

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА

УДК 551.24.02(51)

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ОРОГЕННЫХ ПОЯСОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И СЕВЕРОВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Л.М. Парфенов, Н.А. Берзин¹, А.И. Ханчук², Г. Бадарч³, В.Г. Беличенко⁴,
А.Н. Булгатов⁵, С.И. Дриль⁶, Г.Л. Кириллова⁷, М.И. Кузьмин⁶, У. Ноклеберг⁸,
А.В. Прокопьев, В.Ф. Тимофеев, О. Томуртогов³, Х. Янь⁹

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

¹*Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, г. Новосибирск*

²*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

³*Институт геологии и минеральных ресурсов Монгольской Академии наук,
г. Уланбаатар, Монголия*

⁴*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск*

⁵*Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ*

⁶*Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск*

⁷*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН им. Ю.А. Косыгина, г. Хабаровск*

⁸*Геологическая служба США, Менло Парк, Калифорния*

⁹*Геологический исследовательский институт Цзилиньского университета, г. Чанчунь, Китай*

В контексте тектоники литосферных плит обоснована модель формирования позднерифейских, палеозойских и раннемезозойских орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии, обрамляющих Северо-Азиатский и Сино-Корейский кратоны, а также мезозойских и кайнозойских орогенных поясов северо-западной окраины Тихого океана. Установлены системы независимых островных дуг позднерифейского, венд-кембрийского и силурийско-девонского возраста, аккреция которых к Северо-Азиатскому кратону завершилась формированием позднерифейских, раннепалеозойских и позднепалеозойских орогенных поясов. Формирование позднепалеозойско-раннемезозойских Монголо-Охотского и Солонкерского орогенных поясов связано с закрытием существовавших на их месте океанических бассейнов и субдукцией океанической коры под смежные континентальные окраины, на которых располагались надсубдукционные магматические дуги.

Мезозойские и кайнозойские орогенные пояса северо-западной окраины Тихого океана формировались в процессе конвергенции плит палео-Тихого океана и Северной Азии. Взаимное сближение океанических и континентальных плит сопровождалось рифтогенезом, открытием и последующим закрытием малых океанических бассейнов в тылу активных континентальных окраин и островных дуг.

Формирование рассматриваемых в статье орогенных поясов сопровождалось крупными (в сотни и тысячи километров) продольными сдвиговыми перемещениями примерно параллельно границе континент–океан. Это определило многие характерные структурные особенности орогенных поясов: прямую или слабоизогнутую в плане форму, прерывистое распространение, линзовидное, выклинивающееся окончание, отсутствие, большей частью, характерных коллизионных гранитоидов и сопряженных с орогенными поясами краевых прогибов.

Ключевые слова: геодинамика, орогенный пояс, кратон, террейн, аккреция, Центральная и Северо-Восточная Азия.

ВВЕДЕНИЕ

Построение модели формирования орогенного пояса, адекватно отражающей особенности его геологического строения, является важнейшей задачей тектонического исследования. Фундаментальные особенности эволюции Земли и формирования орогенных поясов, по крайней мере с позднего докембрия до современности, определяются концепцией тектоники литосферных плит. Поэтому модель должна не только соответствовать геологическим данным, но и отвечать принципам этой концепции. Главная ценность такой модели заключается в предсказательных возможностях. Ее анализ позволяет глубже понять строение орогенного пояса, взаимосвязь образующих его элементов и, самое главное, связать формирование пояса с устанавливаемыми в его пределах металлогеническими единицами и наметить потенциальные возможности открытия новых месторождений полезных ископаемых, в том числе не известных здесь ранее.

Орогенные пояса Центральной Азии, располагающиеся между Северо-Азиатским и Сино-Корейским кратонами, формировались с позднего докембрия вплоть до мезозоя; на Северо-Востоке Азии по периферии Тихого океана – в мезозое и кайнозое. За последние 20 лет предложено много моделей формирования этих структур [36, 37, 71, 79, 86, 93, 99, 130, 183, 185, 187, 189, 208], основывающихся на концепции тектоники литосферных плит. Однако, большей частью, они существенно различны, что связано с тем, что модель должна учитывать большое количество самых различных данных, многие из которых до сих пор отсутствуют. Для построения модели требуются не только данные по стратиграфии и структуре орогенного пояса, но и прецизионные геохронологические и геохимические данные о магматических образованиях, палеобиогеографические, палеомагнитные и многие другие. Особенно это касается орогенных поясов Центральной Азии, для которых представления о механизме формирования наиболее дискуссионны. Вслед за пионерными работами Л.П. Зоненшайна [36, 37], многие авторы основываются на представлении о прямом соответствии террейнов орогенных поясов палеотектоническим элементам (островным дугам, микроконтинентам и др.). В связи с этим, для каждого интервала времени намечаются многие самостоятельные островные дуги относительно небольшой протяженности, микроконтиненты и другие единицы. Предполагается широкое распространение экзотических террейнов, фрагментов суперконтинента Гондвана [71, 202]. Прямо противоположные представления высказаны А.М.Дж. Шенгёром и Б.А. Натальиным [189], которые вдоль юж-

ной окраины Сибири наметили единую гигантскую островную дугу, существовавшую с позднего докембрия и почти до конца мезозоя. Дуга продвигалась в направлении с востока на запад (в современных координатах), при этом фрагменты ее последовательно аккретировали к южной окраине Сибири, формируя орогенные пояса различного возраста.

В отличие от ранее опубликованных моделей, в предлагаемой мы попытались проанализировать формирование каждого орогенного пояса, начиная с позднего докембрия и вплоть до современности, в контексте тектонической эволюции всего обрамления Северо-Азиатского кратона и северо-западной периферии Тихого океана и определить, насколько закономерности формирования орогенных поясов обрамления Тихого океана приложимы к внутриконтинентальным орогенным поясам.

В начале 80-х годов на основе детальных исследований на Аляске и в Кордильерах Северной Америки было установлено, что орогенные пояса различного возраста представляют собой коллаж или мозаику ограниченных разломами блоков земной коры, различающихся по своему строению и истории геологического развития, которые получили название террейнов [137, 150, 143, 144]. Террейны являются фрагментами более крупных тектонических образований: островных дуг, аккреционных клиньев, кратонов, активных и пассивных континентальных окраин и др. Аккреция и коллизия континентов, в результате которых формировались орогенные пояса, сопровождались крупными надвиговыми и сдвиговыми перемещениями. При этом происходило расчленение крупных тектонических единиц и последующее совмещение образованных фрагментов разнородных и разнотипных образований в новой структуре. В связи с этим, очевидно, что построению модели формирования орогенного пояса и палеотектоническим реконструкциям должна предшествовать большая и кропотливая работа по выделению террейнов, их взаимной корреляции, установлению их геодинамической природы и т.п., или террейновый анализ [84].

Такая работа была проведена в рамках 2-х международных проектов по тектонике, геодинамике и металлогении 1) севера тихоокеанского обрамления, 1988–1996 гг. [183]; <http://minerals.usgs.gov/west/projects/majdeps.html>, 2) Центральной и Северо-Восточной Азии, 1997–2003 гг. (<http://minerals.usgs.gov/west/projects/minres.html>). В рамках проектов составлены геодинамические карты масштаба 1:5 000 000 террейнов, перекрывающих и “сшивающих” их образований различной геодинамической природы и возраста, с краткими объяснительными записками.

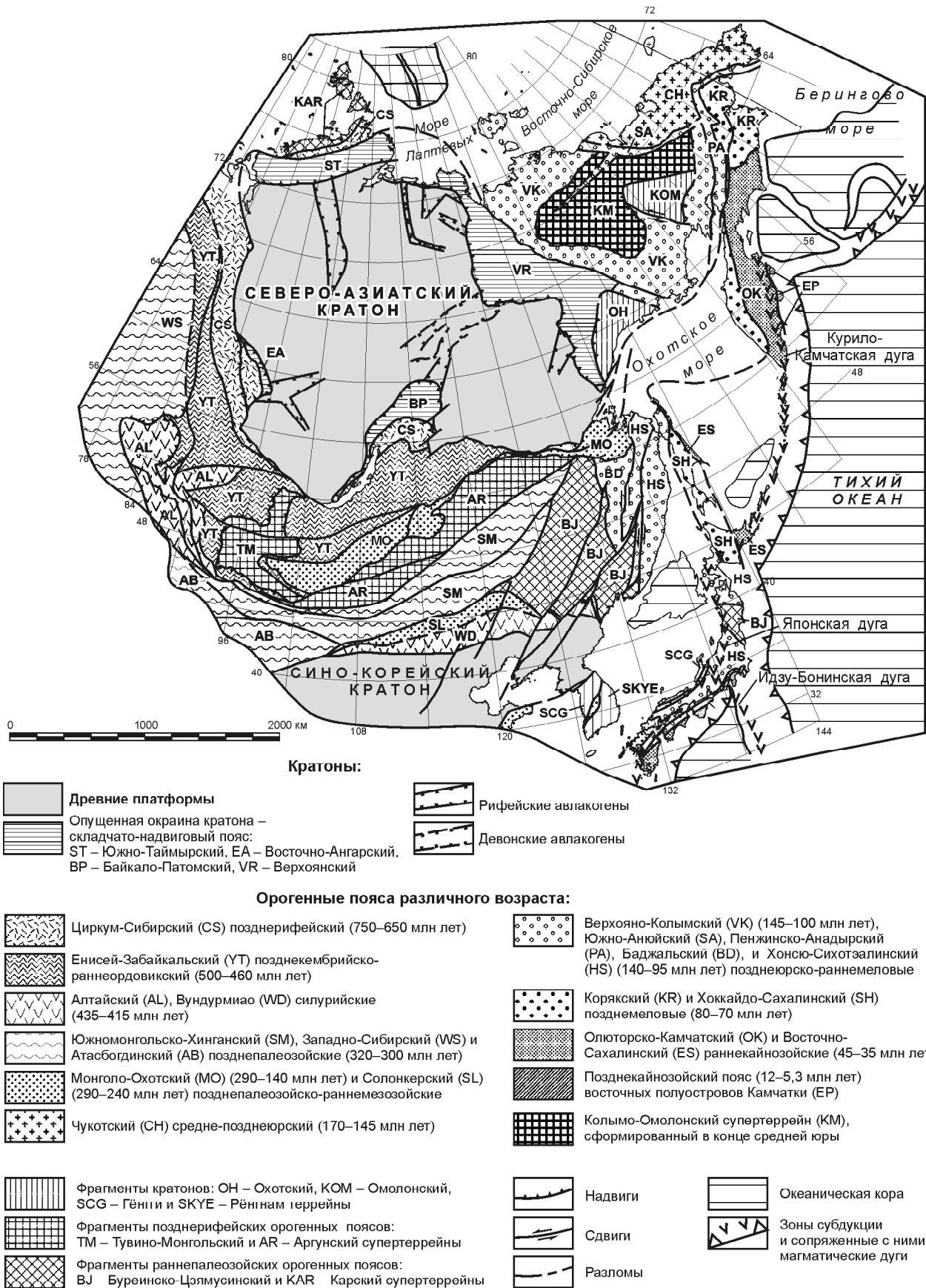


Рис. 1. Карта кратонов и орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии.

Все эти материалы положены в основу предлагаемой модели формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии.

КРАТОНЫ И ОРОГЕННЫЕ ПОЯСА

В пределах Центральной и Северо-Восточной Азии располагаются Северо-Азиатский и Сино-Корейский кратоны и орогенные пояса, имеющие возраст от позднего рифея до кайнозоя, которые обрамляют кратоны и северо-западную окраину Тихого океана (рис. 1).

Кратон – сформированный в позднем докембрии в результате распада протерозойского суперконтинента Родиния крупный (тысячи километров в поперечнике) жесткий изометричный угловатый континентальный блок – протоконтинент, являющийся ядром современного континента. Кратон имеет двухъярусное строение и состоит из фундамента, сложенного метаморфическими породами, преимущественно раннедокембрийского возраста, и чехла, представленного осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами. Кратон включает древнюю платформу, которая занимает центральную, относительно приподнятую большую его часть, и опущенные окраины (перикратонные опускания), представленные складчато-надвиговыми поясами, сформированными на едином с древней платформой фундаменте.

Северо-Азиатский кратон – древнее жесткое ядро Северной Азии – протоконтинент, который увеличивался в размерах, последовательно обрастая все более молодыми орогенными поясами. В составе фундамента кратона наряду с гранит-зеленокаменными образованиями с возрастом 2600–3300 млн лет и гранулитовыми поясами с возрастом метаморфизма около 2000 млн лет выделены ранне-среднерифейские орогенные пояса с возрастом 1400–1100 млн лет [104]. В пределах раннедокембрийских блоков фундамента кратона в основании разреза чехла установлены распространенные ограниченно ранне- и среднерифейские отложения (1600–1000 млн лет). Вендские отложения плащеобразно перекрывают большую часть фундамента кратона и определяют верхний предел времени окончательной его стабилизации (около 650 млн лет). Согласно палеомагнитным данным, рифейские, вендские и нижнепалеозойские отложения формировались вблизи экватора и в субтропической зоне [117], что определило широкое присутствие в их составе карбонатных пород. Распространенные ограниченно девонские отложения, представленные красноцветными породами с эвапоритами, накапливались в условиях аридного климата

на умеренных широтах [160]. Верхнепалеозойские и мезозойские отложения состоят исключительно из терригенных сероцветных пород, отлагавшихся в гумидной зоне высоких широт.

Северо-Азиатский кратон включает Сибирскую платформу, которая занимает большую его площадь и характеризуется преимущественно субгоризонтальным залеганием образований чехла, и опущенные его окраины. Последние сложены главным образом толщами, которые связаны постепенными переходами с синхронными отложениями платформы, отличаясь от них большей (в несколько раз) мощностью. По мере удаления от платформы возрастает мощность осадков, вплоть до появления глубоководных гемипелагических отложений, увеличивается полнота стратиграфического разреза. Эти осадки образуют гигантский клин, сформированный на пассивной окраине континента и располагающийся на едином с Сибирской платформой фундаменте. Деформационная структура отложений опущенных окраин кратонов определяется линейными складками и надвигами, которые на глубине сопряжены с пологими срывами, параллельными поверхности фундамента. Поэтому опущенные окраины кратонов принято определять как складчато-надвиговые пояса, сформированные на месте пассивных окраин континента.

Если принимать, что Северо-Азиатский кратон возник в конце докембрия в результате распада суперконтинента Родинии, то ниже-среднерифейские отложения складчато-надвиговых поясов, строго говоря, мы не вправе рассматривать в качестве образований опущенных окраин кратона. Это более древние толщи, которые накапливались в узких зонах по периферии раннедокембрийских континентальных блоков или между ними (в авлакогенах). При распаде Родинии эти зоны были благоприятными для дальнейшего разрушения литосферы и раздвижения сиалических блоков. В результате эти образования оказались на окраинах обособившегося в позднем рифее Северо-Азиатского кратона. На окраинах кратона в позднем рифее накапливались карбонатно-терригенные толщи повышенной мощности. На одних участках они практически без перерыва и структурного несогласия перекрыли ниже-среднерифейские отложения (Байкало-Патомская область); в других районах им предшествовали деформации, магматизм и метаморфизм (Енисейский кряж); в третьих (Присянье и Прибайкалье) ниже-среднерифейские отложения отсутствуют, а слабоизмененные верхнерифейские породы резко несогласно перекрывают метаморфические и магматические комплексы раннего докембрия.

По периферии Северо-Азиатского кратона выделяются Верхоянский, Байкало-Патомский, Восточно-Ангарский и Южно-Таймырский складчато-надвиговые пояса. Их обычно рассматривают в качестве внешних зон смежных орогенных поясов. Вместе с тем, деформации в пределах складчато-надвиговых поясов происходили не только одновременно с формированием примыкающих к ним орогенных поясов, но и существенно позднее, местами спустя несколько сотен миллионов лет, в связи с формированием более молодых орогенных поясов, располагающихся на значительном (сотни километров) от них расстоянии. Примером может служить Байкало-Патомский складчато-надвиговой пояс, сложенный преимущественно рифейскими отложениями. Первые деформации в его пределах имели место в конце позднего рифея, в связи с причленением к кратону позднерифейской островной дуги и формированием Циркум-Сибирского орогенного пояса. Наряду с дислокациями этого возраста, в пределах Байкало-Патомского пояса проявились раннепалеозойские деформации, сопровождавшиеся метаморфизмом и гранитоидным магматизмом с возрастом 420 ± 30 млн лет (Rb-Sr метод) [39], которые следует связывать с формированием располагающегося южнее раннепалеозойского Енисей-Забайкальского орогенного пояса. На северо-западном фланге Байкало-Патомского пояса известен Мамский зональный (от зеленосланцевой до амфиболитовой фации) метаморфический пояс, метаморфизм и гранитоиды которого датируются Pb-Pb термометрическим методом по циркону в 405 ± 195 и в 328 ± 125 млн лет [74]. Предполагается, что деформации Байкало-Патомского пояса этого возраста синхронны с формированием расположенной к северо-западу от него Непской складчатой зоны [61].

От складчато-надвиговых поясов отходят поперечные к ним линейные рифейские грабенообразные прогибы – авлакогены, затухающие в пределах Сибирской платформы. Рифейские авлакогены представляют собой недоразвившиеся ветви трехлучевых рифтов, которые предопределили раскол протерозойского суперконтинента Родиния и формирование Северо-Азиатского кратона. На восточной окраине кратона, наряду с рифейскими авлакогенами, устанавливаются девонские авлакогены, сопровождающиеся протяженными роями базитовых даек [18]. Девонский рифтогенез определил отчленение в начале карбона от восточной окраины кратона нескольких крупных блоков и формирование между ними Оймяконского малого океанического бассейна [80].

Отличительной особенностью Сибирской платформы является наличие в ее пределах упомянутой

выше Непской складчатой зоны позднепалеозойского возраста. Зона протягивается в северо-восточном направлении на 1000 км при ширине 250 км перед северо-западным флангом Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса. Для нее характерны пологие надвиги и дуплексы, сопряженные на глубине с субгоризонтальными срывами по соленосным горизонтам нижнего кембрия. Непская зона во многом сходна с Юрской зоной, располагающейся перед фронтом Французских Альп.

Представление о Северо-Азиатском кратоне введено в начале 60-х годов прошлого столетия Ю.А. Косыгиным с соавторами [56] и получило в то время достаточно широкую поддержку, но в последующем было в значительной степени утрачено. В последние годы кратон часто выделяется под другим собственным названием: Сибирский кратон [111, 191], Ангарский кратон [189] и др. В связи с этим необходимо заметить: 1) по правилам приоритета мы должны предпочесть термин “Северо-Азиатский кратон” и 2) понятия “платформа” и “кратон” не являются синонимами, необходимо сохранить как понятие “Северо-Азиатский кратон”, так и “Сибирская платформа”.

Сино-Корейский кратон в пределах рассматриваемой территории представлен своей северо-восточной окраиной. Фундамент кратона сложен гранит-зеленокаменными образованиями, которые датируются в 2500–2600 млн лет, гранулитовыми орто- и парапородами и тоналит-трондьемитами архейского возраста (древнейшие образования датируются в 3800 млн лет [171]). На архейских породах несогласно залегают вулканогенно-осадочные образования, метаморфизованные в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях, которые датируются в 2000–1400 млн лет и традиционно рассматриваются китайскими геологами в качестве второго структурного яруса фундамента кратона [136, 172, 204].

Складчато-надвиговые пояса, аналогичные сибирским, на северо-восточной окраине Сино-Корейского кратона не известны. Чехол распространен фрагментарно и представлен прибрежными и мелководными морскими обломочными и карбонатными отложениями неопротерозоя, венда (синия), кембрия, нижнего и среднего ордовика [136, 196]. Залегающие выше верхнекаменноугольные и пермские отложения представлены преимущественно континентальными и реже мелководными морскими обломочными и карбонатными породами. Характерны угли и бокситы. Распространенные локально триасовые отложения представлены аллювиальными и озерными накоплениями.

Согласно палеомагнитным данным, в докембрии и раннем палеозое Сино-Корейский кратон, так же как и Северо-Азиатский, находился в низких широтах, но их взаимное положение трактуется по-разному. Одни авторы полагают, что оба кратона располагались относительно недалеко друг от друга и испытывали лишь разнонаправленные вращения [187]. Согласно реконструкциям К. Скотиса [188], Сино-Корейский кратон в это время находился в северном полушарии вблизи западной окраины Восточной Гондваны, а Северо-Азиатский кратон – в южном полушарии недалеко от Западной Гондваны.

Присутствие бокситов и латеритных кор выветривания в составе верхнепалеозойских отложений Сино-Корейского кратона определенно указывает на его положение в это время в низких широтах, что подтверждается и палеомагнитными данными, согласно которым кратон в конце палеозоя–начале мезозоя находился на 10° – 20° с.ш. [165].

Орогенный пояс – совокупность деформационных структур, возникающих на месте и (или) окраине океанического бассейна в результате аккреции террейнов к континенту (кратону) или при столкновении (коллизии) континентальных блоков. Орогенные пояса протягиваются на тысячи километров при ширине обычно в сотни километров. Изредка отмечаются пояса шириной в десятки километров, постепенно сужающиеся и выклинивающиеся по простиранию. Рассматриваемые в статье орогенные пояса, большей частью, существенно отличаются по своему строению от классического коллизионного орогенного пояса, описываемого в учебниках, например в [142, 197]. Для них характерно: прямолинейная или слабоизогнутая в плане, саблевидная форма, прерывистость по простиранию, линзовидное выклинивающееся окончание, отсутствие, большей частью, характерных коллизионных гранитоидов и сопряженных с орогенными поясами краевых прогибов.

Время формирования орогенного пояса как деформационной тектонической единицы определяется в интервале между возрастом наиболее молодых образований, входящих в его состав, и возрастом несогласно перекрывающих пояс, значительно более слабо деформированных образований, а также по возрасту орогенного гранитоидного магматизма.

