону палеоокеана, сопровождавшееся синхронным развитием деструкционных процессов в палеопереходной зоне и по краю палеоконтинента.

Выделение двух провинций, различных по своему строению, формационному выполнению и истории развития, приводит к заключению о резком изменении глубинного тектонического режима на рубеже мела и палеогена в пределах древней переходной зоны и прилегающих частей палеоокеанического бассейна. Поиски причин этого события выходят за рамки настоящей работы и требуют всестороннего изучения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968. 720 с.
2. Геология Кореи. М.: Недра, 1964. 264 с.
3. Геология СССР. Т. 19. Хабаровский край и Амурская область. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1966. 736 с.
4. *Кимура Т.* Древняя континентальная окраина Японии // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1979. Т. 3. С. 169—183.
5. *Мазарович А.О.* Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое. М.: Наука, 1985. 103 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 392).
6. *Мазарович А.О., Рихтер А.В.* Палеогеография и палеотектоника юга Дальнего Востока в триасе // Геотектоника. 1985. N 6. С. 74—85.
7. *Меланхолина Е.Н., Молчанова Т.В.* Тектоническая система позднемезозойской континентальной окраины востока Азии // Там же. 1977. N 4. С. 103—122.
8. *Парфенов Л.М.* Континентальная окраина и островные дуги мезозоид северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
9. *Тащи С.М.* Строение пермских отложений Южного Приморья // Палеозой Дальнего Востока. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 241—248.
10. *Adachi M., Kojima S.* Geology of the Mt. Hikagedaira area, East of Takayama Gifu Prefecture, Central Japan // J. Earth Sci. Nagoya Univ. 1983. Vol. 31. P. 37—67.
11. Geology and mineral resources of Japan. Hisamoto; Kawasaki-shi, 1977. Vol. 1. 430 p.
12. *Hisada K.* Jurassic olistostrome in the Southern Kanto mountains, Central Japan // Sci. Rep. Inst. Geol. Univ. Tsukuba. B. 1983. Vol. 4. P. 99—119.
13. *Iwasaki M.* Gabbroic breccia (olistostrome) in the Mikabu green stone belt of the Eastern Shikoku // J. Geol. Soc. Jap. 1979. Vol. 85, N 7. P. 481—487.
14. *Kano H.* The conglomerates from Otani and Sawando in the Hida mountainlands as viewed from the conception of maturity // Ibid. 1961. Vol. 67, N 789. P. 350—359.
15. *Kawabe I.* Geochemical characteristic of Paleozoic and Mesozoic geosynclinal volcanics in the Japanese islands and tectonic environments of their formation // Earth Sci. 1978. Vol. 32, N 6. P. 331—335.
16. *Kimura T., Yashida S., Toyohara F.* Paleogeography and earth movements of Japan in the late permian to early jurassic Sambosan stage // J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sec. II. 1975. Vol. 19, N 2. P. 149—177.
17. *Maruyama S., Ueda Y., Banno S.* 208—240 m.y. old jadeite-glaucophane schists in the Kurosegawa tectonic zone near Kochi City, Shikoku // J. Jap. Assoc. Mineral., Petrol. and Econ. Geol. 1978. Vol. 73. P. 300—310.
18. *Nakai H.* Silurian corals from the Yokokurayama formation in the Mt. Yokokura region, Kochi prefecture, Southwest Japan: Part 1 // Trans. Proc. Paleontol. Soc. Jap. N.S. 1981. N 123. P. 139—158.
19. *Nureki T.* Structural petrology of the thrust shear-zone developed between the Sangun metamorphic zone and the Ryoke zone in the eastern part of Yamaguchi prefecture // J. Geol. Soc. Jap. 1966. Vol. 72, N 5. P. 219—231.
20. *Ogawa Y.* Structural characteristics and tectonisms around the microcontinent in the outer margin of the Paleozoic-Mesozoic geosyncline of Japan // Tectonophysics. 1978. Vol. 47, N 3/4. P. 295—310.
21. *Ross C.A., Ross Y.R.P.* Late Paleozoic faunas around the Paleopacific margin // Evolution today: Proc. Second Intern. Congr. Syst. and Evol. Biol. Vancouver B.C., 1981. P. 425—440.
22. *Sugisaki R., Mizutani S., Hattori H.* et al. Late Paleozoic geosinclinal basalt and tectonism in the Japanese islands // Collected papers on Earth sciences /1972/. Nagoya: Nagoya Univ. 1973. P. 35—56.
23. *Takeda K.* Geological and petrological studies of the Mikabu greenstones in Eastern Shikoku, Southwest Japan // J. Sci. Hiroshima Univ. 1984. Vol. 8, N 3. P. 221—275.
24. The basement of the Japanese islands. Sendai: Tokyo print. 1979. 789 p.
25. *Ueno N., Ono A.* A Rb-Sr study of Ryoke metasediments Central Japane // Earth Sci. 1976. Vol. 30, N 5. P. 201—220.
26. *Yamamoto H., Nakagawa H.; Matsumoto H., Nobata M.* The igneous rocks from the Paleozoic formation Chichibu, North Kyushy // J. Geol. Soc. Jap. 1979. Vol. 85, N 6. P. 307—315.

СОДЕРЖАНИЕ

От редакторов 3
Ю.М. Пущаровский, Т.Н. Хераскова. Типы и формации океанических и палеоокеанических бассейнов 4
С.В. Руженцев, И.В. Хворова. Формации палеозойских геосинклиналей и тектонические условия их образования 34
Т.Н. Хераскова, М.Н. Ильинская, Б. Лувсанданзан, З. Дашдаваа. Венд-нижнепалеозойские формации каледонид Северной Монголии 67
С.В. Руженцев, Г. Бадарч, Т.А. Вознесенская, Т.Т. Шаркова. Формации и структуры варисцид Южной Монголии 101
С.А. Куренков, А.С. Перфильев. Ранние стадии развития Туркестано-Алайских палеоокеанических структур 137
И.И. Поспелов. Формации и тектоническое развитие поздних варисцид Южного Тянь-Шаня и Северного Памира 149
А.О. Мазарович, А.В. Рихтер. Палеозойская и мезозойская история развития Дальнего Востока 178
В.Н. Григорьев, К.А. Крылов, С.Д. Соколов. Основные формационные типы мезозойских отложений Корякского нагорья и их тектоническое значение 198
Ю.М. Пущаровский, С.В. Руженцев. Формации и структуры современных океанов и ранних этапов развития подвижных поясов 245