

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТониКИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Л.М. Парфенов Л.И. Попеко**, О. Томуртоого****

*Академия наук Республики Саха (Якутия), Якутский институт геологических наук СО РАН, г. Якутск

**Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск

***Институт геологии и минеральных ресурсов Академии наук Монголии, г. Улан-Батор

Монголо-Охотский орогенный пояс занимает осевое положение среди палеозойских орогенных поясов Центральной Азии и, в то же время, тесно связан с мезозойскими орогенными поясами запада тихоокеанского обрамления. Выяснение его природы имеет ключевое значение в определении взаимодействия плит смежных районов Палео-Тихого и Палео-Азиатского океанов и расшифровке истории формирования разновозрастных орогенных поясов Азии. Предложенные ранее модели формирования Монголо-Охотского пояса не объясняют характерные его особенности, такие как 1) линейная лентовидная форма; 2) прерывистость; 3) "слепое" окончание в Центральной Монголии; 4) отсутствие сопряженных, полно развитых пассивных континентальных окраин и возникающих на их месте складчато-надвиговых поясов; 5) отсутствие краевых прогибов и типичных коллизионных гранитов; 6) широкое распространение крупных (в сотни километров) продольных левосторонних сдвиговых перемещений, определяющих стиль деформаций; 7) распределение фаун разной палеобиогеографической принадлежности. Характерные особенности Монголо-Охотского пояса возможно обусловлены косым сближением Амурского супертеррейна (микроконтинента) с Сибирским континентом. Супертеррейн в раннем и среднем палеозое примыкал к Алтае-Саянской области, и этим объясняется сходство их кембрийских, силурийских, девонских и раннекаменноугольных фаун. В позднем палеозое и раннем мезозое Амурский супертеррейн (микроконтинент) продвигался вдоль южной окраины Сибирского континента в направлении с юго-запада на северо-восток (в современных координатах), последовательно причленяясь к континенту.

ВВЕДЕНИЕ

Монголо-Охотский орогенный пояс протягивается в виде узкой (до 300 км) прерывистой полосы на 3000 км от Удской губы Охотского моря до Центральной Монголии. В составе пояса устанавливаются океанические образования, представленные фрагментами офиолитов, базальтами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми отложениями, которые фаунистически датируются девоном и ранним карбоном, а в восточном его секторе также поздним палеозоем, триасом и ранней юрой. Предполагается наличие подобных образований раннепалеозойского и рифейского возраста. Пояс в верховьях р. Амур прерывается на 200 км, где обрамляющие его более древние континентальные блоки сходятся друг с другом (так называемый Аникинский порог), и "слепое" выклинивается на западном своем окончании в Центральной Монголии. Характерно отсутствие сопряженных с поясом полно развитых складчато-надвиговых поясов, возникающих на месте пассивных континентальных окраин, краевых прогибов и коллизионных гранитов. Монголо-Охотский пояс, существуя, представляет собой шовную зону (сутуру),

которая определяется как место столкновения крупных континентальных блоков [80], и поэтому некоторые авторы описывают его под этим названием [51, 95]. Шовная зона является характерным элементом строения орогенного пояса, наряду с другими элементами, такими как краевой прогиб, складчато-надвиговой пояс, сланцевый пояс, террейны различного типа и др. [94]. В данном случае весь орогенный пояс представлен практически лишь одной прерывистой шовной зоной, расположенной между древними континентальными блоками, в составе которой устанавливаются преимущественно террейны аккреционного клина различного типа и возраста.

Монголо-Охотский пояс, с одной стороны, занимает осевое положение среди палеозойских орогенных поясов Центральной Азии, а с другой стороны - тесно связан с мезозойскими орогенными поясами запада тихоокеанского обрамления. Выяснение природы Монголо-Охотского пояса имеет поэтому ключевое значение в определении взаимодействия плит смежных районов Палео-Тихого и Палео-Азиатского океанов и расшифровке истории формирования разновозрастных орогенных поясов Азии.