Рассматриваемые орогенные пояса существенно отличаются друг от друга по своему строению и набору слагающих их террейнов различного типа, но все они содержат в своем составе террейны аккреционного клина, с которыми сопряжены надсубдукционные магматические дуги, представленные остро-

водужными террейнами и (или) примыкающими к орогенным поясам активными континентальными окраинами.

Орогенные пояса, обрамляющие юго-западную окраину Северо-Азиатского кратона, при удалении от него становятся более молодыми, от позднерифейских до среднепалеозойских (рис. 1), что является результатом последовательной аккреции все более молодых островных дуг и других террейнов различного типа.

Циркум-Сибирский позднерифейский орогенный пояс протягивается прерывистой цепочкой вдоль юго-западной, западной и северной окраин Северо-Азиатского кратона [112]. В состав пояса входят преимущественно островодужные террейны позднерифейского возраста, а также небольшие террейны, сложенные раннедокембрийскими образованиями (Гарганский, Муйский, Канский и др.). Террейны с угловым несогласием перекрыты вендскими и кембрийскими отложениями, а местами также толщами верхов верхнего рифея того же типа, что и на Сибирской платформе, но существенно большей мощности.

Енисей-Забайкальский позднекембрийско-раннеордовикский орогенный пояс образован вендско-раннекембрийскими террейнами аккреционного клина, представленными преимущественно офиолитами с глаукофановыми сланцами, а также островодужными образованиями и вулканогенно-осадочными отложениями задуговых бассейнов. Характерны пояса зонально метаморфизованных (до гранулитовой фации) пород, датированных в 480–485 млн лет [10, 27, 57]. Время формирования орогенного пояса определяется несогласным залеганием ордовикско-силурийских флишевых и молассовых отложений, а также широко проявленным раннеордовикским зональным метаморфизмом и гранитоидным магматизмом.

Алтайский позднесилурийский орогенный пояс характеризуется вендско-раннекембрийскими островодужными террейнами и террейнами аккреционного клина того же типа, что и в более древнем раннепалеозойском поясе, а также мощными толщами кембрийских и ордовикских турбидитов, сформированных на континентальном склоне и его подножии. Время формирования орогенного пояса определяется угловым несогласием в основании верхнесилурийских или девонских отложений и орогенным гранитоидным магматизмом доэмского возраста [25].

Южномонгольско-Хинганский позднепалеозойский орогенный пояс сложен островодужными

террейнами и террейнами активной континентальной окраины миссисипского, девонского, силурийского и местами ордовикского возраста, а также террейнами аккреционного клина [162]. Пенсильванские и пермские образования представлены преимущественно континентальными толщами.

Западно-Сибирский позднепалеозойский орогенный пояс является северным продолжением Южномонгольско-Хинганского орогенного пояса. Согласно буровым и геофизическим данным, он протягивается под чехлом кайнозойских и мезозойских отложений Западной Сибири широкой долготной полосой до побережья Карского моря, где соединяется с близким по возрасту Уральским орогенным поясом [102, 103]. Орогенез в пределах Западно-Сибирского пояса начался на рубеже миссисипия и пенсильвания и продолжался до конца перми–начала триаса. С ним связано формирование угленосных моласс и внедрение пермско-триасовых гранитоидов. Близкие по возрасту орогенические события, сопровождавшиеся гранитным магматизмом, происходили в пределах Центрального и Северного Таймыра в зоне, являющейся, возможно, ответвлением Западно-Сибирского пояса.

Атасбогдинский позднепалеозойский орогенный пояс является юго-восточным продолжением Джунгаро-Балхашского орогенного пояса. В пределах рассматриваемой территории пояс сложен островодужными образованиями девона и карбона, которые местами подстилаются ордовикскими и силурийскими отложениями и с угловым несогласием перекрыты пермскими угленосными накоплениями [90, 92, 100, 187].

Солонкерский (по-китайски Солонский или Солоншаньский) позднепалеозойско-раннемезозойский орогенный пояс, образованный миссисипскими офиолитами и пермскими островодужными образованиями, выделен на крайнем юге Монголии [6, 95, 127]. В отложениях известны остатки тетической фауны. Китайскими геологами пояс прослежен до побережья Японского моря [133], где его продолжением являются пермские аккреционный клин с офиолитами и островодужные образования в районе г. Чхонжин в Северной Корее [141, 153]. Далее пояс протягивается в юго-западную Японию [153]. Некоторые авторы считают, что пояс соединяется с аккреционным поясом Имджиганг Корейского полуострова, располагающимся на продолжении орогенного пояса Киплинг – Даби-Сулу, разделяющего Сино-Корейский кратон и кратон Янцзы [211].

Раннепалеозойский орогенный пояс Вундурмиао протягивается вдоль северной окраины Сино-Корейского кратона. Пояс образован рифейско-кемб-

рийскими офиолитами и метаморфическими сланцами, а также ранне- и среднеордовикскими островодужными образованиями, которые интродуцированы гранодиоритами с U-Pb возрастом 466 млн лет и несогласно перекрыты силурийскими обломочными отложениями [134, 145, 167].

Монголо-Охотский позднепалеозойско-раннемезозойский орогенный пояс, образованный преимущественно террейнами аккреционного клина средне-позднепалеозойского и раннемезозойского возраста, занимает осевое положение в структурах Центральной Азии [85]. В его составе предполагаются островодужные образования раннемезозойского возраста [23, 30, 37]. Формирование пояса в районе западного его окончания датируется концом пенсильвания [37]. В восточном направлении возраст пояса становится последовательно более молодым: ранне-среднеюрским в Восточном Забайкалье и среднеюрским на восточном его окончании, где пояс сливается с мезозойскими орогенными поясами восточной окраины Северной Азии. Такое положение Монголо-Охотского пояса указывает на то, что формирование орогенных поясов Центральной Азии нельзя рассматривать изолированно, в отрыве от тектонической эволюции тихоокеанского обрамления.

Верхояно-Колымский позднеюрско-неокомовый орогенный пояс образован террейнами аккреционного клина, сложенными преимущественно юрскими турбидитами, которые сопряжены с позднеюрской Уяндино-Ясачненской магматической дугой на окраине Колымо-Омолонского супертеррейна. В состав пояса входят также кратонные и миогеоклинальные террейны [79]. Время формирования структуры определяется, прежде всего, возрастом гранитоидного орогенного магматизма. Гранитоиды слагают протяженный Главный батолитовый пояс и ^{40}Ar - ^{39}Ar методом датированы в 145–135 млн лет [164].

Южно-Ануйский и Пенжинско-Анадырский среднемиловые орогенные пояса включают террейны аккреционного клина и островодужные образования позднеюрско-неокомового возраста, несогласно перекрытые позднеальбскими и позднемиловыми вулканитами Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса.

В **Чукотском средне-позднеюрском орогенном поясе** распространены флишевые отложения перми, триаса и нижней юры, которые с угловым несогласием перекрыты полого залегающими волжскими и нижнемиловыми образованиями [78].

Корякский позднемиловой орогенный пояс образован островодужными, турбидитовыми террейнами и террейнами аккреционного клина позднеюрско-

го и раннемелового возраста, которые несогласно перекрыты маастрихтскими и эоцен-олигоценными осадочными, в том числе грубообломочными, и вулканогенно-осадочными образованиями [98].

Олюторско-Камчатский раннекайнозойский орогенный пояс сложен островодужными и флишевыми террейнами и террейнами аккреционного клина позднемелового и палеоценового возраста, которые несогласно перекрыты позднеэоценовыми, олигоценными и миоценовыми образованиями [82].

Позднекайнозойский орогенный пояс Восточных полуостровов Камчатки представлен коньяк-палеоценовыми островодужными с фрагментами офиолитов образованиями [34], которые с угловым несогласием перекрыты полого залегающими плиоценовыми вулканитами.

Мезозойские и кайнозойские орогенные пояса юга российского Дальнего Востока и Японских островов также становятся последовательно более молодыми по направлению к Тихому океану.

Баджальский позднеюрско-неокомовый орогенный пояс сложен образованиями аккреционного клина, которые представлены преимущественно юрскими турбидитами с фрагментами пенсильванских и пермских известняков и кремней с остатками тетической фауны, позднетриасовых и юрских кремней и кремнистых сланцев и небольшими линзами базальтов [73, 119, 179]. Все эти образования несогласно перекрыты аптскими угленосными отложениями с многочисленными остатками флоры.

Хонсю-Сихотэалинский среднемеловой орогенный пояс сложен раннемеловыми породами аккреционного клина, флишем и островодужными образованиями. Пояс несогласно перекрыт пологозалегающими позднеальбскими и более молодыми вулканитами Восточно-Сихотэалинского вулканоплутонического пояса и его продолжения на о. Хонсю [46, 73, 79, 97, 113, 114, 153, 157, 175, 176, 180, 209].

Хоккайдо-Сахалинский позднемеловой орогенный пояс образован позднемеловыми флишевыми толщами Западного Сахалина и Хоккайдо, сформированными в преддуговом прогибе Восточно-Сихотэалинской магматической дуги, и сопряженными с ними с востока образованиями аккреционного клина с фрагментами офиолитов, глаукофановых сланцев, позднеюрских и раннемеловых известняков с остатками тетических рифовых кораллов [38, 113, 114, 155, 181].

Восточно-Сахалинский раннекайнозойский орогенный пояс сложен островодужными образованиями сантон-среднеэоценового возраста и, вероятно, образованиями аккреционного клина, которые трасси-

руются линейными положительными магнитными аномалиями на шельфе восточнее о. Сахалина [22, 114, 154, 182]. Время аккреции островной дуги к континенту и формирование орогенного пояса датируется возрастом внедрения гранитоидов около 40 млн лет.

В ансамбле орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии устанавливаются крупные (сотни километров), ограниченные разломами изометричные и линейные блоки, сложенные более древними породами, чем обрамляющие их орогенные пояса. В прошлом такие блоки выделяли как срединные массивы. Однако они имеют различную природу, и объединять их под одним названием нецелесообразно. Кроме того, некоторые из них располагаются вдоль границы орогенного пояса с кратоном. Среди таких блоков устанавливаются фрагменты кратонов (*Охотский и Омолонский террейны* на северо-востоке Азии, *террейны Гёнгни и Рённам* Корейского полуострова [210]) и супертеррейны 2-х типов: 1) фрагменты позднерифейских и раннепалеозойских орогенных поясов и 2) представляющие собой коллаж террейнов, амальгамированных в одну тектоническую единицу до их аккреции к кратону.

Фрагментами позднерифейских орогенных поясов являются *Тувинно-Монгольский супертеррейн, Байдрагский кратонный и Дзабханский островодужный террейны*, располагающиеся на западном замыкании Монголо-Охотского орогенного пояса, а также *Аргунский супертеррейн*, локализующийся между Монголо-Охотским и Южномонгольско-Хинганским орогенными поясами. В их строении участвуют офиолиты и островодужные образования позднерифейского возраста, а также кристаллические сланцы и гнейсы раннедокембрийского возраста (Байдрагский террейн) [69, 158]. Эти образования, как и в Циркум-Сибирском орогенном поясе, несогласно перекрыты вендскими и кембрийскими отложениями с остатками фауны алтае-саянского типа [105]. Предполагается, что Тувинно-Монгольский и Аргунский супертеррейны были отчленены от южной окраины Сибирского континента в посткембрийское время в результате правосторонних сдвигов и при раскрытии Монголо-Охотского океанического бассейна, что объясняет отсутствие кембрийских органических остатков в пределах Монголо-Охотского орогенного пояса.

Буреинско-Цзямусинский супертеррейн, располагающийся между восточным окончанием Южномонгольско-Хинганского орогенного пояса, Солонкерским и Баджальским орогенными поясами, является фрагментом раннепалеозойского орогенного пояса. Он сложен морскими мелководными обломочными и карбонатными породами позднего докембрия, кемб-

рия и ордовика. В составе позднедокембрийских отложений отмечаются вулканические породы пестрого состава. Широко распространены метаморфические породы амфиболитовой и гранулитовой фаций, которые в прошлом считались глубоким докембрием. В последние годы возраст гранулитового метаморфизма определен в 480–500 млн лет U-Pb методом по цирконам (SHRIMP) [200]. Все эти образования интродуцированы кембрийско-ордовикскими гранитоидами и несогласно перекрыты девонскими отложениями [58, 194, 201, 202, 214]. Предполагается, что Буреинско-Цзямусинский супертеррейн представляет собой фрагмент Гондваны, который был аккретирован к Сино-Корейскому кратону в поздней перми [201] и соединился с Сибирью в поздней юре после закрытия Монголо-Охотского океана [213]. Вместе с тем, нельзя исключать сибирское происхождение Буреинско-Цзямусинского супертеррейна. Он может оказаться фрагментом Енисей-Забайкальского орогенного пояса, в пределах которого известны проявления гранулитового метаморфизма раннепалеозойского возраста и кембрийско-ордовикские гранитоиды [3, 43]. Археоциатовая фауна кембрийских отложений террейна сходна с фауной Алтае-Саянской области [7]. Буреинско-Цзямусинский супертеррейн мог быть отчленен от Сибири вместе с фрагментами Циркум-Сибирского позднепермского орогенного пояса при заложении Монголо-Охотского океана.

Карский супертеррейн, примыкающий к северной окраине Северо-Азиатского кратона и Циркум-Сибирскому позднепермскому орогенному поясу, также, возможно, является фрагментом раннепалеозойского орогенного пояса. Он образован преимущественно позднепермскими турбидитами, в различной степени метаморфизованными (до амфиболитовой фации) [14]. На островах Северной Земли в верхах турбидитов известны находки остатков кембрийской и раннеордовикской фауны [4]. Турбидиты с угловым несогласием перекрыты ордовикско-девонскими прибрежно-морскими и континентальными отложениями. Время аккреции супертеррейна к кратону определяется возрастом двуслюдяных и биотит-амфиболовых гранитов и гранодиоритов, датированных U-Pb методом в 264 млн лет, а Rb-Sr и ^{40}Ar - ^{39}Ar – в 252–258 млн лет. Гранитоиды слагают протяженный пояс, который под косым углом пересекает супертеррейн и окраину Циркум-Сибирского позднепермского орогенного пояса [5, 14, 15, 16, 109].

Колымо-Омолонский супертеррейн – угловатый, изометричных очертаний блок, располагается в пределах так называемой Колымской структурной петли [37] и обрамляется с севера, юго-запада и во-

стока Верхояно-Колымским орогенным поясом. Формирование супертеррейна связывается с амальгамацией террейнов континентального и океанического происхождения с Алазейской островной дугой [104]. Позднебатские и позднеюрско-неокомовые, относительно слабо деформированные толщи залегают с угловым несогласием на образованиях различного типа и возраста от раннемезозойских до докембрийских.

ПРИНЦИПЫ ПОСТРОЕНИЯ МОДЕЛИ

При разработке основанных на концепции тектоники литосферных плит моделей формирования позднедокембрийских и фанерозойских орогенных поясов определяющим является принцип актуализма. В соответствии с ним можно предполагать, что островные дуги, ископаемые фрагменты которых устанавливаются в большинстве орогенных поясов, в прошлые геологические эпохи протягивались на многие тысячи километров, обрамляя древние континенты, подобно современным дугам восточной окраины Азии. При формировании орогенных поясов в процессе аккреции островных дуг к континентам некогда единые островные дуги были расчленены на фрагменты, разобщены на значительные расстояния и часто переориентированы. В хорошо изученных орогенных поясах, например в Кордильерах Северной Америки, устанавливается, что разобщение тектонических элементов орогенных поясов может происходить и после аккреции островных дуг, главным образом, в результате перемещений по продольным сдвигам на сотни и тысячи километров, проходящим примерно параллельно границе континент – океан [177, 183, 186]. Аналогичный механизм действовал и при формировании структуры Центральной Азии [9, 130, 190]. В связи с этим, возникает задача корреляции террейнов, прежде всего островодужных, установление сопряженных с ними аккреционных клиньев, восстановление прежде единой островной дуги и определение ее положения относительно смежного континента на основе палеомагнитных, палеобиогеографических, структурных и других данных.

Вряд ли можно сомневаться в первостепенном значении для палеотектонических построений палеомагнитных данных. Однако эти данные, особенно единичные, даже полученные в лучших отечественных и зарубежных лабораториях и прошедшие основные тесты палеомагнитного анализа, нельзя принимать как абсолютные. Ранее уже обращалось внимание [85] на резкое расхождение между палеомагнитными и палеобиогеографическими данными по пермским отложениям центральных районов Монго-

ло-Охотского орогенного пояса. Ниже будут приведены и другие подобные примеры.

Модель формирования орогенного пояса должна не только показывать взаимное расположение составляющих его тектонических элементов относительно друг друга и смежного кратона в различные интервалы времени, но и раскрывать кинематику его образования и определять причины главных деформационных событий.

Этим принципам наиболее полно соответствует модель формирования разновозрастных орогенных поясов Центральной Азии, предложенная А.М.Дж. Шенгёром и Б.А. Натальным [189, 190]. Авторы выделяют островную дугу, которая протягивалась в широтном направлении (в современных координатах) на несколько тысяч километров примерно параллельно южной окраине Сибири и существовала с позднего докембрия до середины мезозоя. Формирование орогенных поясов они связывают с продвижением дуги с востока на запад (в современных координатах) и последовательным причленением ее западных фрагментов к южной окраине Северо-Азиатского кратона. Данная модель вызывает возражения, касающиеся ее содержательной части. В структурах Центральной Азии отсутствуют островодужные террейны и ископаемые активные континентальные окраины, которые развивались бы с позднего докембрия до мезозоя и существование которых следует предполагать в соответствии с обсуждаемой моделью. Напротив, устанавливаются островодужные террейны нескольких возрастных групп: 1) поздне-рифейские, 2) вендско-раннекембрийские, из которых только Салаирский терреин Салаирского кряжа содержит вендские, кембрийские и раннеордовикские образования и 3) силурийско-девонские, местами включающие также миссисипские образования. Следует полагать, что террейны каждой возрастной группы образовывали самостоятельные системы островных дуг, которые после их аккреции к континенту вошли в состав разновозрастных орогенных поясов. Наряду с островодужными образованиями, устанавливаются ископаемые активные континентальные окраины вендского, позднепалеозойского, позднепалеозойско-раннетриасового и познетриасово-раннемелового возраста, которые протягиваются вдоль границ с близкими с ними по возрасту орогенными поясами.

А.М.Дж. Шенгёр и Б.А. Натальин справедливо обратили внимание на определяющее значение крупных продольных сдвиговых перемещений в формировании орогенных поясов Центральной Азии. Сдвиговая природа наиболее крупных разло-

мов Горного Алтая, Восточного Саяна, Сихоте-Алиня была установлена еще в 60-ые годы прошлого столетия [8, 40, 59]. В позднерифейских и раннепалеозойских орогенных поясах Алтае-Саянской области в последние годы устанавливаются сдвиги раннемезозойского, позднепалеозойского и девонского возраста. Перемещения по некоторым из них оцениваются в сотни и даже тысячи километров [9, 12, 17, 120, 131]. Ранее были приведены доказательства крупных левосторонних сдвиговых перемещений, определяющих структуру Монголо-Охотского орогенного пояса [85, 208]. Существование продольных левосторонних перемещений вдоль Монголо-Охотского орогенного пояса, обусловленных продвижением к востоку (в современных координатах) палеозойских орогенных поясов, расположенных к югу от Монголо-Охотского пояса, подкрепляется палеомагнитными данными [159].

Палеомагнитные данные свидетельствуют о вращении Северо-Азиатского кратона против часовой стрелки в позднем докембрии и раннем палеозое и по часовой стрелке, начиная с силура и почти до конца мезозоя [86]. В последнее время обосновывается точка зрения, согласно которой кратон, начиная с раннего кембрия, вращался только по часовой стрелке [42]. В соответствии с этим, в орогенных поясах, обрамляющих кратон, следует ожидать преобладания левых сдвигов различного возраста. Вместе с тем, вблизи южной окраины Северо-Азиатского кратона по геологическим данным устанавливаются правосторонние сдвиги ранне- и среднепалеозойского возраста [129]. Противоречие между направлением вращения кратона и кинематикой смещений по сдвигам на самом деле может быть кажущимся, если допустить, что в среднем палеозое океаническая плита вместе с террейнами перемещалась в том же направлении, что и Сибирский континент, но с большей скоростью. После коллизии в условиях стесненности пространства поворот Сибирского континента приводил к трансформации правых сдвигов в левые и к заложению новых сдвигов с левосторонним смещением.

ФОРМИРОВАНИЕ ОРОГЕННЫХ ПОЯСОВ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ И ФАНОРОЗОЕ

История формирования орогенных поясов раскрывается через серию палеотектонических схем, составленных на определенные временные срезы, от позднего докембрия до современности. Срезы строились последовательно от молодых к более древним, снимая, по возможности, эффект молодых деформаций, наложенных на ранее стабилизированные

структуры. Первостепенное значение придавалось восстановлению взаимного положения террейнов до их перемещения по крупным продольным сдвигам. Реконструкция среднепалеозойской Южномонгольской-Хинганской островной дуги Центральной Азии основана на предположении, что Южно-Монгольский орогенный пояс в целом представляет собой некогда единую островную дугу, сдуплексированную по левосторонним сдвигам.

Формирование мезозойских и кайнозойских орогенных поясов Северо-Востока Азии было рассмотрено ранее [83, 183], и эти данные с добавлениями и уточнениями использованы в приводимых ниже палеотектонических схемах. Кроме того, были учтены глобальные палеотектонические реконструкции К. Скотиса [188].