Начиная с середины 70-х годов, как в нашей стране, так и за рубежом было предложено несколько моделей формирования Монголо-Охотского пояса на месте океанического бассейна [28, 29, 31, 57, 59, 83, 84, 87, 89, 95]. Появилось понятие Монголо-Охотский океан. Вместе с тем, вплоть по настоящее время многие кардинальные вопросы, касающиеся природы этого океана, остаются не решенными, такие как время и механизм открытия Монголо-Охотского океана, его размеры, время и механизм закрытия.

В данной статье мы попытались оценить предложенные разными авторами модели формирования Монголо-Охотского орогенного пояса. С этой целью был выполнен террейновый анализ Монголо-Охотского пояса, проанализированы структуры обрамления пояса, сопряженные с его формированием, а также палеобиогеографические данные как в пределах пояса, так и в его обрамлении.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Монголо-Охотский пояс в восточной своей части протягивается вдоль южной окраины Северо-Азиатского кратона. Западнее, на территории Забайкалья и Монголии северным ограничением пояса является коллаж террейнов, аккрецированных к Северо-Азиатскому кратону в конце позднего докемб-

рия и раннем палеозое (рис. 1). Южным ограничением пояса является ряд древних массивов или террейнов (Керулено-Аргунский, Мамынский и Буреинский), в составе которых устанавливаются архейские кристаллические образования, разнотипные рифейские метаморфические толщи, а также мощные деформированные терригенные и карбонатные отложения кембрия. Характерны раннепалеозойские гранитные батолиты. Местами известны маломощные мелководные морские отложения девона, карбона, перми и триаса. Все эти террейны южного обрамления Монголо-Охотского пояса, по-существу, являются фрагментами раннепалеозойского орогенного пояса. Многие авторы обращают внимание на сходство в строении Керулено-Аргунского террейна с Тувино-Монгольским массивом или микроконтинентом, который располагается к западу и северо-западу от западного окончания Монголо-Охотского пояса [29]. Между Мамынским и Буреинским террейнами выделяется Нора-Сухотинский террейн с океаническими образованиями силура, девона и нижнего карбона, который "слепо" заканчивается на небольшом удалении от южной окраины восточного сектора Монголо-Охотского пояса, а к юго-западу продолжается на смежную территорию Китая и, по-видимому, соединяется с Южно-Монгольской тектонической зоной [29, 89].



Рис. 1. Тектоническое положение Монголо-Охотского орогенного пояса.

Террейны Амурского супертеррейна: АКА - Керулено-Аргунский, АМА - Мамынский, АБУ - Буреинский, АНС - Нора-Сухотинский.

Л.П. Зоненшайн с соавторами [29] все террейны южного обрамления Монголо-Охотского пояса объединяют в Амурский микроконтинент, который был сформирован как единое целое в конце палеозоя после замыкания Южно-Монгольской тектонической зоны [50, 66]. Южная граница Амурского микроконтинента или, если пользоваться терминами террейнового анализа, супертеррейна, определяется Солонкерской зоной Южной Монголии с раннепермскими океаническими образованиями, которая замкнулась в начале триаса [67]. На востоке супертеррейн граничит с мезозойскими структурами Сихотэ-Алинского орогенного пояса. Западная его граница остается неясной, поскольку здесь супертеррейн сопрягается с разновозрастными с ним каледонскими и герцинскими структурами Западной Монголии, Алтае-Саянской области и Казахстана. Л.П. Зоненшайн с соавторами [29] предполагают наличие здесь поперечных разломов. Завершение амальгамации Амурского супертеррейна в позднем палеозое не означает, что в последующее время в его пределах не могли происходить крупные перемещения по разломам, в том числе по крупным сдвигам. Б.А. Натальин [52, 89], например, полагает, что Буреинский террейн занял свое современное положение лишь в конце юрского периода и перемещен с юга по крупным левосторонним сдвигам.