В позднем рифее (1000–650 млн лет) (рис. 2) вдоль северной, западной и южной периферии Сибирского континента устанавливается прерывистая цепочка островных дуг [112, 151, 152]. По данным [151, 161], Дунжугурская островная дуга, включающая офиолиты с возрастом 1000 млн лет, причленяется к Гарганскому блоку и прорывается Сумсунурским тоналитовым массивом с возрастом 800 млн лет. Верхнерифейские островодужные образования, известные на Таймыре, Енисейском Кряже, в Восточном Саяне и Северном Забайкалье, ассоциируют с офиолитами и бонинитами, что свидетельствует о заложении островных дуг на океанической коре [26, 161, 198]. Изотопными методами островодужные образования датированы в 740–730 млн лет (Таймыр), 670 млн лет (Енисейский кряж) и 920–770 млн лет (Северное Забайкалье) [41, 55]. Палеомагнитные данные отсутствуют. Поэтому положение дуг относительно континента неизвестно. Неизвестна, большей частью, и полярность этих дуг.

Л.П. Зоненшайн с соавторами [37] сравнивали верхнерифейские островодужные образования Таймыра с подобными образованиями Полярного Урала и фундамента Печорской впадины и на этом основании предполагали их экзотическое происхождение. Они полагали, что Центрально-Таймырский супертеррейн, в состав которого входят верхнерифейские островодужные образования, и расположенный севернее Карский террейн соединились в конце палеозоя и уже после этого совместно были аккретированы к Сибирскому континенту в конце поздней юры. Положение верхнерифейских островодужных образований Таймыра в обрамлении Северо-Азиатского кратона, аналогичное подобным образованиям Енисейского Кряжа, Восточного Саяна и Северного Забайкалья, склоняет нас к представлению об их си-

бирском происхождении [112, 152]. Вместе с тем, однозначное решение данного вопроса невозможно без получения дополнительных, прежде всего палеомагнитных, данных.

Байкало-Муйская энсиматическая островная дуга, сопряженная с зоной субдукции, наклоненной в сторону от континента, устанавливается на севере Забайкалья [130]. Аккреционный клин дуги представлен Олоkit-Делюнуранским террейном, располагающимся (в современных координатах) к северу от нее.

Аккреция позднеерифейских островных дуг к окраине Сибирского континента и формирование Циркум-Сибирского позднеерифейского орогенного пояса завершились в предвендское время. Как отмечалось выше, вендские и кембрийские отложения, сходные с одновозрастными отложениями Сибирской платформы, но существенно большей мощности и более мористые, резко несогласно перекрывают верхнерифейские островодужные образования.

Характерными элементами позднеерифейского Циркум-Сибирского орогенного пояса являются относительно небольшие (десяtkи километров в поперечнике) кратонные террейны, сложенные раннедокембрийскими кристаллическими образованиями (Муйский террейн Северного Забайкалья, Гарганский и Канский террейны Восточного Саяна, Мамонтовский и Фаддеевский террейны Таймыра). Эти террейны, возможно, являются фрагментами Северо-Азиатского кратона, которые были отделены от него при разрушении суперконтинента Родиния.

Данные о верхнерифейских образованиях на восточной окраине Северо-Азиатского кратона ограничены [104]. Исходя из существующих представлений об эволюции этой окраины в палеозое [79], можно полагать, что Охотский и Омолонский кратонные террейны и Приколымский миогеоклинальный террейн в конце рифея были частью Северо-Азиатского кратона. Повышенная скорость накопления осадков, присутствие базальтов повышенной щелочности, устанавливаемых в составе верхнерифейских отложений ряда районов (Приколымский и Омолонский террейны), и щелочно-ультрасосновных плутонов центрального типа, датированных в 673–752 млн лет [11], вблизи юго-восточной окраины кратона свидетельствуют о проявлении здесь процессов рифтогенеза в позднем рифее.

Северная окраина Сино-Корейского кратона имеет прямолинейные очертания. В пределах примыкающего к кратону раннепалеозойского орогенного пояса Вундурмиао установлены позднедокембрийские офиолиты, ассоциирующие с метаморфическими

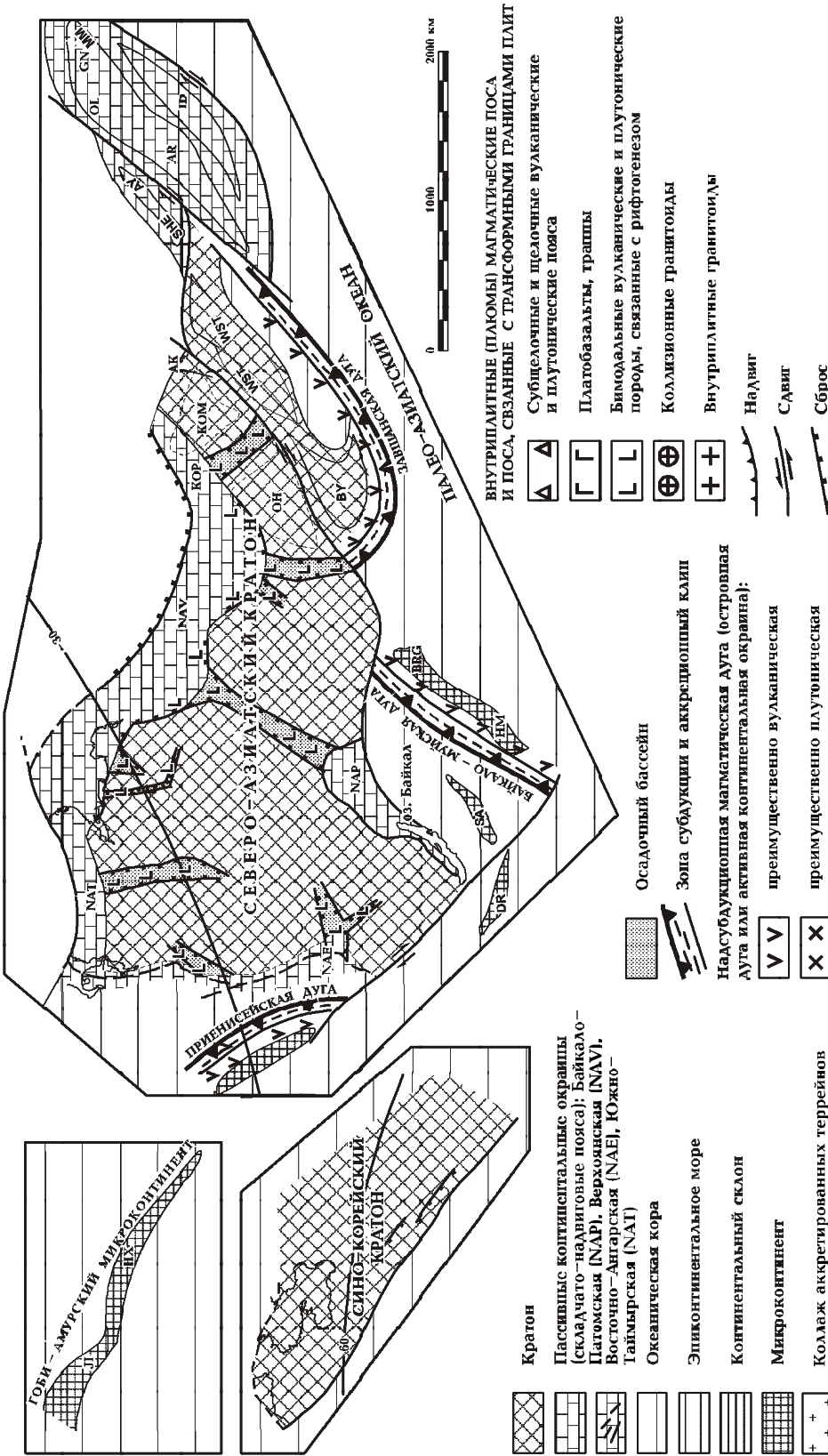


Рис. 2. Палеотектоническая реконструкция для неопротерозоя (850 млн л.).

Террейны: Авековский (AK), Алтайский (AT), Аргунский (AR), Аянский (AY), Байдрагский (BY), Байкало-Муйский (BM), Баладский (BL), Баргузинский (BRG), Баянлегский (BG), Бурунский (BU), Вайзунгер-Бааранский (WB), Гангский (GG), Галамский (GL), Гарганский (GN), Гонжинский (GN), Гурвансайханский (GS), Дербинский (DR), Джидинский (DZ), Дзоленский (ZO), Донгуджимкин-Нухетдаванский (DN), Еравнинский (ER), Завшанский (ZA), Западно-Саянский (WSY), Западно-Становой (WST), Идерегский (ID), Имджиганг (IM), Калба-Наримский (KBN), Канинский (KI), Канский (KA), Кизир-Казирский (KZ), Кожуховский (KZ), Котельный (KY), Кулар-Нерский (KN), Курайский (KU), Мамонтовский (STM), Мандалоо-Онорский (MO), Мандахский (MN), Мамынский (MM), Матвеевский (MT), Муйский (MS), Нахимовский (NK), Озерный (LK), Ольдойский (OL), Олойский (OLO), Олоит-Делонурский (OD), Омолонский (KOM), Омудумский (OM), Орхон-Икагский (OI), Охотский (OH), Приколумский (KOP), Ренгам (SKYE), Рудно-Алтайский (RA), Салаирский (SAL), Сангиленский (SA), Северо-Саянский (NRS), Тануольский (TO), Тельбес-Китатский (TT), Тындинский (TY), Уймено-Лебелеской (UL), Улгейский (UG), Улуто (UO), Улус-Черганский (UC), Фалдеевский (CTF), Хамар-Дабанский (HM), Хамсарский (KHM), Хангай-Даурский (HD), Ховдинский (HV), Хутагуул-Ксилнхотский (HX), Цзямузинский (JI), Шевлинский (SHE), Эдрентинский (ED).

Осадочные бассейны, в том числе связанные с рифтогенезом: Агульский (ag), Амуро-Зейский (az), Бокхай (bh), Западно-Сибирский (pw), Илльин-Тасский задуговой бассейны (pk), И-Шу, грабен (sj), Куонганский (ky), Минусинский (mn), Нижне-Амурский (loa), Северо-Китатский (se), Зырянский (zt), Южно-Алданский (sab), Янгил (yn).

Разломы: Главный Монголо-Охотский разлом (ММО), Иртышская зона смятия (IR), Кузнецко-Алтайский разлом (КА), Рудноалтайско-Таймырский (RA-Т).

Рис. 3. Палеотектоническая реконструкция для раннего кембрия (545 млн л.).

Усл. обозн. см. на рис. 2.

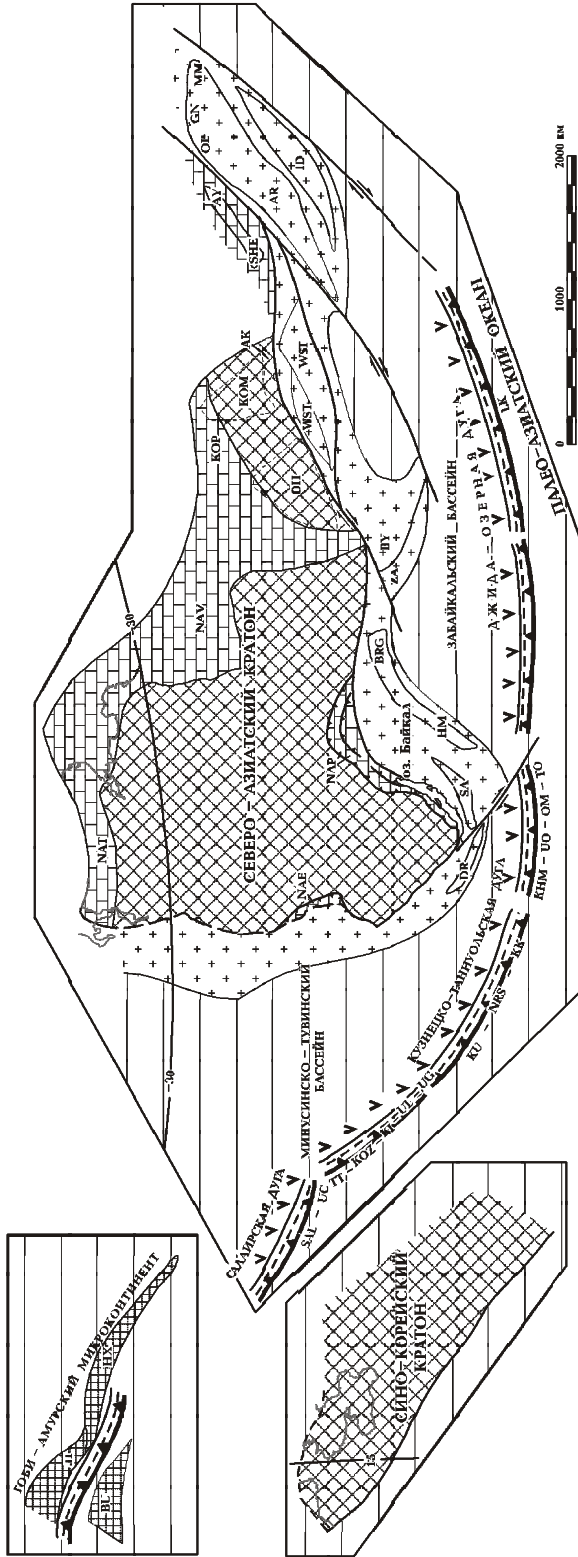
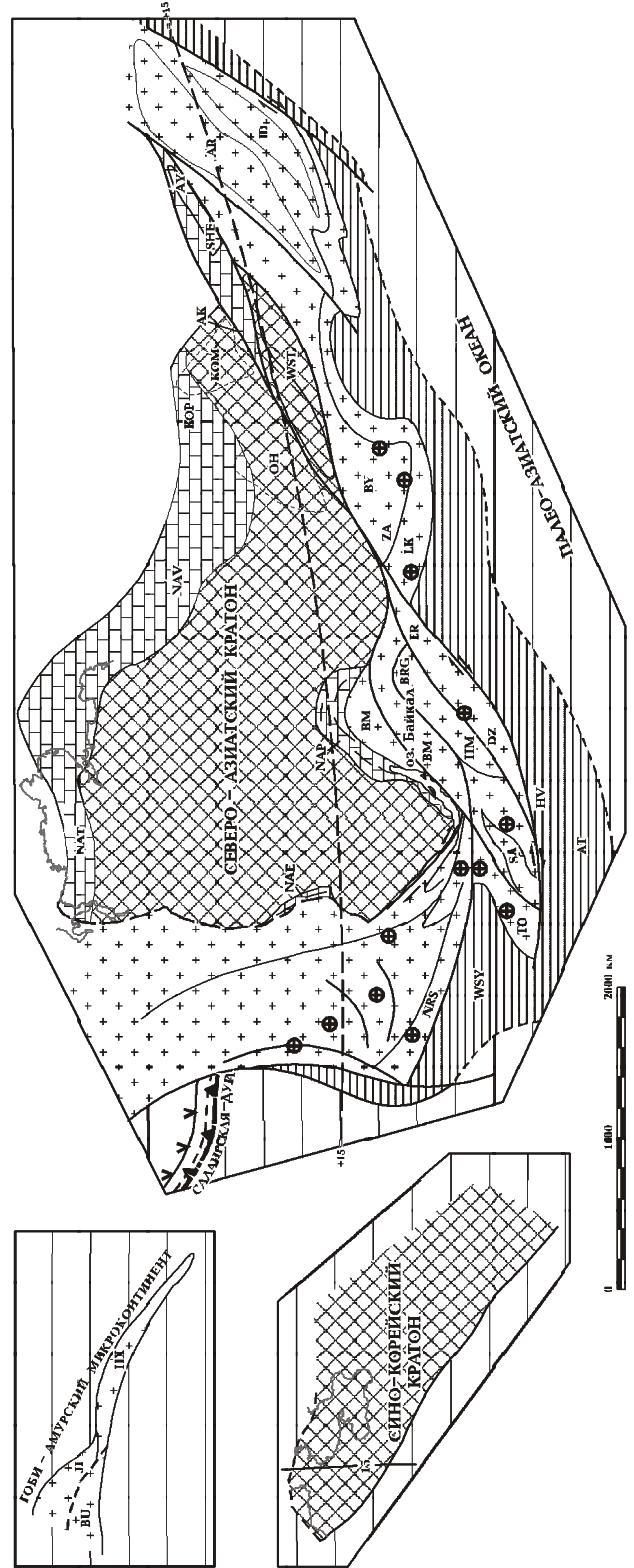


Рис. 4. Палеотектоническая реконструкция для позднего кембрия (500–520 млн л.).

Усл. обозн. см. на рис. 2.



сланцами [134, 145, 192]. Граница кратона здесь, возможно, представляла собой трансформный разлом.

Сино-Корейский и Северо-Азиатский кратоны в позднем рифее после распада суперконтинента Родиния находились относительно недалеко друг от друга [188]. Расстояние между ними последовательно увеличивалось в течение раннего палеозоя и в ордовике [165]. При этом Сино-Корейский кратон в течение всего раннего палеозоя оставался вблизи окраины Восточной Гондваны, и раскрытие океана происходило преимущественно за счет удаления от Гондваны Северо-Азиатского кратона.

В венде–раннем палеозое (650–410 млн лет) (рис. 3, 4) произошла наиболее крупная морская трансгрессия на Северо-Азиатский кратон. Она началась в венде и развивалась из опущенных окраин кратона по направлению к центральным его районам. Характерна смена преимущественно терригенного осадконакопления в раннем венде существенно карбонатным во второй его половине [66, 121]. Максимум трансгрессии приходится на ранний–средний кембрий [65]. В позднем кембрии начинается регрессия моря, которая завершается к началу девона осушением большей части кратона, за исключением северо-восточной и северной опущенных его окраин.

На северо-восточной окраине Северо-Азиатского кратона, в состав которого входили Охотский и Омолонский кратонные террейны и миогеооклинальный Приколымский террейн, после позднерифейского рифтогенеза формируется Верхоянская пассивная континентальная окраина, в пределах которой накапливались мощные терригенно-карбонатные отложения венда и преимущественно карбонатные толщи кембрия, ордовика, силура и нижнего девона [79]. Склон и подножие континентальной окраины трансформируются ордовикскими турбидитами и гемипелагическими отложениями северной окраины Омурлево-го террейна [67].

Пассивная окраина протягивалась далеко на северо-запад в пределы Южного Таймыра, где устанавливается Южно-Таймырская пассивная континентальная окраина, для которой характерны мощные карбонатные отложения нижнего палеозоя того же типа, что и в пределах Верхоянской [14, 109, 146]. Южно-Таймырская окраина в венде–раннем палеозое, по-видимому, включала также Центрально-Таймырский супертеррейн, в пределах которого верхнерифейские островодужные образования несогласно, с конгломератами в основании перекрыты обломочными отложениями верхов верхнего рифея и преимущественно карбонатными толщами венда и кембрия [4]. Залегающие выше ордовикско-силурийские граптолитовые

глинистые сланцы, возможно, намечают склон и подножие данной континентальной окраины.

Карский террейн, охватывающий Северный Таймыр и острова Северной Земли, судя по палеомагнитным данным [68], располагался в 1500 км к югу от Сибирского континента. Сближение Карского террейна с Южно-Таймырской континентальной окраиной могло происходить по крупным сдвигам, примерно параллельным окраине континента, о чем свидетельствует отсутствие связанных с субдукцией магматических дуг на смежных окраинах как континента, так и Карского террейна.

Вдоль западной и южной окраин Северо-Азиатского кратона в пределах Циркум-Сибирского позднерифейского орогенного пояса, как и на Таймыре, формируются мощные шельфовые терригенно-карбонатные толщи кембрия, венда и местами верхов верхнего рифея, которые залегают с угловым несогласием и конгломератами в основании на более древних образованиях. На окраинах кратона эти отложения уменьшаются в мощности, становятся менее мористыми и залегают без видимого углового несогласия в основании. Эти мощные клинья осадочных пород, в целом, сходны с комплексами пассивных континентальных окраин. Но, в отличие от них, при удалении от кратона эти отложения сменяются не океаническими образованиями, а комплексами задуговых прогибов, отделявшихся от океана островными дугами. Устанавливаются Джидда-Озерная и Кузнецко-Таннуольская островные дуги венд–среднекембрийского возраста и Салаирская дуга венд–раннеордовикского возраста. Полярность островных дуг определяется по положению сопряженных с ними аккреционных клиньев.

По палеомагнитным данным, Кузнецко-Таннуольская дуга имела восток-северо-восточное простирание и располагалась на $10^\circ \pm 5^\circ$ с.ш. [60] в 1000–1500 км от Сибирского континента.

В западной части наиболее изученного Минусинско-Тувинского задугового прогиба, сопряженного с Кузнецко-Таннуольской дугой, устанавливаются позднерифейские вулканические океанические поднятия и острова с мелководными кремнисто-карбонатными отложениями. Они известны на востоке Горного Алтая, в Кузнецком Алатау и Горной Шории. На поднятиях в венде–начале кембрия продолжали накапливаться преимущественно карбонатные отложения, а между ними, в более глубоководной обстановке – карбонатно-сланцевые толщи повышенной битуминозности.

В середине кембрия произошла структурная реорганизация островных дуг, которая в Минусинско-

Тувинском задуговом прогибе в амгинское время сопровождалась базальтовым вулканизмом повышенной щелочности. После этого вулканизм прекратился на всем протяжении островодужной системы, за исключением Салаирской дуги.

Формирование позднекембрийско-раннеордовикского Енисей-Забайкальского орогенного пояса может быть связано с вращением Северо-Азиатского кратона против часовой стрелки, которое обусловило столкновение островных дуг друг с другом, их дуплексирование и закрытие задуговых бассейнов. В результате в середине кембрия происходит отмирание большинства зон субдукции и сопряженных с ними островных дуг. В конце кембрия–начале ордовика внедряются батолиты коллизионных гранитоидов, формируются высокотемпературные метаморфические пояса [37, 110, 130].

Кузнецко-Таннуольская островная дуга, по палеомагнитным данным, в середине кембрия переместилась в южное полушарие (10° – 15° ю.ш.) и приблизилась к Сибирскому континенту до нескольких сотен километров. Сближение сопровождалось деформацией магматической дуги и задугового бассейна, тектоническим сучиванием и поворотом отдельных фрагментов островной дуги. Уже в среднем кембрии западная часть дуги (Курайский, Уймено-Лебедской, Тельбес-Китатский террейны) развернулась примерно на 90° по часовой стрелке, а центральный ее отрезок (Северо-Саянский террейн) сохранил свою ориентировку [60].

В позднем кембрии, ордовике и силуре на западной и южной окраинах увеличившегося в размерах Сибирского континента накапливаются мощные толщи обломочных горных пород, преимущественно турбидитовые и гемипелагические в низах разреза, которые выше по разрезу сменяются шельфовыми и литоральными образованиями, что свидетельствует о проградации осадочного клина в сторону смежного палео-Азиатского океана. Характерны стратиграфические перерывы, несогласия и налегание разновозрастных горизонтов ордовика на венд-кембрийские офиолиты, турбидиты и островодужные образования. Эти мощные осадочные толщи Н.А. Берзин [75] склонен рассматривать как образования аккреционного клина, сформированного вдоль трансформной окраины континента. В конце силура на трансформной окраине сформировался Алтайский орогенный пояс, подобно мезозойским орогенным поясам Сихотэ-Алиня [73, 114, 115, 189].

На противоположной стороне палео-Азиатского океана, разделявшего Северо-Азиатский и Сино-Корейский кратоны, устанавливается ранне-среднеор-

довикская островная дуга, фрагменты которой прослеживаются на протяжении всего раннепалеозойского орогенного пояса Вундурмиао. Полярность дуги и ее положение относительно Сино-Корейского кратона неизвестны. Аккреция дуги к кратону и формирование орогенного пояса Вундурмиао произошли в конце ордовика. Силурийские отложения перекрывают ордовикские образования с угловым несогласием.

В конце раннего палеозоя, по-видимому, происходит раскрытие Монголо-Охотского океана, на месте которого в конце палеозоя–начале мезозоя формируется одноименный орогенный пояс. Наиболее древние органические остатки, известные в пределах пояса, определяются как силурийские. Широко распространенные представления о присутствии здесь позднекембрийских образований недостаточно обоснованы [85]. Раскрытие Монголо-Охотского океана могло иметь место в конце ордовика–начале силура.

В среднем палеозое (410–320 млн лет) (рис. 5) вблизи западной и юго-западной окраин Сибирского континента устанавливается протяженная Южномонгольско-Хинганская островная дуга, отделенная от континента задуговым бассейном, сравнимым по своим размерам с современным Филиппинским морем. Дуга реконструируется путем взаимного вращения террейнов, слагающих Южномонгольско-Хинганский орогенный пояс, вдоль разделяющих их левосторонних сдвигов. Аккреционный клин дуги представлен Дзоленским террейном, протягивающимся на 700 км вдоль южной (в современных координатах) окраины дуги. Он образован зеленосланцевым меланжем, заключающим фрагменты толеитовых базальтов, андезитов, туфов, вулканогенно-обломочных пород и кремней силурийско-девонского и предположительно ордовикского возраста, а также фрагменты офиолитов и серпентинитового меланжа [35, 91, 94]. Вулканическая дуга включает силурийские, девонские и миссисипские образования. Оба ее окончания, располагающиеся соответственно в пределах Рудного Алтая и Северо-Восточного Китая и смежной части левобережья р. Амур, подстилаются континентальной корой.

На северо-западе, в пределах Алтае-Саянской области, формированию Южномонгольско-Хинганской дуги предшествовал рифтогенез и сопряженный с ним вулканизм, охвативший обширные площади окраины континента. Предполагается, что рифтогенез был обусловлен перемещениями по системам сопряженных сдвигов [9, 120, 128, 129]. В позднем девоне Рудно-Алтайский фрагмент Южномонгольско-Хинганской дуги отделяется от континента задуговым прогибом и до миссисипия развивается как энсиалическая островная дуга.

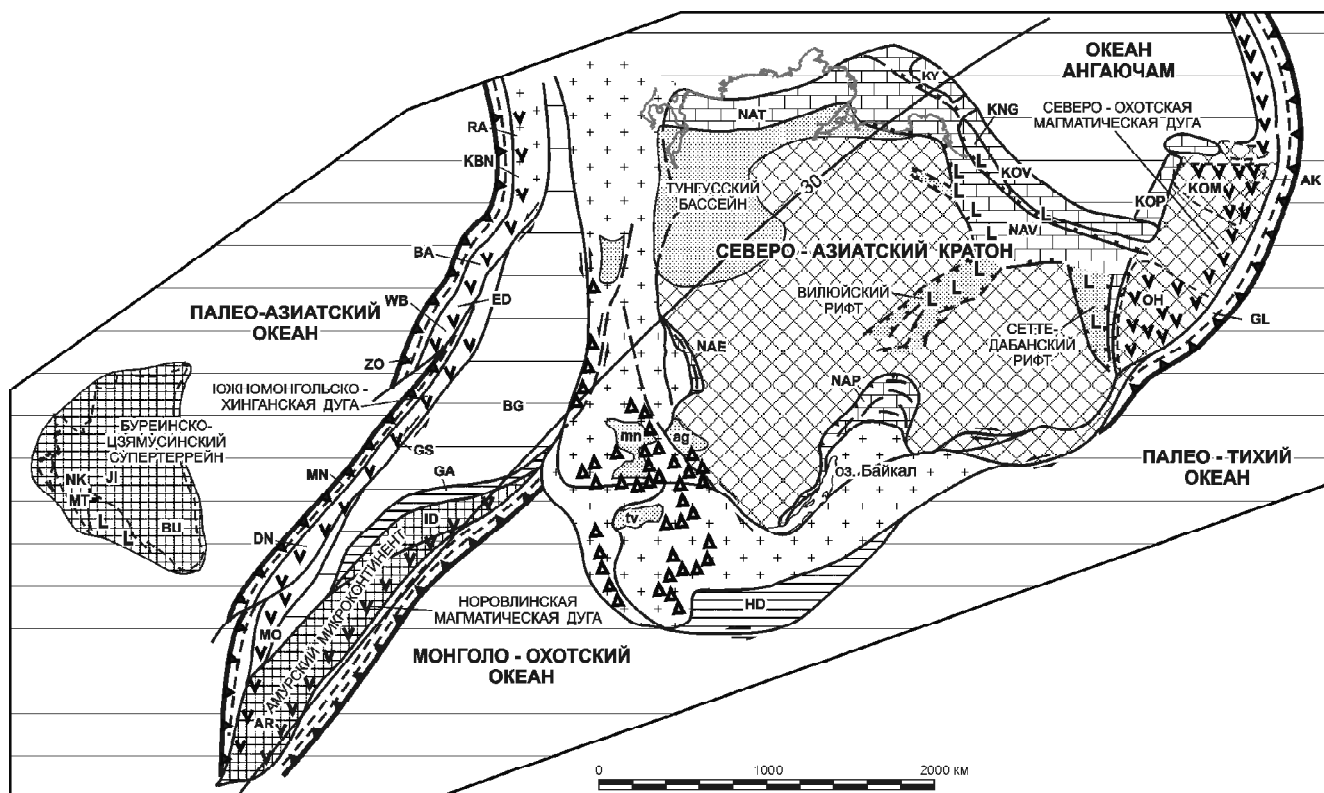


Рис. 5. Палеотектоническая реконструкция для девона–раннего карбона (370 млн л.).

Усл. обозн. см. на рис. 2

Центральный сектор Южномонгольско-Хинганской дуги представлен Эдренгинским и Гурвансайханским террейнами, вулканические образования которых по геохимическим характеристикам сходны с вулканитами Малой Антильской дуги, располагающейся на океанической коре [163].

Образования задугового прогиба представлены силурийско–миссисипскими вулканогенно-осадочными толщами Гоби-Алтайского террейна, а также меланжем Мандахского террейна, представленного фрагментами метавулканических и метаосадочных пород, коралловых известняков, амфиболитов и габбро в серпентинитовом и алевролитовом матрикс [91, 92, 101, 108].

В конце миссисипия сдуплексированная по сдвигам Южномонгольско-Хинганская дуга сталкивается с Буреинско-Цзямусинским супертеррейном. Эта коллизия завершает формирование Южномонгольско-Хинганского орогенного пояса.

В среднем палеозое Монголо-Охотский океан достигает максимальных размеров и представляет собой, по существу, часть палео-Тихого океана.

Вдоль окраины Монголо-Охотского океана намечается Норовлинская окраинно-континентальная

магматическая дуга, представленная ниже-среднедевонскими известково-щелочными вулканидами и средне-верхнедевонскими вулканокластитами, кремнями и аргиллитами [105]. Эти образования перекрывают северную часть Аргунского супертеррейна и ассоциируют с гранитами и сиенитами Цагаанундерского комплекса. Аккреционный клин дуги может быть представлен Ононским террейном, содержащим метаморфизованные до фации глаукофановых сланцев толщи неизвестного возраста и девон-раннекаменноугольные вулканогенно-осадочные образования [21]. В западной части террейна присутствует фрагмент офиолитов, датированных U-Pb методом по цирконам в 325 млн лет [203].

На восточной и северной окраинах Сибирского континента продолжается формирование Верхоянской и Южно-Таймырской пассивных окраин, возникших в венде–раннем палеозое. На северной (в современных координатах) окраине континента продолжает формироваться Тунгусская синеклиза, в пределах которой устанавливается относительно небольшой плоский прогиб, сопряженный с Южно-Таймырской пассивной континентальной окраиной. В этом прогибе накапливаются сульфатно-карбонатные и пестро-

цветные глинисто-карбонатные отложения с горизонтами каменной соли девонско-миссисипского возраста [13, 62].

В пределах Верхоянской пассивной континентальной окраины и смежной части Сибирской платформы в среднем–позднем девоне и миссисипии широко проявились процессы рифтогенеза [18, 104]. Устанавливается несколько трехлучевых рифтов, недоразвитые ветви которых, затухающие в пределах Сибирской платформы, выделяются как авлакогены. Основная часть рифтов предполагается в пределах Верхоянской пассивной континентальной окраины. Рифты выполнены мощными толщами среднего–верхнего девона и миссисипия. Характерны красноцветные и грубообломочные отложения, эвапориты, ба-

зальты повышенной щелочности, а также рои базитовых даек, протягивающиеся на сотни километров параллельно рифтовым впадинам.

На границе Северной Азии с палео-Тихим океаном устанавливается Северо-Охотская окраинно-континентальная магматическая дуга, фрагменты которой известны в пределах Охотского, Авековского и Омолонского кратонных террейнов и представлены известково-щелочными вулканитами и плутонами гранодиоритов средне-позднедевонского и миссисипского возраста. Активная континентальная окраина по простиранию переходит в островную дугу, представленную Олойским и Яракваамским островодужными террейнами.

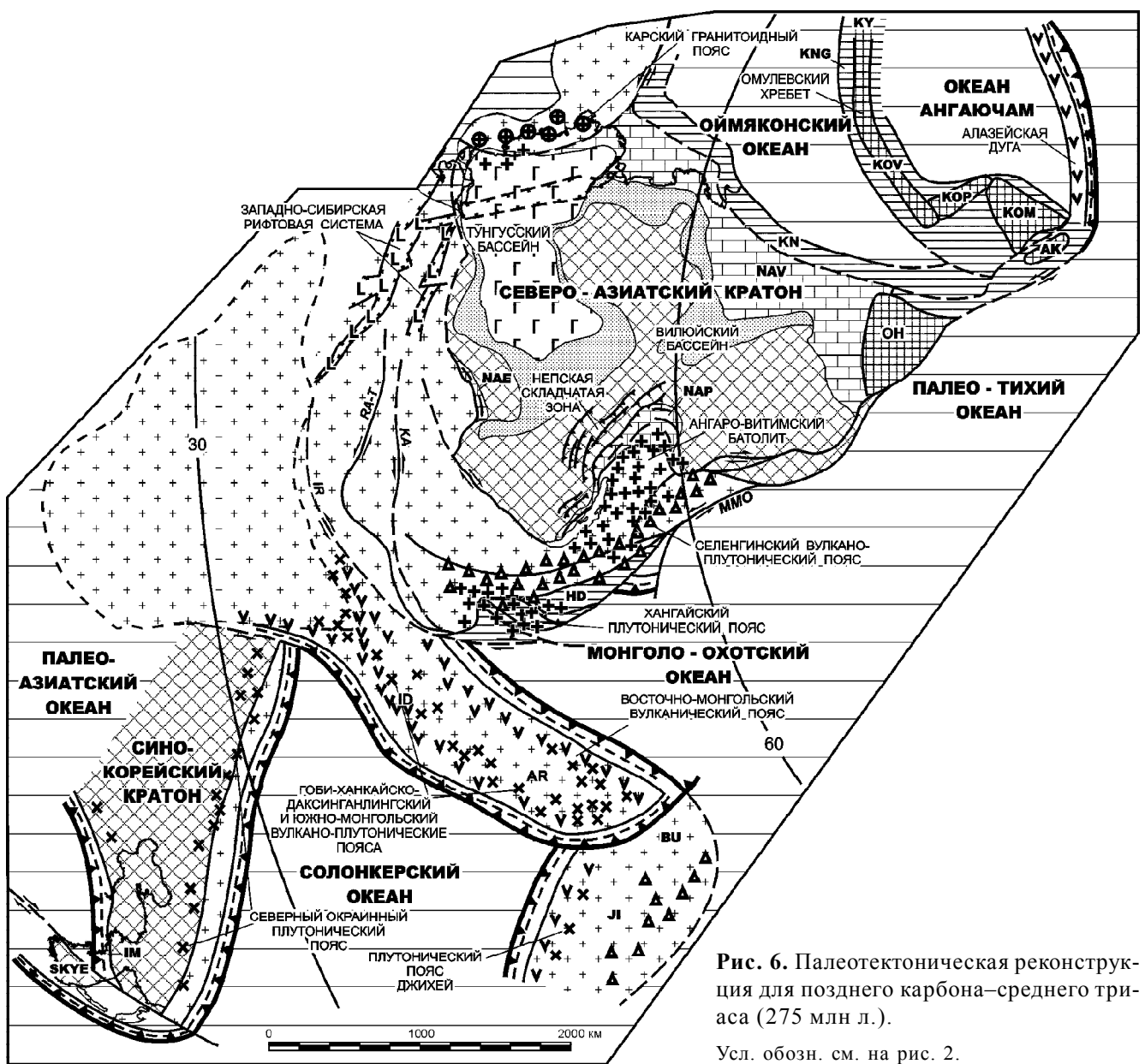


Рис. 6. Палеотектоническая реконструкция для позднего карбона–среднего триаса (275 млн л.).

Усл. обозн. см. на рис. 2.

Северо-Охотская активная континентальная окраина соединяется с Норовлинской магматической дугой трансформным разломом, к западному отрезку которого приурочен Хангай-Даурский террейн аккреционного клина, образованный флишем силур–пенсильванского возраста с линзами кремней и вулкаников основного и среднего состава [19]. Присутствие вулканитов, установленных в разрезе девона и миссисипия, указывает, что скольжение океанической литосферы вдоль трансформного разлома сопровождалось субдукцией под окраину континента.

В позднем палеозое–раннем мезозое (320–230 млн лет) (рис. 6) формируется Монголо-Охотский орогенный пояс путем последовательного продвижения к востоку (в современных координатах) Амурского микроконтинента [37], включающего Аргунский супертеррейн и завершивший к этому времени свое формирование Южномонгольско-Хинганский орогенный пояс. Главное смещение происходит вдоль Главного Монголо-Охотского разлома. Вместе с Амурским микроконтинентом в том же направлении смещаются раннепалеозойские орогенные пояса Горного и Рудного Алтая и Салаирского Кряжа. Здесь левосторонние сдвиговые смещения происходили по Кузнецко-Алтайскому, Кобдинскому разломам, Иртышской зоне смятия и другим разломам, перемещения по которым суммировались вдоль Главного Монголо-Охотского разлома. Представляется, что в пределах Западно-Сибирской низменности эти сдвиги сопрягаются с долготными триасовыми рифтами. Последовательное закрытие Монголо-Охотского океана и формирование на его месте орогенного пояса в направлении с запада на восток, начиная с поздней перми, подкрепляется палеомагнитными данными [212].

Зона субдукции предполагается вдоль северной окраины Амурского микроконтинента, которая маркируется Восточно-Монгольским вулканическим поясом пермского возраста [37, 52, 70, 122]. Пояс сопряжен с расположенным севернее Северо-Гобийским преддуговым прогибом, выполненным флишевыми отложениями миссисипия и пенсильвания, мелководными морскими пермскими и раннетриасовыми отложениями с горизонтами вулканических пород [72].

Восточнее, в Приаргунье, широко распространены ундинские гранитоиды, которые Rb-Sr методом датируются в 276–250 млн лет [29]; их петрогеохимические характеристики соответствуют гранитоидам активных континентальных окраин [32]. Ундинские гранитоиды, видимо, следует рассматривать как продолжение Восточно-Монгольского вулкано-плу-

тонического пояса. Борзинский прогиб Восточного Забайкалья, выполненный верхнепермскими морскими песчано-алевролитовыми и конгломератовыми накоплениями с прослоями кислых туфов, возможно, является преддуговым прогибом.

На восточной окраине Буреинско-Цзямусинского супертеррейна известны гранитоиды триасового возраста, фрагменты пенсильваний-пермской надсубдукционной магматической дуги [114, 194], что позволяет предполагать здесь продолжение активной континентальной окраины.

На основе палеомагнитных данных некоторые авторы полагают, что Монголо-Охотский океан в поздней перми имел ширину не менее 4000 км [159, 189, 215]. Согласно некоторым палеомагнитным данным, Аргунский террейн, являющийся южным ограничением Монголо-Охотского орогенного пояса, в поздней перми находился примерно на 20° с.ш. [159]. Вместе с тем, в отложениях террейна известны многочисленные и разнообразные остатки позднепермских бореальных брахиопод, двустворок, криноидей, мшанок и др. [2, 31, 64, 76].

Л.П. Зоненшайн с соавторами [37] показали, что формирование деформированной структуры Монголо-Охотского орогенного пояса в западной его части началось в пенсильвании и последовательно продвигалось к востоку, по направлению к палео-Тихому океану вплоть до середины юры [37]. Оно сопровождалось образованием гигантской Алтайской ороклинали, представленной резким изгибом в простирании раннепалеозойских орогенных поясов, от широтного (Западный Саян, Тува) на субдолготное и северо-западное (Горный Алтай, Монгольский Алтай). В ядре ороклинали располагается западное “слепое” окончание Монголо-Охотского орогенного пояса. К ядерной, наиболее сжатой части Алтайской ороклинали приурочены пенсильваний-раннепермские батолиты, которые прорывают уже деформированные толщи западной части Монголо-Охотского орогенного пояса и более древние образования западного, северного и южного его обрамлений.

Для Монголо-Охотского орогенного пояса характерна типичная бореальная позднепалеозойская и раннемезозойская фауна [20]. Однако в составе террейн-аккреционного клина в хр. Джагды [50] и Восточном Забайкалье [1] известны включения карбонатных пород с раннепермскими фузулинидами. Этот факт до сих пор остается загадочным.

В северном обрамлении западного сектора Монголо-Охотского орогенного пояса выделяется Селенгинский вулкано-плутонический пояс пенсильваний–раннетриасового возраста, который протяги-

вается на 2000 км по территории Северной Монголии и Забайкалья [21, 24, 53, 70, 72, 122, 126]. Пояс образован преимущественно породами известково-щелочного магматизма в нижней части разреза, который в конце перми–триасе сменяется бимодальным щелочным [21, 51, 53, 70]. Представляется, что Селенгинский вулcano-плутонический пояс связан с трансформным разломом вдоль границы континент–океан и в начале своего развития сопровождался субдукцией под окраину континента. С этой субдукционной обстановкой связано и формирование вулканогенно-осадочных и интрузивных комплексов Беринской палеоостровной дуги [30].

К северу от Селенгинского вулcano-плутонического пояса в Западном Забайкалье располагается гигантский Ангаро-Витимский батолит, формирование которого, согласно выполненному в последние годы в большом объеме U-Pb датированию цирконов, происходило в конце пенсильвания–начале перми (320–290 млн лет) [124], т.е. примерно синхронно с формированием Селенгинского пояса. К северо-западу от Ангаро-Витимского батолита на окраине Сибирской платформы известна Непская складчатая зона. Возраст деформаций Непской зоны, выраженных пологими надвигами и линейными складками, также является позднепалеозойским [61].

В конце палеозоя к югу от Амурского микроконтинента располагался Солонкерский океан, о существовании которого свидетельствуют офиолиты миссисипского возраста с остатками тетической фауны и пермские островодужные образования Солонкерского орогенного пояса [95, 127, 199]. Ширина Солонкерского океана была, видимо, весьма значительной. Сино-Корейский кратон, согласно палеомагнитным и палеобиогеографическим данным, в конце палеозоя находился в субтропических широтах, тогда как районы, расположенные к северу (в современных координатах) от Солонкерского океана, относятся к бореальной палеобиогеографической провинции [77, 87, 88, 205].

Закрытие Солонкерского океана и формирование на его месте орогенного пояса происходило в процессе субдукции под ограничивающие его континентальные блоки [135].

Вдоль северной окраины Солонкерского океана протягивался Южно-Монгольский магматический пояс, представленный пенсильванскими известково-щелочными базальтами, андезитами, дацитами и риолитами и пермскими субщелочными и щелочными базальтами, трахириолитами, комендитами и пантеллеритами [51, 52, 178]. Магматический пояс к югу сменяется пермским преддуговым прогибом, выпол-

ненным флишем [105]. К северо-востоку, на территории Северо-Восточного Китая Южно-Монгольский магматический пояс сменяется плутоническим поясом Джихей пермского возраста, который образован гранодиоритами, монцогранитами и диоритами, датированными в 244 млн лет (K-Ar) и 241 млн лет (U-Pb) [168, 214].