В восточной части Амурского супертеррейна, в Приамурье и на смежной территории Китая, исключительно широко распространены гранитоиды, занимающие 70-90% его площади. Среди гранитоидов, наряду с раннепалеозойскими батолитами, устанавливаются гранитоиды позднепалеозойского и мезозойского возраста, геодинамическая природа и возрастное расчленение которых, к сожалению, остаются неясными.

ТЕРРЕЙНЫ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Террейновый анализ является методом регионального тектонического анализа орогенных поясов. Он основан на моделях концепции тектоники литосферных плит и заключается в выделении террейнов, определении их геодинамической природы, времени аккреции к смежным континентам или амальгамации в более крупные тектонические единицы - супертеррейны и составные террейны [60]. Террейн определяется как ограниченный разломами блок земной коры регионального размера, отличающийся от смежных с ним блоков (террейнов) историей своего геологического развития [79, 81]. Террейны являются фрагментами более крупных тектонических единиц, таких как кратоны, пассивные и активные континентальные окраины, островные дуги и др. Террейновый анализ был разработан при анализе структур и

истории формирования орогенных поясов Аляски, Кордильер Северной Америки, а в последние годы успешно применен при анализе структур всего севера тихоокеанского обрамления, включая российский Дальний Восток [85]. Опубликовано несколько схем выделения террейнов в пределах Монголо-Охотского орогенного пояса и его обрамления, которые заметно отличаются друг от друга [18, 31, 57, 83, 85]. Мы критически проанализировали предложенные ранее схемы и с учетом накопленного опыта наметили уточненный вариант террейнового районирования Монголо-Охотского орогенного пояса, который несомненно будет дорабатываться в дальнейшем (рис.2).

В пределах Монголо-Охотского пояса выделяются вытянутые на сотни километров вдоль его простирания лентовидные террейны, которые по составу слагающих их пород и строению классифицируются как террейны аккреционного клина [85]. В соответствии с предложенной ранее классификацией [85], среди них различаются террейны 2-х типов: террейны аккреционного клина типа А, сложенные преимущественно турбидитами, и террейны аккреционного клина типа Б, в составе которых преобладают преимущественно океанические образования. К первому типу относятся Хангай-Даурский, Унья-Бомский и Ульбанский террейны, ко второму типу - Агинский и Галамский террейны. Большинство террейнов разобщено на фрагменты, которые отстоят друг от друга на сотни километров или, наоборот, неоднократно совмещены друг с другом в плане в результате крупных (сотни километров) горизонтальных перемещений вдоль Монголо-Охотского пояса.

Хангай-Даурский террейн выделяется в западной части Монголо-Охотского пояса и состоит из двух фрагментов: Хангайского на западе и Хэнтэй-Даурского на востоке, разделенных узкой полосой пород Агинского террейна (см. рис. 2). Структурные соотношения фрагментов с западным окончанием Агинского террейна могут интерпретироваться как сдвиговый дуплекс с левосторонними смещениями на 100-150 км.

Террейн сложен глубоководными, сложно деформированными флишевыми отложениями силурийского, девонского и каменноугольного возраста с подчиненными горизонтами кремнистых пород, яшм, андезитов и андезибазальтов, а в верхах разреза - конгломератов [31]. В Хэнтэй-Даурском фрагменте разрез наращивается мелководными морскими песчаниками, алевролитами и конгломератами нижней перми - нижнего триаса [29]. На территории Монголии верхнесилурийско-нижнедевонские отложения подстилаются офиолитами, в составе которых установлены подушечные базальты типа СОХ и комплекс параллельных даек [93]. К сожалению, офиоли-