К югу от Солонкерского океана выделяется Северный окраинный плутонический пояс пенсильванский-пермского возраста, располагающийся в пределах северной окраины Сино-Корейского кратона и орогенного пояса Вундурмиао [136]. Солонкерский океан закрывается в конце перми–начале триаса, что подкрепляется палеомагнитными данными, согласно которым террейны Южной Монголии и Сино-Корейский кратон для поздней перми характеризуются единым палеомагнитным полюсом [212], положение которого существенно отличается от положения позднепермского палеомагнитного полюса для Сибири, Казахстана и Европы. Эти данные указывают на то, что в конце палеозоя–начале мезозоя между Северо-Азиатским и Сино-Корейским кратонами сохранился лишь Монголо-Охотский океан.

От восточной окраины Сибирского континента в конце миссисипия, как результат предшествовавшего девонского рифтогенеза, путем вращения по часовой стрелке отчленяется крупный континентальный блок, включающий Охотский и Омолонский кратонные террейны, Приколымский и Омулевский миогеоклинальные террейны. В результате образуется Оймяконский малый океанический бассейн, отделенный Омулевским хребтом от океана Ангаючам [183]. Омулевский хребет сходен с современным хребтом Ломоносова в Арктике, который до кайнозоя был частью шельфа Баренцева моря и был отчленен от него при образовании Евразийского бассейна [44, 45, 96].

В пределах Верхоянской пассивной континентальной окраины формируются мощные сероцветные обломочные толщи, которые по направлению к смежному океаническому бассейну сменяются турбидитами и гемипелагическими накоплениями континентального склона и его подножия [104].

В пределах Северо-Азиатского кратона в пенсильвании, как результат термального опускания после предшествовавшего рифтогенеза, начинается формирование Виллойской синеклизы; в перми завершается развитие Тунгусской синеклизы.

К северной окраине Сибири в конце перми приотчленяется Карский террейн, границу между которыми по диагонали пересекает Карский пояс гранитои-

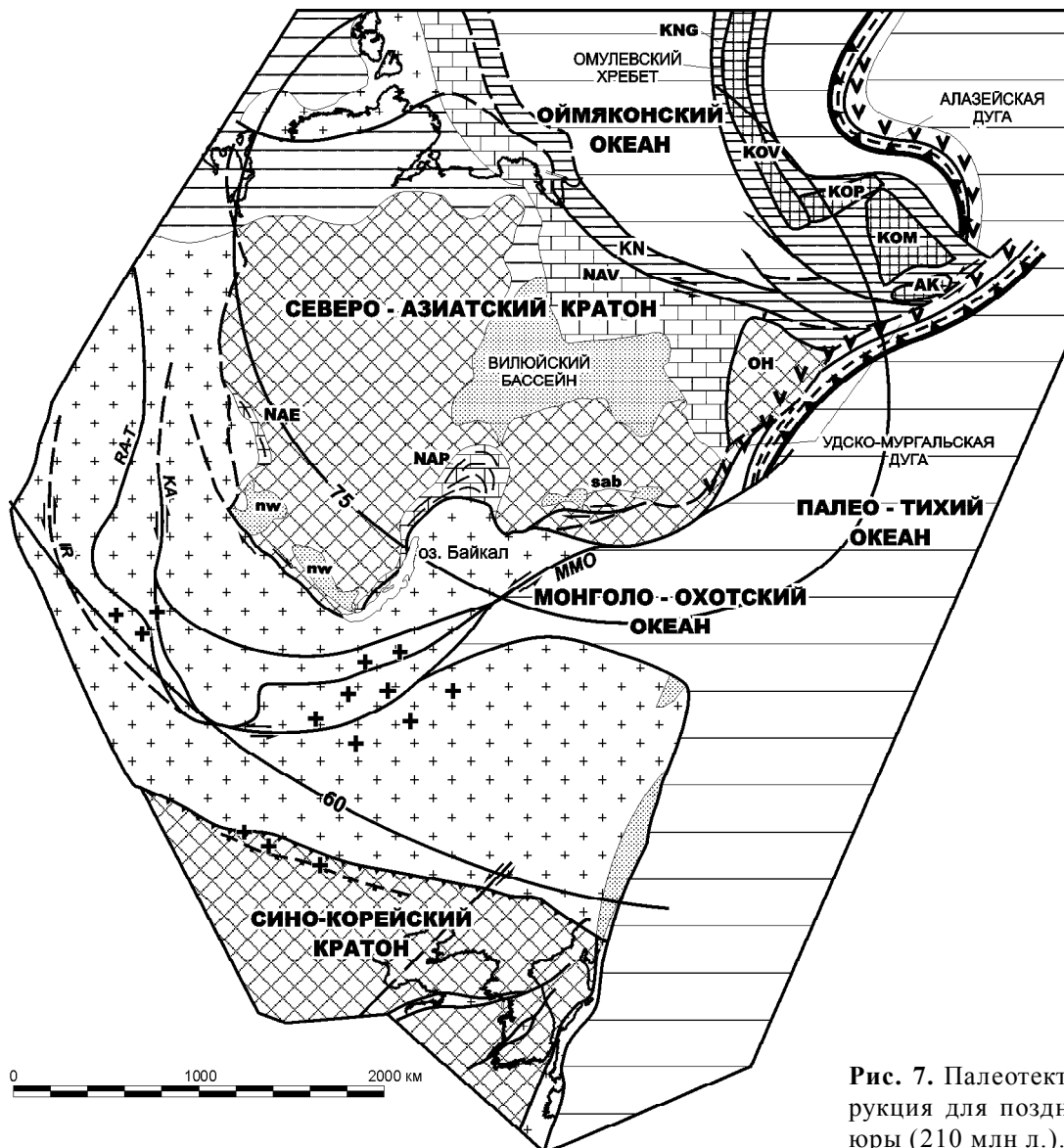


Рис. 7. Палеотектоническая реконструкция для позднего триаса–ранней юры (210 млн л.).

Усл. обозн. см. на рис. 2

дов, датированных в 264 млн лет (U-Pb) и 252–258 млн лет (Rb-Sr и Ar-Ar) [14, 15, 16].

На границе перми и триаса на северо-западе Северо-Азиатского кратона произошло уникальное по своим масштабам излияние базальтов, объем которых оценивается в $2 \cdot 10^6$ – $3 \cdot 10^6$ км³ [132]. Эти базальты, получившие название сибирских траппов, распространены преимущественно в пределах Тунгусской синеклизы. Суммарная мощность покровов лав и туфов местами достигает 3000 м. На восточной, западной и южной окраинах Тунгусской синеклизы распространены преимущественно интрузивные траппы, которые представлены протяженными полями силлов и редких даек, отмечающих зоны крупных расколов земной коры.

В позднем триасе–средней юре (230–154 млн лет) (рис. 7) продолжается формирование Монголо-Охотского орогенного пояса, сопровождавшееся левосторонним сдвиговым перемещением вдоль Главного Монголо-Охотского разлома и по располагающимся на его продолжении Кузнецко-Алтайскому разлому, Иртышской зоне смятия и другим. В конце средней юры закрывается последний океанический бассейн в районе восточного окончания Монголо-Охотского орогенного пояса, что подкрепляется палеомагнитными данными [212]. Вместе с тем, в последнее время появились палеомагнитные данные, согласно которым ширина Монголо-Охотского океана вплоть до конца поздней юры составляла около 3000 км [159]. Эти данные находятся в явном проти-

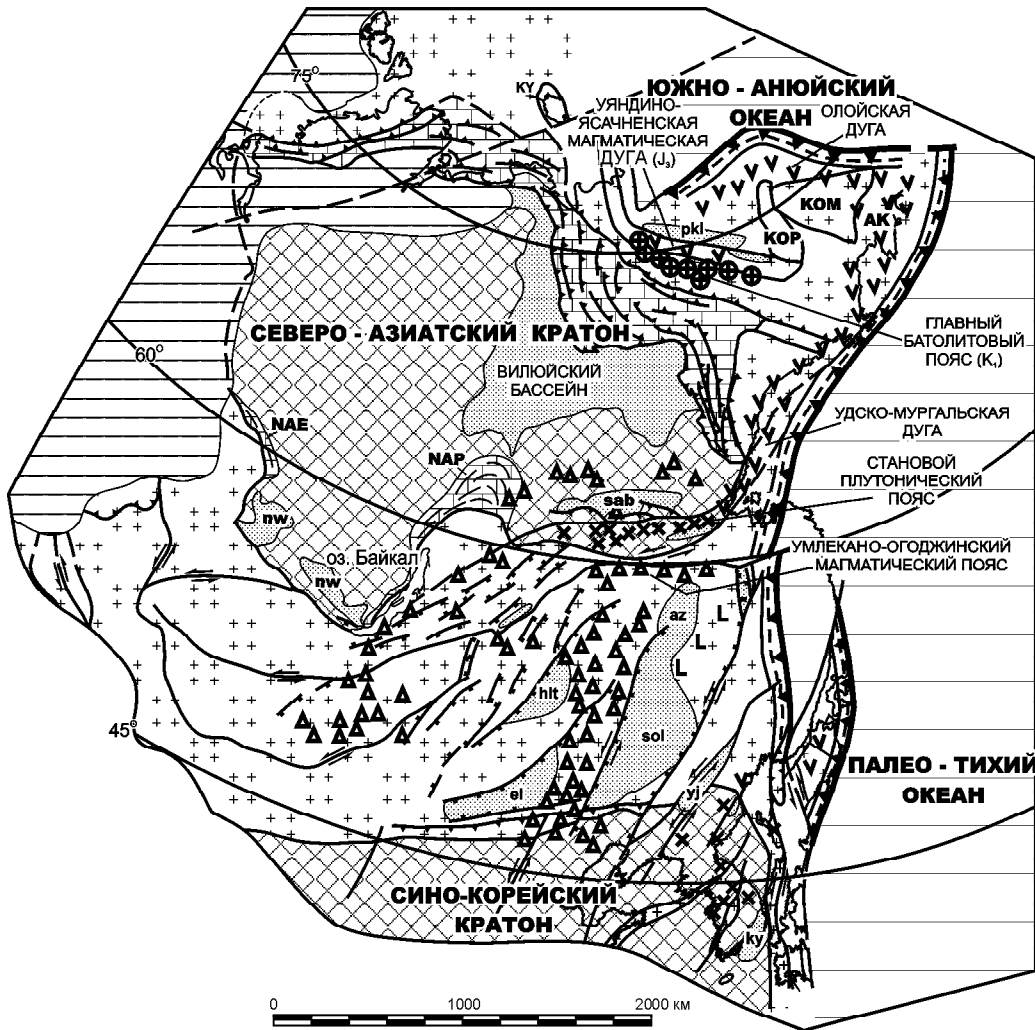


Рис. 8. Палеотектоническая реконструкция для средней юры–раннего мела (145 млн л.).

Усл. обозн. см. на рис. 2.

воречии с результатами геологических наблюдений, поскольку в поздней юре вдоль Монголо-Охотской сутуры начали формироваться постколлизийные осадочные бассейны, выполненные терригенными угленосными формациями [156].

В позднем триасе к востоку от восточной окраины Сибирского континента в пределах смежной северной части палео-Тихого океана начинается движение океанических плит по направлению к окраинам Северной Азии и Северной Америки. В связи с этим на окраинах обоих континентов и вблизи них формируются новые системы связанных с субдукцией магматических дуг [83, 183]. На восточной окраине Сибирского континента устанавливается Удско-Мургальская дуга, которая на севере сменяется Алазейской островной дугой. В конце средней юры образуется Колымо-Омолонский супертеррейн как результат столкновения Алазейской островной дуги с

Омулевским хребтом, Приколымским и Омолонским террейнами [184]. Согласно [139], в интервале 180–135 млн лет назад с северо-восточной окраиной Азии сближалась плита Фараллон, которая двигалась в северо-восточном направлении, что определяло косой характер субдукции под смежную активную континентальную окраину.

В поздней юре–раннем мелу (154–105 млн лет) (рис. 8) начинается сближение Колымо-Омолонского супертеррейна с Верхоянской пассивной континентальной окраиной. В результате на окраине супертеррейна образуется Уяндино-Ясаченская магматическая дуга, под которую происходит субдукция коры Оймяконского океанического бассейна. Колымо-Омолонский супертеррейн сталкивается с Верхоянской пассивной окраиной Сибирского континента в самом конце поздней юры, в результате чего формируется Главный батолитовый пояс коллизийно-

ных высокоглиноземистых гранитоидов, датированных ^{40}Ar - ^{39}Ar методом в 135–145 млн лет [164].

Северная окраина континента определяется Олойской магматической дугой позднеюрско-неокомового возраста. На востоке континента на границе с палео-Тихим океаном протягивается Удско-Мургальская дуга, которая к юго-западу в глубь континента сменяется Становым поясом гранодиоритовых батолитов. К северу от Станового плутонического пояса, в тылу магматической дуги в юре–раннем неокоме располагается Южно-Алданский угленосный бассейн, а далее к северу, в пределах Алданского щита широко проявился субщелочной и щелочной магматизм этого возраста. Проявления щелочного магматизма юрско-неокомового возраста известны также в тылу Удско-Мургальской дуги в пределах Омолонского кратонного террейна [107].

В смежной части палео-Тихого океана в интервале 145–135 млн лет назад продолжается смещение плиты Фараллон к северо-востоку, а в интервале 135–100 млн лет назад плита Изанаги движется под косым углом к окраине континента [139, 173]. К югу от Удско-Мургальской дуги возникает протяженная трансформная окраина континента, вдоль которой в поздней юре–начале неокома формируется аккреционный клин, образованный рассланцованными турбидитами с фрагментами пенсильванских и пермских известняков с остатками тетической фауны, пермско–среднеюрских яшм и офиолитов [46, 47, 49, 73, 119, 148]. В поздней юре–берриасе здесь располагалась зона экотона – смешения бореальной и тетической фауны [33, 48].

Примерно с середины берриаса (135 млн лет назад) плита Изанаги в палео-Тихом океане увеличивает скорость своего смещения к северу (до 30 см/год) [139]. Формируется деформационная структура аккреционного клина, который несогласно перекрывается валанжин–барремскими турбидитами со скоростью накопления 400 м/млн лет [156]. К этому же времени, по-видимому, относится образование сдвигов северо-восточного простирания в смежной части континента. Сдвиги рассекают северную окраину Сино-Корейского кратона, коллаж аккрецированных ранее террейнов и аккреционный клин.

В поздней юре–раннем мелу продолжается левостороннее сдвиговое перемещение вдоль восточного отрезка Главного Монголо-Охотского разлома. Западнее, на территории Забайкалья и Центральной Монголии это перемещение компенсируется растяжением земной коры. Здесь формируются системы односторонних и двусторонних грабенов широтного и северо-восточного простираний с бимодальными

вулканитами и континентальными обломочными породами позднеюрско-раннемелового возраста.

К югу от восточного сектора Монголо-Охотского орогенного пояса формируется система крупных грабенов (Сунляо, Эрлян, Хайлар, Амуро-Зейский), протягивающихся в северо-восточном направлении на 1500 км примерно параллельно границе континент–океан. Грабены выполнены континентальными вулканогенно-осадочными позднеюрскими и осадочными меловыми отложениями мощностью до 3–10 км [169, 170, 193, 196]. Западнее, примерно параллельно грабенам, протягивается пояс позднеюрско-раннемеловых субщелочных вулканитов Большого Хингана, датированных К-Аг методом в 150 млн лет [118, 206]. В целом, намечается протяженная зона растяжения земной коры, которая к западу сменяется системами упоминавшихся выше грабенов Забайкалья и Центральной Монголии. Эту зону, возможно, следует сопоставлять с Провинцией бассейнов и хребтов на западе США. Зона растяжения пересекает различные более древние структуры, в том числе границу с Сино-Корейским кратоном. Формирование рассматриваемой зоны растяжения, возможно, следует связывать с эффектом “slab window”, обусловленным отрывом и погружением в мантию океанической литосферы, субдуцированной под восточную окраину Азии в позднем палеозое–начале мезозоя. Этот отрыв мог произойти в позднем триасе–средней юре в связи с изменением кинематики движения плит в смежной части палео-Тихого океана.

В сеномане–кампане (97–74 млн лет) (рис. 9) после закрытия Южно-Аньюского океана, которое привело к формированию Южно-Аньюского и Пенжинско-Анадырского орогенных поясов, на востоке Северной Азии, вдоль границы с палео-Тихим океаном устанавливается единая гигантская Восточно-Азиатская активная континентальная окраина, протягивающаяся из Южного Китая, через Корейский полуостров, восток Сихотэ-Алиня на Чукотку и далее на Аляску и в Канадские Кордильеры [83, 183]. В смежной части палео-Тихого океана плита Изанаги в интервале 100–85 млн лет назад движется на северо-запад, а затем (85–74 млн лет назад) – на запад [139], т.е. началась фронтальная субдукция. Магматические дуги Восточно-Азиатской активной континентальной окраины на территории Северной Азии представлены Восточно-Сихотэалинским и Охотско-Чукотским вулканоплутоническими поясами. Хорошо выражены преддуговые прогибы, выполненные мощными угленосными толщами верхнего мела: Пенжинский на севере и Западно-Сахалинский–Езо и Изуми на юге рассматриваемой территории. Вдоль

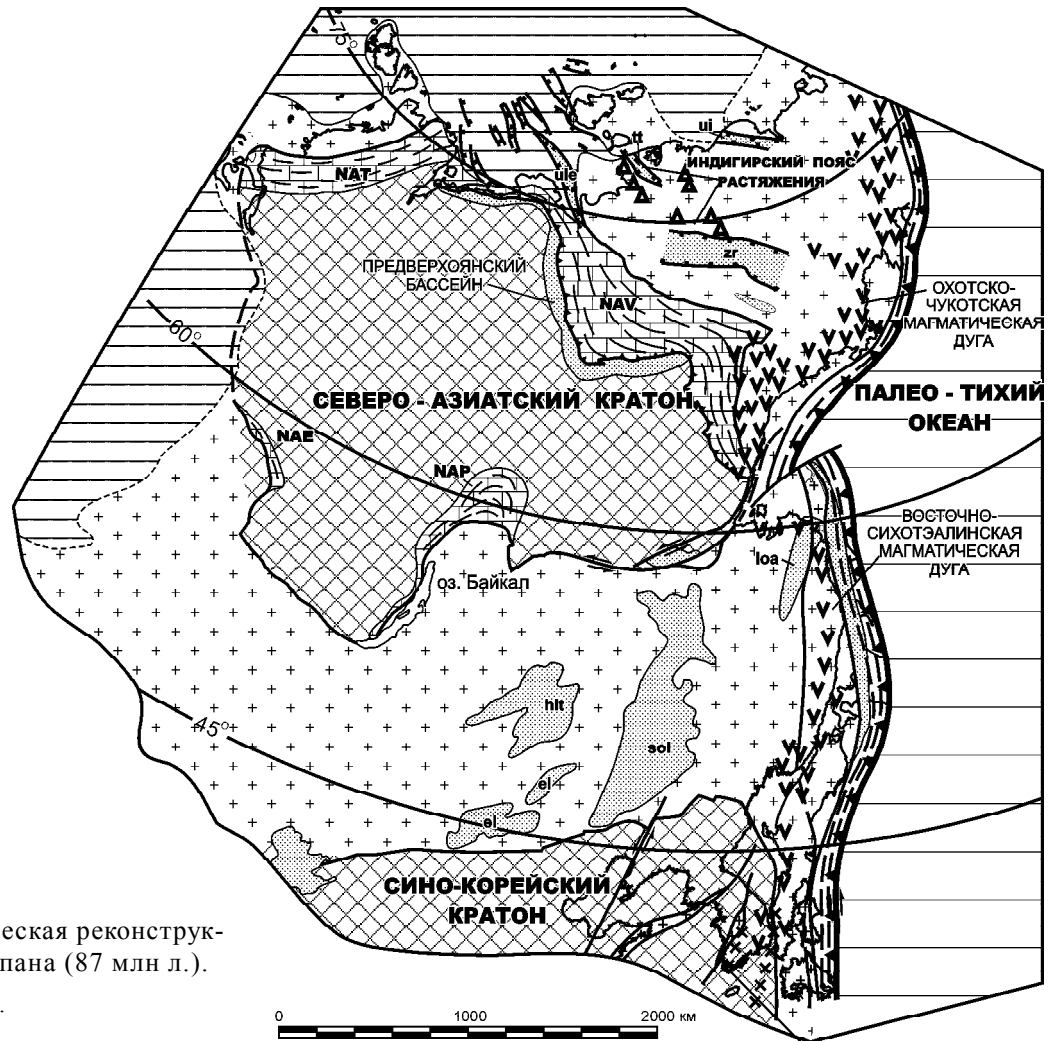


Рис. 9. Палеотектоническая реконструкция для сеномана–кампана (87 млн л.).

Усл. обозн. см. на рис. 2.

Восточно-Сихотэалинского пояса на этом этапе формировались задуговые прогибы (Алчанский, Средне-и Нижнеамурский), выполненные морской вулканогенно-осадочной молассой циклического строения [156]. В позднем мелу к данной активной континентальной окраине были аккрегированы Майницкий островодужный, Алькатваамский турбидитовый и Эконайский аккреционный клин террейны в северной ее части, в результате чего формируется Корякский позднемеловой орогенный пояс. Существование подобных террейнов, аккрегированных к континентальной окраине, следует предполагать в районе Охотского моря [140, 174].

В тылу активной континентальной окраины намечается Индигирский пояс растяжения земной коры, который протягивается от шельфа моря Лаптевых на юго-восток почти до Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса. Пояс представлен системами грабенов на шельфе моря Лаптевых и на смежной территории Приморской низменности, которые

выполнены мощными отложениями апта–альба и низов верхнего мела [28, 138], а южнее – линейными и изометричными магматическими зонами субщелочных и щелочных вулканических и плутонических пород и анорогенными щелочными гранитоидами апт–позднемелового и, возможно, палеогенового возраста [104]. Формирование Индигирского пояса связывается с растяжением земной коры, которое предшествовало раскрытию Евразийского океанического бассейна в Арктике.

В маастрихте–эоцене (72–33,7 млн лет) (рис. 10) после аккреции к Северной Азии ряда террейнов, завершившейся формированием позднемеловых орогенных поясов, и поглощения в зоне субдукции плиты Изагаги под окраину континента начинает погружаться Тихоокеанская плита, которая движется в северном направлении под очень небольшим углом к окраине континента [139]. Устанавливается трансформная граница континента, которая в районе современного Охотского моря, возможно, сопрягается

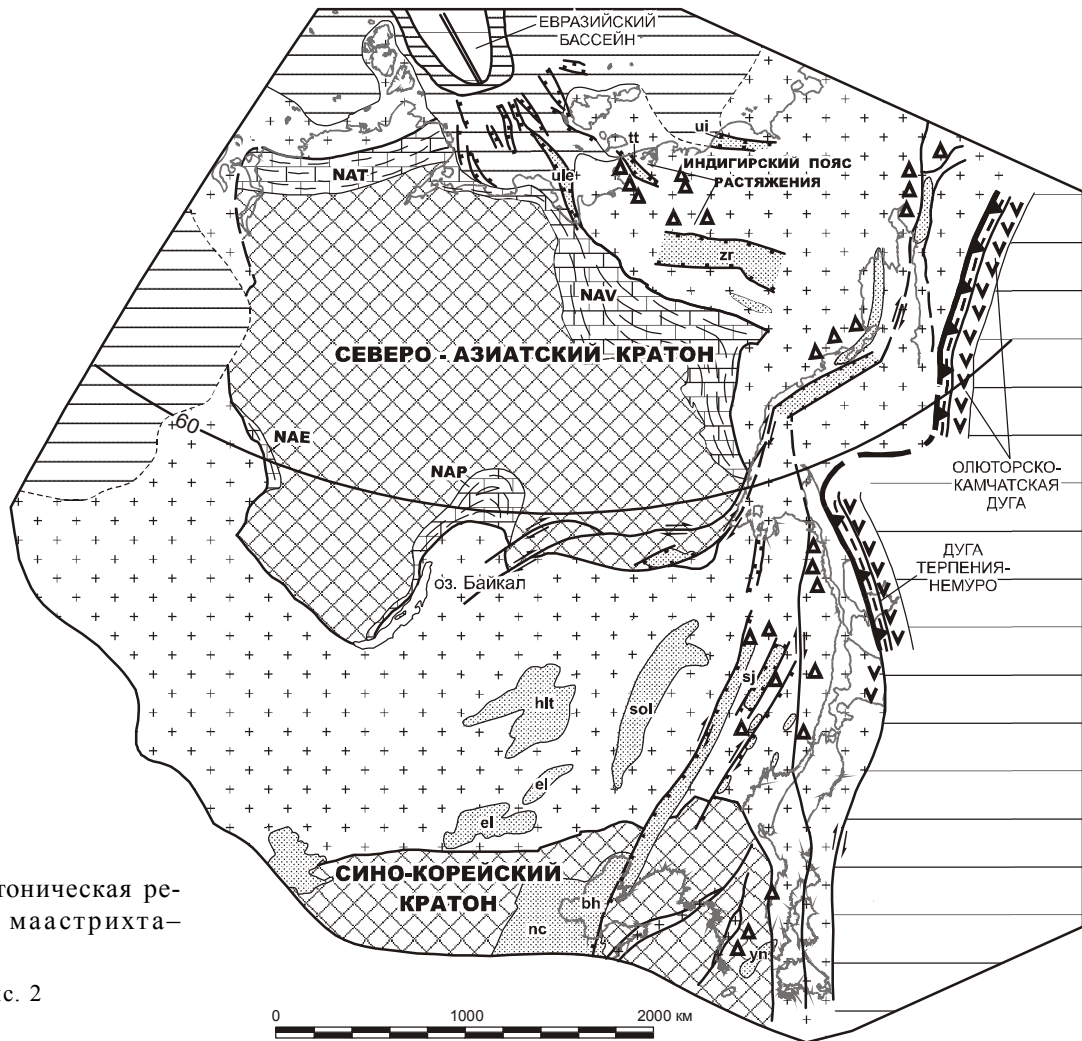


Рис. 10. Палеотектоническая реконструкция для маастрихта–эоцена (50 млн л.).

Усл. обозн. см. на рис. 2

с конвергентной границей. К окраине континента около 50 млн лет назад причленяется Олюторско-Камчатская дуга [34] и несколько позднее (40 млн лет назад) – дуга Терпенья-Немура. В краевых районах континентов северного обрамления палео-Тихого океана широкое распространение получают крупные правосторонние сдвиги, протягивающиеся на тысячи километров примерно параллельно границе континент–океан. Наиболее изучены они на Аляске и в Канадских Кордильерах (разломы Фрейзер, Стрейт Крик, Денали, Калтаг, Тинтина), где перемещения по ним оцениваются в сотни и 1500–2000 км [177, 186]. Вблизи окраины Восточной Азии в эоцене начинается формирование протяженных систем грабенов [49, 174], заполняющихся озерно-аллювиальными накоплениями большой мощности (Бохай, И-Шу, Переяславский грабен, Ямско-Тауйская система и др.). Часть из них скрыта под водами окраинных морей.

В начале кайнозоя в Арктике раскрывается Евразийский океанический бассейн как результат отчленения от окраины шельфа Баренцева моря узкой линейной полосы и формирования внутриокеанского хребта Ломоносова [44, 45]. Определяется граница между Евразийской и Северо-Американской литосферными плитами, которая проходит вдоль спредингового хребта Гаккеля в Евразийском бассейне, трассируется грабенами на шельфе моря Лаптевых и далее к юго-востоку совпадает с Зырянским прогибом [104]. Предполагается, что в начале палеогена полюс вращения плит был расположен несколько севернее Японии. Территория Северо-Востока Азии в связи с этим находилась в условиях растяжения. Современные горные хребты еще не начали формироваться, а те, которые образовались ранее в результате мезозойских деформаций, были сnivelированы.

В олигоцене–миоцене (33,7–5,3 млн лет) (рис. 11) восточная окраина Северной Азии приобре-

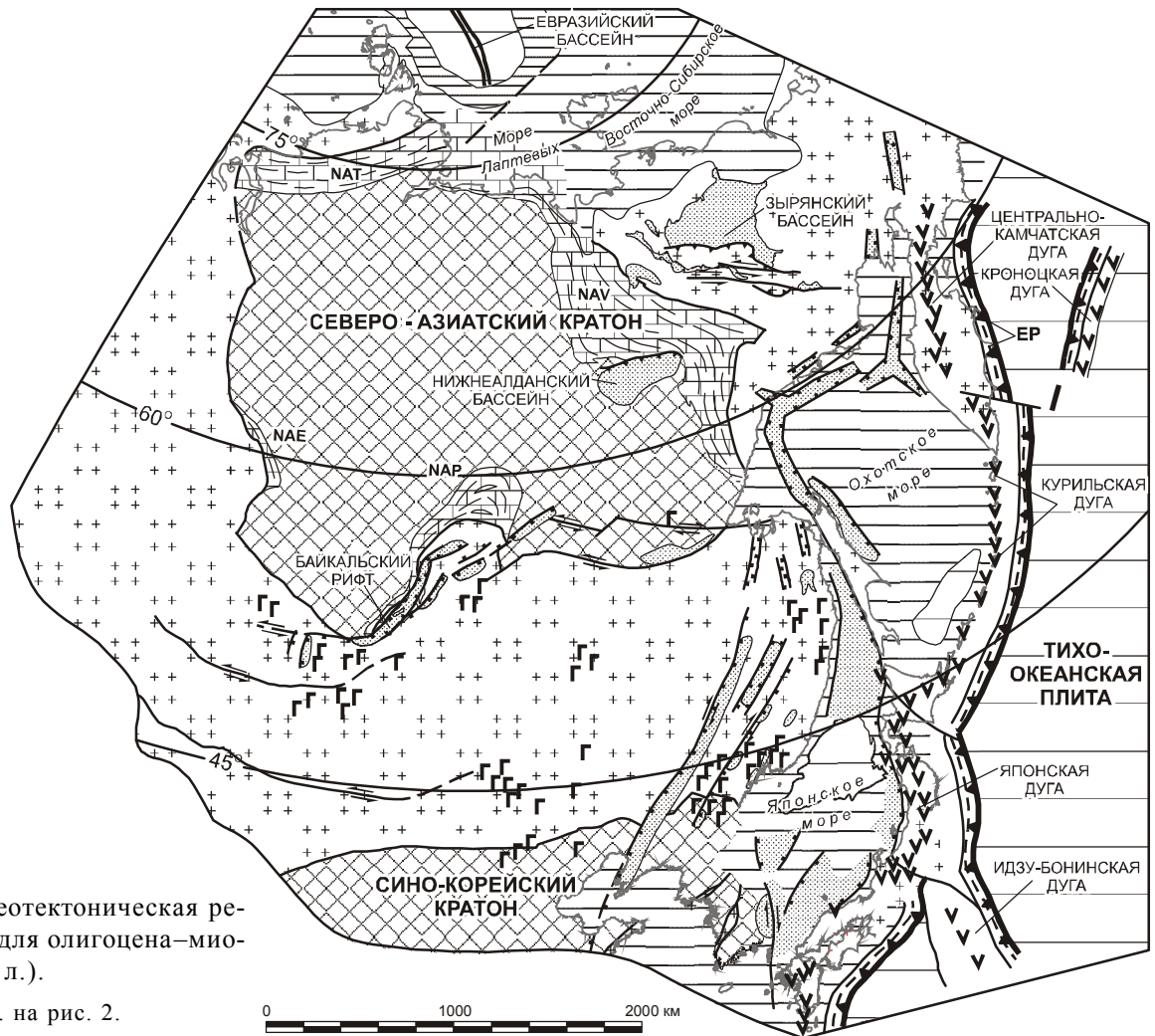


Рис. 11. Палеотектоническая реконструкция для олигоцена–миоцена (10 млн л.).

Усл. обозн. см. на рис. 2.

тает очертания, близкие к современным. В начале олигоцена Тихоокеанская плита начинает двигаться в северо-западном направлении под большим углом к окраине континента со скоростью около 10 см/год [54, 139, 216]. Возникают Японская и Курильская островные дуги. Северным продолжением Курильской дуги являлась Центрально-Камчатская дуга, соединившиеся трансформным разломом [81]. К Камчатке приближается Кроноцкая островная дуга, которая уже прекратила свое существование и движется пассивно вместе с Тихоокеанской плитой [166]. Дуга приключается к континенту в конце миоцена, в результате чего формируется позднемиоценовый орогенный пояс Восточных полуостровов Камчатки. Пояс включает Кроноцкую дугу, а также аккреционный клин Центрально-Камчатской дуги, деформационная структура которого была сформирована в результате этого столкновения.

После аккреции Кроноцкой дуги зона субдукции смещается в сторону Тихого океана и в плиоце-

не над ней формируется Восточный вулканический пояс, сохранивший активность до настоящего времени и располагающийся на продолжении Курильской дуги, т.е. возникает современная единая Курило-Камчатская дуга.

В тылу островных дуг широко проявились процессы рифтогенеза. В пределах Охотского и Японского окраинных морей возникают глубоководные бассейны с океанической корой и линейные рифтогенные осадочные бассейны с мощными толщами олигоцен–плиоценового возраста [106, 116, 147, 149, 174, 195]. На месте современного Японского моря в интервале 32–23 млн лет назад началось растяжение и утонение коры, которые сопровождалась термальным погружением со скоростью 150 м/млн лет и неморской синрифтовой седиментацией. Главный рифтогенез, сопровождавшийся интенсивным базальтовым магматизмом, имел место в раннем миоцене. Во время раскрытия Японского моря активной была система правых сдвигов, прослеживающаяся от Цент-

ральной Японии до Северного Сахалина и далее на север примерно на 3000 км.

В Арктике продолжает формироваться Евразийский океанический бассейн. В олигоцене полюс вращения Евразийской и Северо-Американской плит перемещается в район к северу от Новосибирских островов [138]. В связи с этим на территории Северо-Востока Азии возникает обстановка сжатия, обусловленная сближением плит к югу от полюса их вращения. К этому времени относится начало общего поднятия территории и формирования сводов хребтов Верхоянского, Черского и Момского, которые возникают как результат коробления земной коры. По периферии сводовых поднятий формируются предгорные прогибы (Нижнеалданская впадина, Зырянский прогиб). В конце миоцена–начале плиоцена по краям сводовых поднятий образуются системы надвигов с горизонтальными перемещениями до 20 км и сопряженные с ними складчатые деформации и сдвиги [104]. Данное тектоническое событие корре-

лируется с усилением спрединга в Евразийском бассейне (до 1,2–1,5 см/год) [138], что должно было соответственно вызвать увеличение скорости сближения Евразийской и Северо-Американской плит.

В олигоцене–миоцене формируется Байкальский рифт, который активно развивается и в настоящее время [63].

В миоцене формируется гигантский Центрально-Азиатский ареал платобазальтов, представленный как единичными лавовыми потоками, так и полями площадью до 3000 км², которые распространены от Восточного Саяна и Станового хребта на севере до северной окраины Сино-Корейского кратона на юге и от Северной и Центральной Монголии на западе до побережья Татарского пролива на востоке. Вулканические образования на всей огромной территории ареала представлены базальтоидами повышенной щелочности [89, 123, 125]. Отмечается, что вулканическая активность, связанная с локальными мантийными струями, сопровождается отчетливо выражен-

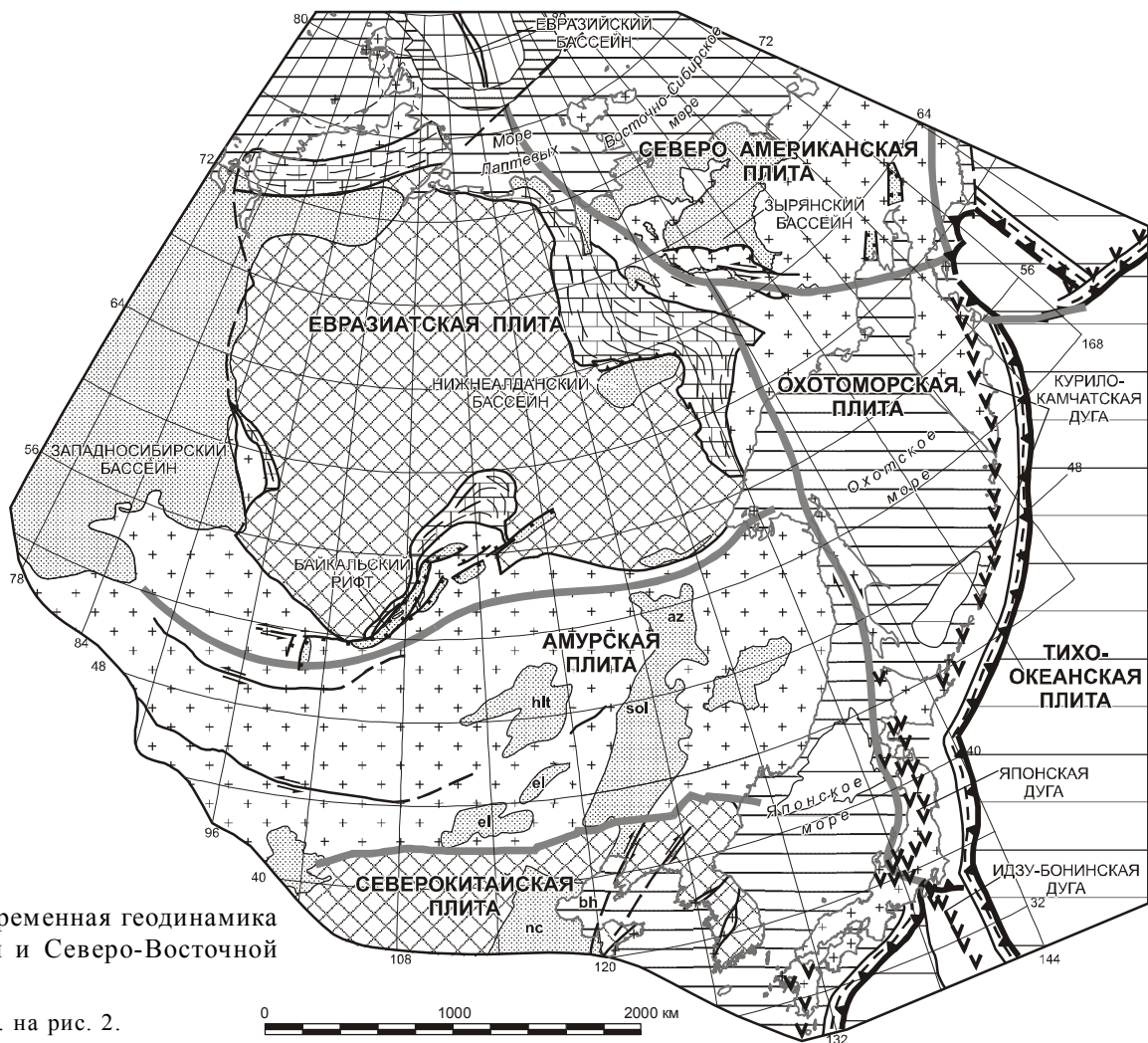


Рис. 12. Современная геодинамика Центральной и Северо-Восточной Азии.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

ным рассредоточенным грабенообразованием, как, например, в пределах Южно-Хангайского ареала внутриплитных базальтоидов [123] или вдоль северо-восточных ветвей сдвига Тан-Лу [49, 136]. В.В. Ярмолюком с соавторами последовательно обосновывается взаимосвязь позднекайнозойского внутриплитного магматизма в Центральной Азии с активностью долгоживущего Центрально-Азиатского нижнемантийного плюма, ветвящегося на верхнемантийном уровне на систему более мелких мантийных ди-апиров [125].

Современные геодинамические обстановки показаны на рис. 12.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования заставляют пересмотреть широко распространенные в России представления о принципиальных отличиях тектонической эволюции и закономерностей формирования орогенных поясов тихоокеанского и атлантического сегментов Земли. Океанические бассейны (палео-Азиатский, Монголо-Охотский, Солонкерский), на месте которых были сформированы орогенные пояса Центральной Азии, составляли единое целое с палео-Тихим океаном, и их эволюция определялась общими процессами. Формирование разновозрастных орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии, располагающихся в обрамлении Северо-Азиатского и Сино-Корейского кратонов и на северо-западной окраине Тихого океана, обусловлено одними и теми же процессами, которые и сейчас имеют место по периферии Тихого океана и в Северном Ледовитом океане.

По северной, западной и южной периферии Северо-Азиатского кратона устанавливаются системы независимых островных дуг позднерифейского, венд-кембрийского и силурийско-девонского возраста, сопоставимые с современными островными дугами восточного обрамления Азии, отделенные обширными задуговыми прогибами от континента. Аккреция этих древних островных дуг завершилась формированием позднерифейских, раннепалеозойских и среднепалеозойских орогенных поясов. Формирование позднепалеозойско-раннемезозойских Монголо-Охотского и Солонкерского орогенных поясов связано с закрытием существовавших на их месте океанических бассейнов.

Мезозойские и кайнозойские орогенные пояса северо-западной окраины Тихого океана формировались в процессе конвергенции плит палео-Тихого океана и Северной Азии. Взаимное сближение океанических и континентальных плит сопровождалось рифтогенезом, открытием и последующим закрыти-

ем малых океанических бассейнов в тылу активных континентальных окраин и островных дуг. В конце миссисипия как результат предшествующего девонского рифтогенеза от восточной окраины Сибирского континента отчленяется узкая линейная полоса шельфа, которая по мере удаления от континента преобразуется во внутрокеанический Омудевский хребет. Омудевский хребет и раскрывшийся в результате этого процесса Оймяконский океанический бассейн сопоставляются с современными хребтом Ломоносова и Евразийским бассейном Северного Ледовитого океана.

Формирование орогенных поясов сопровождалось крупными (в сотни и тысячи километров) продольными сдвиговыми перемещениями, примерно параллельными границе континент–океан, что определило многие характерные их структурные особенности. К ним относятся: прямолинейная или слабоизогнутая в плане, саблевидная форма, прерывистое распространение, линзовидное, выклинивающееся окончание, отсутствие, большей частью, характерных коллизионных гранитоидов и сопряженных с орогенными поясами краевых прогибов. Сдвиговые перемещения обусловлены косым сближением океанических плит с окраиной континента.

Предложенная модель формирования орогенных поясов является предварительной и во многом требует доработки. Наиболее важными задачами последующих исследований являются: 1) установление возраста и природы процессов рифтогенеза, определивших распад протерозойского суперконтинента Родиния и образование Северо-Азиатского кратона, 2) определение природы фрагментов кратонов, рифейских и раннепалеозойских орогенных поясов, располагающихся среди ансамбля разновозрастных орогенных поясов Центральной Азии, 3) определение происхождения океанических бассейнов, на месте которых в конце палеозоя–начале мезозоя были сформированы Монголо-Охотский и Солонкерский орогенные пояса. Эти задачи невозможно решить без получения дополнительной изотопно-геохимической и геохронологической информации, позволяющей более полно судить о геодинамической природе магматических комплексов, а также о временных рамках тех или иных геологических событий. Например, для Монголо-Охотского орогенного пояса необходимы поиски возможных магматических комплексов-индикаторов ранних стадий раскрытия Монголо-Охотского палеоокеанического бассейна, что может явиться ключевым доказательством природы последнего. Недостаточно исследованными в изотопно-геохимическом отношении являются об-

разования ранних стадий становления Селенгинского, а также Восточно-Монгольского, Южно-Монгольского вулcano-плутонических поясов. До сих пор остается слабо обоснованной геодинамическая природа и возраст палеозойских гранитоидов Хангай-Дарурского, Западно-Станового и Аргунского террейнов.