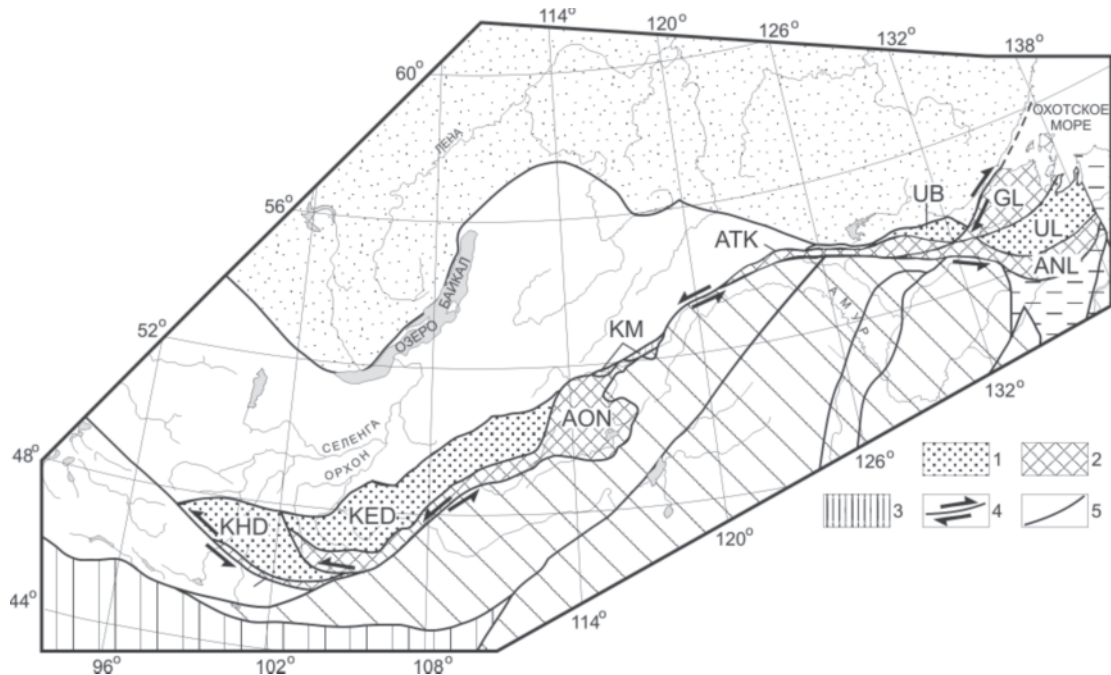


Рис. 2. Террейны Монголо-Охотского орогенного пояса.

1 - террейны аккреционного клина типа А, сложенные преимущественно турбидитами при подчиненной роли океанических образований (Хангай-Даурский террейн: KHD - Хангайский фрагмент, KED - Хэнтэй-Даурский фрагмент; UB - Унья-Бомский террейн, UL - Ульбанский террейн); 2 - террейны аккреционного клина типа В, сложенные преимущественно океаническими образованиями при подчиненной роли турбидитов (Агинский террейн: AON - Ононский фрагмент, ATK - Тукурингский фрагмент, ANL - Ниланский фрагмент, GL - Галамский террейн); 3 - террейны активной континентальной окраины (KM - Каменский террейн); 4 - сдвиги; 5 - разломы.

ты и кремнистые породы не датированы, и поэтому не известен возраст океанической коры, на которой в силуре, девоне и карбоне формировался аккреционный клин.

Унья-Бомский террейн, соответствующий Ланскому и Унья-Бомскому флишевым террейнам Б.А.Наталина [83], располагается на северной окраине Монголо-Охотского пояса и характеризуется последовательной сменой при удалении от кратона древних отложений более молодыми, что характерно для аккреционного клина. В его пределах девонско-каменноугольные образования к югу сменяются пермскими, затем триасовыми и ниже-среднеюрскими. Наряду с преобладающими флишевыми отложениями присутствуют базальты, глубоководные кремнистые и кремнисто-глинистые породы, а также мелко-водные породы, представленные конгломератами и песчаниками с растительным детритом, которые, по видимому, тектонически совмещены в едином разрезе. Характерны олистолиты с глыбами до нескольких десятков метров песчаников, алевролитов и известняков с кембрийскими и силурийскими окаменелостями [35, 73]

Унья-Бомский террейн субширотного простирания на востоке имеет торцовое сочленение с Галамским террейном северо-восточного простирания. Структуры террейна упираются в Галамский тер-

рейн, а в прошлом несомненно продолжались к востоку. Такие соотношения объясняются правосторонними сдвиговыми перемещениями вдоль их границы, произошедшими, по всей вероятности, в конце мезозоя [35]. Следует полагать, что Галамский террейн первоначально находился в 100-150 км северо-восточнее современного своего положения.