Корректная реконструкция истории геодинамического развития региона Центральной Азии невозможна без представительных палеомагнитных данных. Имеющиеся в настоящее время являются разрозненными и характеризуют лишь отдельные стратиграфические уровни в различных террейнах. По возможности для каждого террейна, включая перекрывающиеся образования, необходимы палеомагнитные данные, которые бы характеризовали весь стратиграфический разрез. Такие данные позволят судить о широтном положении террейна во времени, поскольку содержат элемент внутреннего контроля. Мы рекомендуем поставить такие работы в первую очередь в пределах Аргунского террейна. Результаты этих исследований позволят решить главные дискуссионные проблемы, касающиеся Монголо-Охотского орогенного пояса, что имеет первостепенное значение для понимания природы всего ансамбля орогенных поясов Центральной Азии.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны и признательны В.А. Верниковскому, И.В. Гордиенко, Л.И. Попеко, Е.В. Складарову, А.П. Смелову, О.В. Королевой, С.Р. Scotese, М. Ogasawara, К. Wakita за полезное обсуждение рукописи статьи, конструктивные замечания и предложения по ее улучшению.

Исследования выполнены в рамках проектов: Интеграционного СО и ДВО РАН № 69, международного “Mineral Resources, Metallogenesis, and Tectonics of Northeast Asia”, РФФИ (01-05-65485, 01-05-65090, 01-05-65143, 03-05-64688, 03-05-64980, 03-05-96001, 03-05-96019, 99-05-64209, 00-05-65021, 02-05-65134, 03-05-64579), РФФИ-Арктика (03-05-96001, 03-05-96019, 03-05-96002), ФЦП “Интеграция” ИО447/2321 и УР 09.01.033.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амантов В.А. Стратиграфия и история развития Агинской структурной зоны Забайкалья // Материалы по геологии Дальнего Востока и Забайкалья. Л., 1963. С. 3–14. (Тр. ВСЕГЕИ. Т.81, нов сер.).
2. Амантов В.А., Котляр Г.В., Попеко Л.И. Стратиграфия и палеогеография верхнего палеозоя Забайкалья и Монголии // Изв.Забайкал. фил. Географ. о-ва СССР. 1966. Т. 2, № 4. С. 3–22.
3. Анашкина К.К., Бутин К.С., Еникеев Ф.И. и др. Геологическое строение Читинской области: Объясн. зап. к геол. карте масштаба 1: 500 000 / Отв. ред. Рутштейн И.Г., Чабан Н.Н. Чита: Ком. по геологии и использованию недр Чит. обл. Читагеолсъемка, 1997. 239 с.
4. Беззубцев В.В. Структурно-вещественные комплексы позднего докембрия Таймыра и особенности их формирования // Тектоника байкальского (рифейского) мегакомплекса Сибири. Новосибирск, 1981. С. 48–55.
5. Беззубцев В.В., Залялеев Р.Ш., Сакович А.Б. и др. Геологическая карта Горного Таймыра. 1:500000: Объясн. зап. Красноярск, 1986. 177 с.
6. Белов А.А., Гатинский Ю.Г., Моссаковский А.А. Индосиниды Евразии // Геотектоника. 1985. № 6. С. 21–42.
7. Беляева Г.В. Кембрий востока СССР. М.: Наука, 1988. 136 с.
8. Берзин Н.А. Зона Главного разлома Восточного Саяна. М.: Наука, 1967. 147 с.
9. Берзин Н.А. Тектоника Южной Сибири и горизонтальные движения континентальной коры. Дис.... д-ра геол.-минер. наук. Новосибирск, 1995. 51 с.
10. Бибилова Е.П., Карненко С.Ф., Сумин Л.В., Богдановский О.Г., Кирнозова Г.И., Ляликов А.В. и др. U–Pb, Sm–Nd, Rb–Pb и K–Ar возраст метаморфических и магматических пород Приохотья // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 170–183.
11. Бирюков В.М. Магматические комплексы линейного и концентрического типов. Владивосток: Дальнаука, 1997. 268 с.
12. Буслов М.М. Террейновая тектоника и геодинамика складчатых областей мозаично-блокового типа (на примере Алтае-Саянского и Восточно-Казахстанского регионов): Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. Новосибирск, 1998. 44 с.
13. Ваг О.В., Матухин Р.Г. Палеогеография Сибирской платформы в раннем карбоне // Палеогеография фанерозоя Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. С. 33–36.
14. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ, 1996. 202 с.
15. Верниковский В.А., Неймарк Л.А., Пономарчук В.А. и др. Геохимия и возраст коллизионных гранитоидов и метаморфитов Карского микроконтинента (Северный Таймыр) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 12. С. 50–64.
16. Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Возраст постколлизионных гранитоидов Северного Таймыра: U–Pb, Sm–Nd, Rb–Sr и Ar–Ar данные // Докл. РАН. 1998. Т. 363, № 3. С. 375–378.
17. Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Шокальский С.П. О рифтогенно-сдвиговой природе позднелпалеозойских–раннемезозойских гранитоидов Алтая // Докл. РАН. 1996. Т. 350, № 1. С. 83–86.
18. Гайдук В.В. Вилуйская среднепалеозойская рифтовая система. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. 128 с.
19. Геологическое строение Читинской области: Объясн. зап. к геол. карте м-ба 1:500000. Чита, 1991. 271 с.
20. Геология Северо-Восточной Азии. Стратиграфия и палеогеография. Л.: Недра, 1972. Т.2. 527 с.
21. Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1987. 238 с.

22. Гранник В.М. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1978, 164 с.
23. Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.
24. Дербекко И.М. Раннетриасовый вулканоплутонический комплекс северо-восточного фланга Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса // Металлогения, нефтегазонасность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления. Иркутск, 1998. С. 229–230.
25. Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Павленко В.С. Геология Западной Монголии. М.: Наука, 1980. 195 с.
26. Добрецов Н.Л., Берзин Н.А., Буслов М.М., Ермиков В.Д. Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием тектонической структуры // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 10. С. 5–19.
27. Донская Т.В., Складчиков Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.И., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З. Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // Докл. РАН. 2000. Т. 374, № 1. С. 79–83.
28. Драчев С.С. Тектоника рифтовой континентальной окраины Северо-Восточной Евразии в Арктике (моря Лаптевых и Восточно-Сибирское): Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. М., 1999. 40 с.
29. Дриль С.И., Козлов В.Д., Ефремов С.В. Ундинский гранитоидный комплекс Восточного Забайкалья: Rb–Sr геохронология и геодинамическое положение // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты: Тез. докл. I Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН. ГЕОС, 2000. С.133–135.
30. Дриль С.И., Кузьмин М.И. Геохимия пород Берейнской палеостровной дуги в центральном секторе Монголо-Охотского складчатого пояса // Докл. РАН. 1998. Т. 360, № 2. С. 241–245.
31. Дуранте М.В. Палеоботаническое обоснование стратиграфии карбона и перми Монголии. М.: Наука, 1976. 279 с. (Тр. ССМГЭ, вып. 19.).
32. Ефремов С.В., Козлов В.Д., Дриль С.И., Сандмирова Г.П. Геохимические особенности, генезис и возраст палеозойских гранитоидов Восточного Забайкалья (на примере Верхнеундинского батолита) // Металлогения, нефтегазонасность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления: Тез. докл. Иркутск, 1998. С. 245–246.
33. Захаров В.А., Курушин Н.И., Похиалайнен В.П. Палеогеографические критерии геодинамики террейнов северо-восточной Азии в мезозое // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 11. С. 3–22.
34. Зинкевич В.П., Цуканов Н.В. Формирование аккреционной структуры Восточной Камчатки в позднем мезозое и раннем кайнозое // Геотектоника. 1992. № 4. С. 97–112.
35. Зоненшайн Л.П., Суетенко О.Д., Жамьяндамба Л., Ээнжин Г. Строение осевой части Южно-Монгольской эвгосинклинали в хребте Дзолен // Геотектоника. 1975. № 6. С.28–44.
36. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
37. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1–2. 327 с., 334 с.
38. Зябрев С.В. Глубоководные отложения, палеогеография и палеотектоника Западно-Сахалинского прогиба: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 1992. 25 с.
39. Иванов А.И., Лившиц О.В., Перевалов О.В., Страхова Т.М., Яблоновский Б.В., Грайзер М.И., Иминская Х.Г., Головенко В.К. Докембрий Патомского нагорья. М.: Наука, 1995. 352 с.
40. Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток, 1972. 116 с.
41. Изох А.Э., Гибшер А.С., Журавлев Д.З., Балыкин П.А. Sm–Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых массивов восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса и геодинамические условия их образования // Докл. РАН. 1998. Т. 360. № 1. С. 88–92.
42. Казанский А.Ю. Эволюция структур западного обрамления Сибирской платформы по палеомагнитным данным: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. Новосибирск, 2002. 40 с.
43. Казимировский М.Э., Сандмирова Г.П., Пахольченко Ю.А. Геохимия и Sr – изотопные характеристики магматических пород Западно-Усуглинской бимодальной вулканоплутонической ассоциации (Забайкалье) // Геология и геофизика. 2001. № 6. С. 951–967.
44. Карасик А.М. Евразийский бассейн Арктического океана с точки зрения плитной тектоники // Проблемы геологии полярных областей Земли. Л.: Изд-во НИИГА, 1974. С. 23–31.
45. Карасик А.М., Савостин Л.А., Зоненшайн Л.П. Параметры движения литосферных плит Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273, № 5. С. 1191–1196.
46. Кемкин И.В., Филиппов А.Н. Строение и условия образования Самаркинской аккреционной призмы Южного Сихотэ-Алия // Геотектоника. 2002. Т. 36, № 5. С. 79–88.
47. Кемкин И.В., Ханчук А.И. Юрский аккреционный комплекс Южного Сихотэ-Алия // Тихоокеан. геология. 1993. № 5. С. 31–42.
48. Кириллова Г.Л. Мел Востока России: седиментация, геодинамика, биоразнообразие, климат. Владивосток: Дальнаука, 2000. 94 с.
49. Кириллова Г.Л., Лю Чжаоцзюнь, Ван Сымин, Варнаровский В.Г., Крапивенцева В.В. Стратиграфическая корреляция верхнемезозойских–кайнозойских разрезов Среднеамурского (Саньцзян) осадочного бассейна // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 6. С. 81–102.
50. Кириллова Г.Л., Турбин М.Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979. 116 с.
51. Коваленко В.И., Моссаковский А.А., Ярмолюк В.В. Проблема реконструкции геодинамических обстановок и петрохимическая зональность (на примере позднепалеозойского вулканического пояса Монголии) // Геотектоника. 1983. № 6. С. 13–29.
52. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Эволюция магматизма в структурах Монголии // Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. М., 1990. С.23–54.

53. Козубова Л.А., Абрамович И.И., Клушин И.Г. Магматизм и плитная тектоника Монголо-Забайкальской складчатой системы и ее обрамления // Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск, 1982. С. 120–127.
54. Кононов М.В. Абсолютное движение Тихоокеанской плиты за последние 120 млн лет // Океанология. 1984. Т. 23. С. 484–492.
55. Конников Э.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Скляров Е.В., Хаин Е.В. Позднепротерозойская эволюция северного сегмента Палеоазиатского океана: новые радиологические, геологические и геохимические данные // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 152–168.
56. Косыгин Ю.А., Башарин А.К., Берзин Н.А. и др. Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1964. 74 с.
57. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Василяев Е.П., Козаков И.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Бережная Н.Г. О возрасте метаморфизма слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U–Pb геохронологических исследований // Петрология. 1997. Т. 5, № 4. С. 227–239.
58. Красный Л.И., Вольский А.С., Пэн Юньбяо и др. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1: 2 500 000: Объясн. зап. СПб.-Благовещенск–Харбин: МПР РФ, М-во геологии и минер. ресурсов КНР. Упр. геологии и полез. ископаемых пров. Хэйлуцзян, 1996. 135 с.
59. Кузнецов В.А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая // Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. 1963. С. 3–70. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 13.).
60. Кунгурцев Л.В., Берзин Н.А., Казанский А.Ю., Метелкин Д.В. Тектоническая эволюция структуры юго-западного обрамления Сибирской платформы в венде–кембрии по палеомагнитным данным // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 7. С. 1042–1051.
61. Малых А.В. Сравнительный анализ и генезис складчатых структур восточной части Иркутского амфитеатра // Геотектоника. 1997. № 3. С. 28–38.
62. Матухин Р.Г. История развития девонских бассейнов Сибирской платформы // Палеогеография фанерозоя Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. С. 17–33.
63. Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины. Строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, фил. “Гео”, 2001. 251 с.
64. Мейен С.В. Пермские флоры // Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М.: Наука, 1970. С. 111–157. (Тр. ГИН АН СССР; Вып 208).
65. Мельников Н.В., Асташкин В.А., Килина Л.И., Шишкин Б.Б. Палеогеография Сибирской платформы // Палеогеография фанерозоя Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. С. 10–17.
66. Мельников Н.В., Шелин Г.Г., Ефимов А.О. Палеогеография Сибирской платформы в венде // Палеогеография фанерозоя Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. С. 3–10.
67. Мерзляков В.М. Стратиграфия и тектоника Омuleвского поднятия. М.: Наука, 1971. 152 с.
68. Метелкин Д.В., Казанский А.Ю., Верниковский В.А., Джи Д., Торсвик Т. Первые палеомагнитные данные по раннему палеозою архипелага Северная Земля и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 12. С.1816–1020.
69. Митрофанов Ф.П., Бибикина Е.В., Грачева Т.В. и др. Архейский изотопный возраст тоналитовых (серых) гнейсов в структурах каледонид Центральной Монголии // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284, № 3. С. 670–674.
70. Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии. М.: Наука, 1975. 319 с.
71. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центральное-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1994. Т. 27. С. 445–473.
72. Моссаковский А.А., Томуртоого О. Верхний палеозой Монголии. М.: Наука, 1976. 125 с.
73. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
74. Неймарк Л.А., Соколов Ю.М., Друбецкая Е.Р., Яковлева С.З., Кориковский С.П., Селько А.И., Ажимова А.И. Возраст регионального метаморфизма и пегматитообразования в Мамско-Бодайбинском прогибе // Изотопная датировка эндогенных рудных месторождений: Тез. докл. Киев, 1990. С. 130–132.
75. Оболенский А.А., Берзин Н.А., Дистанов Э.Г. и др. Металлогения Центрально-Азиатского орогенного пояса // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1588–1604.
76. Основные черты стратиграфии пермской системы СССР / Отв. ред. Г.В. Котляр, Д.Л. Степанов. Л.: Недра, 1984. 280 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Т. 286).
77. Павлова Е.Е., Дуранте М.В., Мананков И.Н., Морозова И.П. Биogeографическое положение Монголии в позднем палеозое // Проблемы палеобиogeографии Азии. М.: Наука, 1986. С. 87–97. (Тр. ССМПЭ, вып. 29).
78. Паракецов К.В., Паракецова Г.И. Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1989. 298 с.
79. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойской Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
80. Парфенов Л.М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 6. С. 32–43.
81. Парфенов Л.М., Бердников Н.В., Войнова И.П., Врублевский А.А. и др. Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. 240 с.
82. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
83. Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Монгер Дж.У.Х. и др. Формирование коллажа террейнов орогенных поясов севера Тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика. 1999. № 11. С. 1563–1574.
84. Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Ханчук А.И. Принципы составления и главные подразделения легенды геодинамической карты Северной и Центральной Азии, юга российского Дальнего Востока, Кореи и Японии // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 3. С. 3–13.

85. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1999. № 5. С. 24–43.
86. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.
87. Попеко Л.И., Натальин Б.А., Беляева Г.В., Котляр Г.В., Шишкина Г.Р. Палеобиогеографическая зональность и геодинамика юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1993. № 5. С.19–30.
88. Попеко Л.И. Биогеография позднепермских мшанок юга Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1996. Т.15, № 4. С.16–29.
89. Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука, 1993. 228 с.
90. Руженцев С.В. Геология Гобийского Тянь-Шаня и проблемы Южно-Монгольского океана // Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. № 6. С. 12–19.
91. Руженцев С.В., Бадарч Г., Вознесенская Т.А. Тектоника Заалтайской зоны Монголии // Геотектоника. 1985. № 4. С. 28–40.
92. Руженцев С.В., Бадарч Г., Вознесенская Т.А. и др. Формации и структуры варисцид Южной Монголии // Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С. 101–137.
93. Руженцев С.В., Поспелов И.И. Южно-Монгольская варисская складчатая система // Геотектоника. 1992. № 5. С. 45–62.
94. Руженцев С.В., Поспелов И.И., Бадарч Г. Тектоника Барунхурайской котловины Монголии // Геотектоника. 1992. № 1. С. 94–110.
95. Руженцев С.В., Поспелов И.И., Бадарч Г. Тектоника Индосинид Монголии // Геотектоника. 1989. № 6. С. 13–27.
96. Савостин Л.А., Карасик А.М., Зоненшайн Л.П. История раскрытия Евразийского бассейна в Арктике // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 5. С. 1156–1161.
97. Симаненко В.П. Позднемезозойские вулканические дуги Восточного Сихоте-Алиня и Сахалина // Тихоокеан. геология. 1986. № 1. С. 7–13.
98. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корьякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 187 с.
99. Соколов С.Д., Диденко А.Н., Григорьев В.Н., Алексютин М.В., Бондаренко Г.Е., Крылов К.А. Палеотектонические реконструкции Северо-Востока России: проблемы и неопределенности // Геотектоника. 1997. № 6. С. 72–90.
100. Суетенко О.Д. Нижнесилурийские отложения Юго-Восточной Монголии // Сов. геология. 1967. № 4. С. 15–25.
101. Суетенко О.Д. Строение герцинского эвгеосинклинального прогиба в Юго-Восточной Монголии // Геотектоника. 1973. № 3. С. 102–115.
102. Сурков В.С., Коробейников В.П. (ред). Тектоническая карта Сибири (докембрийские и палеозойские структурно-формационные комплексы). Новосибирск: СНИИГ-ГИМС, 1997.
103. Сурков В.С., Трофимук А.А., Жеро О. Г. и др. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1986. 149 с.
104. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. 571 с.
105. Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 284 с.
106. Тектоническая карта Охотоморского региона м-ба 1:2500000: Объясн. зап. М.: ИЛОВМ РАН, 2000. 193 с.
107. Терехов М.И., Лычагин П.П., Мерзляков В.М., Жуланова И.Л., Дылевский Е.Ф., Палымский Б.Ф. Объяснительная записка к геологической карте междуречья Сугоя, Коркодона, Омолона, Олоя и Гижиги масштаба 1:500000. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. 144 с.
108. Томуртоого О. Офиолиты и формирование складчатых поясов Монголии: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. М., 1989. 59 с.
109. Уфлянд А.К., Натапов Л.М., Лопатин В.М. и др. О тектонической природе Таймыра // Геотектоника. 1991. № 6. С. 76–93.
110. Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В. и др. Тектоника, металлогения и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.
111. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Науч. мир, 2001. 606 с.
112. Хаин Е.В. Диденко А.Н., Гибшер А.С., Федотова А.А. Судьба суперконтинента Родиния в свете новых геологических и геохронологических данных, полученных по офиолитам и островодужным комплексам Урало-Монгольского складчатого пояса // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия: Материалы совещ. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2001. С. 238–285.
113. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского Края. Владивосток: Дальнаука, 1996. 61 с.
114. Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В. Геодинамическая эволюция юга Дальнего Востока в среднем палеозое–раннем мезозое // Тихоокеанская окраина Азии: Геология. М.: Наука, 1989. С. 218–255.
115. Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо–кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1635–1645.
116. Харахинов В.В. Тектоника Охотоморской нефтегазоносной провинции: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. Оха-на-Сахалине, 1998. 77 с.
117. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
118. Хун Ч., Чуньцзин Ч., Чжень Я., Хэн Ц. Динамические основы мезозойского вулканизма в северной части Большого Хингана (КНР) // Тихоокеан. геология. 2000. № 1. С. 109–117.
119. Шевелев Е.К., Кузьмин С.П. Новые данные по стратиграфии Баджальской зоны // Новые данные о палеозойской и мезозойской стратиграфии Дальнего Востока. Владивосток: АН СССР, 1990. С. 72–80.
120. Шенгёр А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С. Тектоническая эволюция алтаид // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 41–58.
121. Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.
122. Ярмлюк В.В. Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. М.: Наука, 1983. 193 с.

123. Ярмолук В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Самойлов В.С. Динамика формирования и магматизм позднемезозойско-кайнозойской южно-хангайской горячей точки мантии (Монголия) // Геотектоника. 1994. № 5. С.28–45.
124. Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б., Сальников Е.Б. Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геотектоника. 1997. № 5. С. 18–37.
125. Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С.3–29.
126. Ярмолук В.В., Литвиновский Б.А., Коваленко В.И., Бормин Джань, Занвилевич А.Н., Воронцов А.А., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Кузьмин М.И., Сандимирова Г.П. Этапы формирования и источники щелочно-гранитоидного магматизма Северо-Монгольского – Забайкальского рифтового пояса в перми и триасе // Петрология. 2001. Т.9, № 4. С.351–380.
127. Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // J. of Asian Earth Sciences. 2002. № 21. P. 87–110.
128. Berzin N.A. Middle Paleozoic magmatic complexes of the south-western margin of the Siberian Continent: structural position and geodynamic environments // IGCP – 420 Continental growth in the Phanerozoic: Evidence from East-Central Asia. Urumqi, Xinjiang, China, 1998. P. 5.
129. Berzin N.A. A kinematic model for the formation of Altai-Sayan fold region: structural constrains // Continental growth in the Phanerozoic: Evidence from Central Asia. IGCP – 420. Novosibirsk, 2001. P. 8–11.
130. Berzin N.A., Dobretsov N.L. Geodynamic evolution of Southern Siberia in Late Precambrian – Early Paleozoic time // Reconstruction of the Paleosian ocean. VSPIntern. Sci. Publishers, Netherlands, 1994. P. 53–70.
131. Buslov M.M., Saphonova I.I., Watanabe T., Obut O.T., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N., Sugai Y., Smirnova L.V., Kazansky A.Yu. 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 // Geoscientist J. 2001. V. 5, № 3. P. 203–224.
132. Campbell I.H., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Hill R.I., and Stepanov V. Synchronism of the Siberian traps and the Permian – Triassic boundary. Science. 1992. V. 258, № 11. P. 1760–1763.
133. Cao Congzhou, Tian Changlie and Yang Fanglin. The discovery of the sheeted dike swarms and their geological significance in Solonshan-Hegenshan ophiolite zone // Inner Mongolia and position of suture line between Sino-Korean and Siberian plates: Contributions to the project plate tectonics of Northern China. Beijing: Geological Publishing House. 1987. № 20. P. 125–134 (in Chinese).
134. Chen Qi. Evolution of Bainaimiao – Wenduermiao regional structure and paleo-plate tectonics in the northern margins of North China // J. Changchun Univ. Earth Sci. 1992. V. 22. P. 118–128 (in Chinese).
135. Chen B., Jahn B.M., Wilde S., Xu B. Two contrasting Paleozoic magmatic belts in northern Inner Mongolia, China: petrogenesis and tectonic implications // Tectonophysics. 2000. V. 328. P. 157–182.
136. Cheng Yuqi (Ed.). An introduction to China regional geology. Beijing: Geological Publishing House, 1994. P. 1–517 (in Chinese).
137. Coney P.J., Jones D.L., Monger J.W.H. Cordilleran suspect terranes. Nature. 1980. V. 239. P. 329–333.
138. Drachev S.S., Savostin L.A., Groshev V.G., and Bruni I.E. Structure and geology of the continental shelf of the Laptev Sea, Eastern Russian Arctic // Tectonophysics. 1998. V. 298. P. 357–393.
139. Engebretson D., Cox A., Gordon R.C. Relative motions between ocean and continental plates in Pacific basin // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 106. 1985. P. 1–59.
140. Fujita K., Newberry J.T. Accretionary terranes and tectonic evolution of northeast Siberia // Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions (Eds. M. Hashimoto and S. Uyeda). Tokyo: Terrapub, 1983. P. 43–57.
141. Geology of Korea. Pyongyang: Foreign Languages Books Publishing House, 1993. 620 p.
142. Hatcher R.D. Structural geology. Columbus, Ohio: Merrill Publishing Company, 1990. 531 p.
143. Howell D.G. Tectonics of suspect terranes: mountain building and continental growth. London; New York: Chapman and Hall, 1989. 232 p.
144. Howell D.G., Jones D.L., Schermer E.R. Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region: principles of terrane analysis // Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region. Houston: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, 1985. V. 1. P. 3–31.
145. Hu Xiao, Niu Shuying. A study of early Paleozoic subducted zone in Ontersum district, Inner Mongolia and position of suture line between Sino-Korean and Siberian plates // Contributions to the projection plate tectonics of Northern China. Beijing: Geological Publishing House, 1986. № 1. P. 87–99 (in Chinese).
146. Inger S., Scott R.A., Golionko V.G., Tectonic evolution of the Taimyr Peninsula, northern Russia: implications for Arctic continental assembly // Journal of the Geological Society, London. 1999. V. 156. P. 1069–1072.
147. Ingle J.C. (Jr.), Suyehiro K., von Breymana M.T. et al. Introduction, background and principal result of Leg 128 of the ODP, Japan Sea, 1990. Proc. ODP Init. Reports, 128. P. 3–38.
148. Isozaki Y. Jurassic accretion tectonics of Japan // The Island Arc. 1997. V. 5–6. P. 56–82.
149. Jolivet L. Timing and kinematics of Japan Sea opening control by subduction and intracontinental deformation // Abstracts of 29-th IGC. V 1. Japan. 1992. P. 107.
150. Jones D.G., Howell D.G., Coney P.J., Monger J.W.H. Recognition, character and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America // Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions. Tokyo: Terrapub, 1983. P. 21–35.
151. Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.B., Kroner A., Gibsher A.S., Didenko A.N., Degtyarev K.E., Fedotova A.A. The Paleo-Asian ocean in the Neoproterozoic and early Paleozoic: new geochronologic data and paleotectonic reconstruction // Precambrian Research. 2003. N 122. P. 329–358.
152. Khain V.E., Gusev G.S., Khain E.V., Vernikovskiy V.A., Volobuyev M.I. Circum-Siberian Neoproterozoic ophiolite belt // Ofoliti. 1997. V. 22, N 2. P. 195–200.

153. Khanchuk A.I. Pre-Neogene tectonics of the Sea-of-Japan region: A view from the Russian side // *Earth Science (Chikyu Kagaku)*. 2001. V. 55. P. 275–291.
154. Kiminami K., Kontani Y. Mesozoic arc-trench systems in Hokkaido // *Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions*. Hashimoto M. and Uyeda S. eds. 1983. P. 107–122.
155. Kimura G., Sakakibara M., Ofuka H., Ishizuka H., Miyashita S., Okamura M., Melnikov O., Lushenko V. A deep section complex: Susunay Complex in Sakhalin Island, Northwest Pacific Margin // *The Island Arc*. 1992. V. 1. P. 166–175.
156. Kirillova G.L. Late Mesozoic Cenozoic sedimentary basins of active continental margin of Southeast Russia: paleogeography, tectonics, and coal-oil-gas presence // *Marine and Petroleum Geology*. 2003. V. 20, 3–4. P. 385–397.
157. Kojima S. Mesozoic terrane accretion in Northeast China, Sokhote-Alin and Japan regions // *Paleogeogr. Paleoclim. Paleoecol.* 1989. N 69. P. 213–232.
158. Kozakov I.K., Kotov A.B., Kovach V.P., Salnikova E.B. Crust forming processes in geological evolution of the Baidrag block in Central Mongolia: a Sm–Nd isotope data // *Petrology*. 1997. V. 5, N 3. P. 227–235.
159. Kravchinsky V.A., Cogne J.-P., Harbert W.P., Kuzmin M.I. Evolution of the Mongol-Okhotsk Ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol-Okhotsk suture zones, Siberia // *Geophys. J. Int.*. 2002. V. 148. P. 34–57.
160. Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Courtillot V., Savrasov J.I. et al. Paleomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and palaeogeographic reconstructions at about 360 and 250 Ma // *Geophys. J. Int.* 2002. V. 148. P. 1–33.
161. Kuzmichev A.B., Bibikova E.V., Zhuravlev D.Z. Neoproterozoic (~800 Ma) orogeny in the Tuva-Mongolia Massif (Siberia): island arc – continent collision at the northeast Rodinia margin // *Precambrian Research*. 2001. N 110. P. 109–126.
162. Lamb M., Badarch G. Paleozoic sedimentary basins and volcanic–arc systems of Southern Mongolia: new stratigraphic and sedimentologic constraints // *International Geology Review*. 1997. V. 39. P. 542–576.
163. Lamb M.A., Badarch G. Paleozoic sedimentary basins and volcanic arc systems of southern Mongolia: new geochemical and petrographic constraints // *Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution of Central Asia – from continental assembly to intracontinental deformation* / Hendrix M.S., Davis G.A. (eds.). 2001. Geological Society of America Memoir. V. 194. P. 117–149.
164. Lauer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L.M., Trunilina V.A., Bakharev A.G. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, Northeast Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and trace element geochemistry // *Geology*. 2001. V. 29. P. 167–170.
165. Lee Y.S., Nishimura S., Min K.D. Paleomagnetotectonics of East Asia in the Proto-Tethys Ocean // *Tectonophysics*. 1997. V. 270. P. 157–166.
166. Levashova N.M., Bazhenov M.L. Late Cretaceous paleomagnetism of the East Range island arc complex, Kamchatka: implications for terrane movements and kinematics of the northwest Pacific // *J. of Geophys. Res.* 1997. V. 102, N B 11. P. 843–857.
167. Li Weiguao. Rocks and Stratum in Inner Mongolia, China // University of Geosciences Press. 1996. N 2. P.136–150 (in Chinese).
168. Li Zitong, Zhao Chunjin. Late Triassic magmatic activities in relation to plate tectonics of the eastern part of Jilin and Heilongjiang provinces, Northeast China. 1988. P. 66–75 (in Chinese).
169. Liu Delai, Chen Fajing, Guan Defan, Tang Jianren and Liu Chuirong. The formation, evolution and lithospheric dynamics of Songliao Basin // *Scientia Geologica Sinica*. 1996. V. 31, N 4. P. 397–406 (in Chinese).
170. Liu Li, Wang Xiaolin, Liu Zhaojun, Liu Wanzhu, Xue Fang and Zhao Manping. Tectonic-sedimentary evolution of Mesozoic and Cenozoic rift basins along Manzhouli-Suifenghe Geoscience Transect (M-SGT) // *M-SGT Research Group, Lithospheric structures and evolution along Manzhouli-Suifenghe Geoscience Transect of China*. Beijing: Seismic Publishing House, 1994. P. 1–10 (in Chinese).
171. Liu D.Y., Nutman A.T., Compston W., Wu J.S., Shen Q.H. Remnants of >3800 Ma crust in the Chinese part of Sino-Korean Craton // *Geology*. 1992. V. 20. P. 339–342.
172. Lu Liangzhao, Xu Xuechun, and Dong Yongsheng. Three main styles of Early Precambrian metamorphic evolution in Northern Sino-Korea Craton and their geodynamics // *Geological Journal of China Universities*. 1998. V. 4, N 1. P. 1–10 (in Chinese).
173. Maruyama S., Seno T. Orogeny and relative plate motions, an example of Japanese Islands // *Tectonophysics*. 1986. V. 127. P. 305–329.
174. Maruyama S., Isozaki Y., Kimura G., Terrabayashi M. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // *The Island Arc*. 1997. V. 5–6. P. 113–134.
175. Matsukawa M., Takahashi O., Hayashi K., Ho M., Kononov V.C. Early Cretaceous paleogeography of Japan, based on tectonic and faunal data // *Mem. Geol. Soc. Japan*. 1997. N 48. P. 29–42.
176. Mizutani S. Mesozoic terranes in the Japanese Islands and neighbouring East Asia // *Terrane Accretion and Orogenic Belts* (eds. E.C. Leitch and E. Scheibner). Geodynamic ser. 1993. V. 19. P. 263–273.
177. Monger J.W.H., Nokleberg W.J. Evolution of northern North American Cordillera, generation, fragmentation, displacement, and accretion of successive North American plate margin arcs // *Geology and ore deposits of the American Cordillera*. Geological Society of Nevada Symposium, Reno – Sparks, Nev. 1995. Proceedings. 1996. P. 1133–1152.
178. Munkhtsengel B., Iizumi Sh. Petrology and geochemistry of the Lugiin gol nepheline syenite complex in the Gobi-Tien-shan foldbelt, south Mongolia: a post collisional potassic magmatism // *Mongolian Geoscientist*. 1999. N 14. P. 12–13.
179. Natal'in B.A. History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // *The Island Arc*. 1993. N 2. P. 15–34.
180. Natal'in B.A., Zhabrev S.V. Structure of Mesozoic rocks of the Amur River Valley. Field Trip Guide Book. Khabarovsk: Far Eastern Branch, USSR Academy of Sciences, 1989. 48 p.
181. Nevolina S.I., Sokarev A.N. Paleomagnetic directions and pole positions. Data for the USSR – issue 6, as quoted in the Lock and McElhinny database. 1986.

182. Niida K., Kito N. Cretaceous arc – trench systems in Hokkaido // *Geology and Tectonics of Hokkaido. Monograph of the Association for the Geological Collaboration in Japan*, 1983. P. 379–402.
183. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., et al. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, Professional Paper 1626, 2000. 122 p.
184. Parfenov L.M. Tectonics of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozooids in the context of plate-tectonics // *Tectonophysics*. 1991. V. 139. P. 319–342.
185. Parfenov L.M., Vetluzhskikh V.G., Gamyani G.N., Davydov Yu.V., Deikunenko A.V., Kostin A.V., Nikitin V.M., Prokopiiev A.V., Smelov A.P., Supletsov V.M., Timofeev V.F., Fridovskiy V.Yu., Kholmogorov A.I., and Yakovlev Ya.V. Main Metallogenic Units of the Sakha Republic (Yakutia), Russia // *International Geology Review*. 1999. V. 41, N 5. P. 425–457.
186. Plafker G., Berg H.D. Overview of the geology and tectonic evolution of Alaska // *The geology of Alaska. The Geology of North America. Boulder: Geological Society of America*, 1994. V. G–1. P. 989–1021.
187. Ren Jishun, Wang Zuoxun, Chen Bingwei et al. The tectonics of China from a global view – a guide to the tectonic map of China and adjacent regions. Beijing: Geological Publishing House, 1999. 32 p.
188. Scotese C.R. Continental drift, Phanerozoic plate tectonic reconstructions. Arlington, University of Texas, Department of Geology, Paleomap Progress Report 36, edition 7 (CD-ROM), 1997.
189. Şengör A.M.C., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis // *The tectonic evolution of Asia*. Cambridge: University Press, 1996. P. 486–640.
190. Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*. 1993. V. 364. P. 299–307.
191. Sklyarov E.V. (Ed.) Assembly and breakup of Rodinia supercontinent: evidence from South Siberia. Irkutsk, Institute of the Earth's crust, 2001. 201 p.
192. Stratigraphy (Lithostratic) of Nei Mongol Autonomous Region (Li Wenguo, chief ed.). Bureau of Geology and Mineral Resources of Nei Mongol Autonomous Region. University of Geosciences Press, 1996. № 2. P. 136–150 (in Chinese).
193. Sun Jiapeng, Zhang Xingzhou and Yang Baojun. The formation of Mesozoic and Cenozoic basins and geodynamics in eastern China // *World Geology*. 1997. V. 16, N 3. P. 1–6 (in Chinese).
194. Sun Jiapeng, Ye Mao, Dong Yongsheng and Sun Weizhi. Terrane tectonics in the northeast part of northeast of China // *Journal of geoscientific research in northeast Asia*. 2000. V. 3, N 1. P. 48–53.
195. Tamaki K., Suyehiro K., Allan J., McWilliams M. et al. Proc. ODP. Sci. Results, 127/128, Pt. 2. College 1992 College Station, TX (ODP). 1992.
196. Tian Zhaiyi and Zhang Qingchun. Lithofacies palaeogeography of combination gas-bearing basins and combination gas in China. Beijing: Geological Publishing House, 1997. P. 1–260 (in Chinese).
197. Twiss R.J., Moores E.M. Structural geology. N. Y.: Freeman, 1992. 532 p.
198. Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E. Central Taimyr accretionary belt (Arctic Asia): Meso – Neoproterozoic tectonic evolution and Rodinia breakup // *Precambrian Research*. 2001. 110. P. 127–141.
199. Wang Q., Liou X.Y. Paleoplate tectonics between Cathaysia and Angaraland in Inner Mongolia of China // *Tectonics*. 1986. N 5. P. 1073–1088.
200. Wilde S.A. Early Paleozoic high-grade metamorphism in the Jiamusi Massif, Northeastern China: possible links to Gondwana and Siberia // *Assembly of Breakup of Rodinia supercontinent: evidence from South Siberia / Ed. E.V. Sklyarov. Guidebook and abstract volume. Workshop IGCP – 440, Irkutsk, Russia, 2001. P. 192–197.*
201. Wilde S.A., Dorsett-Bain H.I., Lennon R.C. Geological setting and controls on the development of graphite, sillimanite and phosphate mineralization within the Jiamusi Massif: on exotic fragment of Gondwanaland located in Northeast China // *Gondwana Research*. 1999. V. 2. P. 21–46.
202. Wilde S.A., Wu F. Timing of granite emplacement in the Central Asia orogenic belt of Northeastern China // *Gondwana Research*. 2001. V. 4, N 4. P. 823–824.
203. Windley B.F., Cunningham W.D., Badarch G., Tomurtogoo O., Kroener A., Xiao W. Tectonic evolution of Mongolia and contiguous China // *Geodynamics and Metallogeny of Mongolia with special emphases on Co-Cu -porphyry systems*. London: CERCAMS-2 workshop, 2003 (in press).
204. Wu Jiashan, Geng Yuansheng, Shen Qihan, Wan Yusheng, Liu Dunyi and Shong Biao. Archean geology characteristics and tectonic evolution of Sino-Korean paleocontinent. Beijing: Geological Publishing House, 1998. 212 p. (in Chinese).
205. Xu Guirong, Yang Weiping. Permian // *The Palaeobiogeography of China / Yin Hongfu (ed.)*. Oxford: Clarendon Press, 1994. P. 163–188.
206. Xu Wenliang, Sun Deyou and Zhou Yan. The division of Paleozoic tectonic units in Manzhouli-Suifenhé Transect indicated from igneous rocks // M – SGT Research Group, Lithospheric structures and evolution along Manzhouli-Suifenhé Geoscience Transect of China. Beijing: Seismic Publishing House, 1994. P.105–112 (in Chinese).
207. Yakubchuk A. The Baikaliide-Altaid, Transbaikal-Mongolia and North Pacific orogenic collages: similarity and diversity of structural patterns and metallogenic zoning // *The Timing and Location of Major Ore Deposits in an Evolving Orogen / Blundell D.J et al. (eds)*. Geological Society, London, Special Publication. 2002. N 204. P. 273–279.
208. Yakubchuk A.S., Edwards A.C. Auriferous Paleozoic accretionary terranes within the Mongol-Okhotsk suture zone, Russian Far East // *Proceedings Pacrim'99, 10–13 October 1999*. 1999. Bali, Indonesia. The Australian Institute of Mining and Metallurgy publication series, 4/99. P. 347–358.
209. Yang Q., Mizutani S., and Nagai H. Biostratigraphic correlation between the Nadanhada Terrane of NE China and Mino Terrane of Central Japan // *J. Earth Planet. Sci*. 1993. V. 40. P. 27–43.
210. Yin A., Nie S. A Phanerozoic palinspastic reconstruction of China and its neighbouring regions // *The tectonic evolution of Asia*. Cambridge University Press, 1996. P. 442–485.

211. Zhang K.-J. North and South China collision along the eastern and southern North China margins // *Tectonophysics*. 1997. V. 270. P. 145–156.
212. Zhao X., Coe R.S., Zhao Y., Wu H., Wang J. New paleomagnetic results from northern China: collision and suturing with Siberia and Kazakhstan // *Tectonophysics*. 1990. V. 181. P. 43–82.
213. Zhao X., Coe R.S., Gilder S.A., Frost G.M. Palaeomagnetic constrains on the palaeogeography of China: implications for Gondwanaland // *Australian Journ. Earth Sci.* 1996. V. 3. P. 643–672.
214. Zhao Chunjin, Peng Yujing, Dang Zengxin and Zhang Yunping. *Tectonic Framework and Crust-Evolution of Eastern Jilin and Heilongjiang Provinces*. Shenyang: Liaoning University Press, 1996. 172 p. (in Chinese).
215. Ziegler A.M., Rees P.M., Rowley D.B., Bekker A., Quing L., Hulver M.L. Mesozoic assembly of Asia: constrains from fossil floras, tectonics, and paleomagnetism // *The tectonic evolution of Asia*. Cambridge University Press, 1996. P. 371–400.
216. Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Kononov M.V. Absolute reconstructions of the Paleozoic oceans // *Earth. Plan. Sci. Lett.* 1985. V. 74, N 1. P. 103–116.

L.M. Parfenov, N.A. Berzin, A.I. Khanchuk, G. Badarch, V.G. Belichenko, A.N. Bulgatov, S.I. Dril, G.L. Kirillova, M.I. Kuzmin, W.J. Nokleberg, A.V. Prokopyev, V.F. Timofeev, O. Tomurtogoo, H. Yang

A model for the formation of orogenic belts in Central and Northeast Asia

A model for the formation of Late Riphean, Paleozoic and Early Mesozoic orogenic belts of Central and Northeast Asia, framing the North Asian and Sino-Korean cratons, and of Mesozoic and Cenozoic orogenic belts of the northwestern margin of the Pacific Ocean is substantiated in the context of plate tectonics. Systems of independent island arcs of Late Riphean, Vendian-Cambrian and Silurian-Devonian age are established that accreted to the North Asian craton to form Late Riphean, Early Paleozoic and Late Paleozoic orogenic belts. The formation of the Late Paleozoic-Early Mesozoic Mongol-Okhotsk and Solonker orogenic belts was related to the closure of ocean basins that existed at their place and to subduction of the oceanic crust beneath the adjacent continental margins upon which above-subduction magmatic arcs were located.

The Mesozoic and Cenozoic orogenic belts of the northwestern margin of the Pacific Ocean were forming in the process of convergence of the paleo-Pacific Ocean and North Asian plates. Mutual convergence of the oceanic and continental plates was accompanied by rifting, opening and subsequent closing of minor ocean basins in the rear of active continental margins and island arcs.

The formation of the orogenic belts discussed in this paper was accompanied by large (hundreds and thousands of kilometers) longitudinal strike-slip motions nearly subparallel to the continent-ocean boundary. This defined many characteristic features of the orogenic belts, such as their rectilinear or slightly curved shape in plan, discontinuous extension, lens-like thinning-out termination, and the absence of characteristic collisional granitoids and foredeeps conjugate to orogenic belts.