Вывод об определяющем значении крупных (в сотни километров) продольных перемещений вдоль Монголо-Охотского пояса подкрепляется изучением деформационной структуры пород Унья-Бомского террейна, которая определяется широким развитием линейности удлинения в виде минералов, минеральных агрегатов и галек конгломератов, вытянутых вдоль простирания пояса [51, 53].

Ульбанский террейн выделяется в восточной части Монголо-Охотского пояса. Он сложен преимущественно верхнетриасовыми и ниже-среднеюрскими турбидитами, тектонически смешанными с небольшими объемами среднеюрских кремней и метабазальтов, и, в целом, характеризуется последовательной сменой с юга на север более древних отложений более молодыми. Проведенный Б.А. Наталиным [83] кинематический анализ свидетельствует о южном направлении перемещений.

Агинский террейн, прослеживающийся на протяжении большей части Монголо-Охотского пояса,

состоит из трех фрагментов: Ононского и Тукурингского, расположенных на простирании друг друга, но разобщенных на 200 км в верховьях р. Амур в месте пережима всего орогенного пояса, а также продолжающего их на востоке Ниланского фрагмента. Примечателен коленообразный в плане изгиб Ононского фрагмента в районе Восточного Забайкалья, известный как Восточно-Забайкальская сигмоида. Форма сигмоиды свидетельствует о левостороннем сдвиговом смещении вдоль Монголо-Охотского пояса примерно на 100 км.

Террейн сложен преимущественно зелеными метаморфическими сланцами, в составе которых преобладают базальты типа СОХ, кремнисто-глинистые и кремнистые породы, отмечаются песчаники и известняки. Характерны фрагменты офиолитов, представленные ультраосновными породами, габбро и тоналитами [9, 17]. Известны находки глаукофановых сланцев [21]. Возраст пород недостаточно ясен. В Тукурингском фрагменте в их составе установлены ранне-среднедевонские кораллы, и на этом основании весь комплекс метаморфических пород датируется силуром-девоном [35]. В Ононском фрагменте также выделяются фаунистически охарактеризованные вулканогенно-кремнистосланцевые образования нижнего-среднего девона. Вместе с тем, большая часть метаморфических сланцев (ононская и кулиндинская свиты) датируется здесь поздним докембрием на основании находок онколитов и катаграфий в карбонатных породах [1]. Ряд геологов отмечает отличия в структурном плане ононской свиты и фаунистически охарактеризованных девонских образований [1]. Однако крупномасштабная геологическая съемка в центральной части Ононского фрагмента подтвердила структурное единство этих свит с фаунистически охарактеризованным девоном [9]. Отсутствие фаунистических остатков раннего палеозоя заставляет нас усомниться в рифейском возрасте метаморфических образований.

В пределах Ононского фрагмента на территории Восточного Забайкалья известны также фаунистически охарактеризованные отложения верхнего девона, нижнего и среднего карбона, представленные преимущественно мелководными морскими обломочными отложениями - песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами, реже - риолитами, дацитами и туфами (4000-4500 м), которые залегают несогласно на ононской свите и ниже-среднедевонских образованиях [8, 42]. Морские мелководные обломочные отложения нижней перми залегают несогласно как на каменноугольных отложениях, так и на ононской свите. Разрез венчается морскими отложениями верхнего триаса (2000 м), несогласно покрывающими ниже-среднекаменноугольные толщи. Вместе с тем, здесь же установлены непрерывные

разрезы верхней перми -триаса, представленные песчаниками, алевролитами, кремнистыми породами и базальтами (до 4000 м), которые слагают самостоятельный, ограниченный разломами блок почти изометричных очертаний (120 x 150 км), примыкающий с запада к Восточно-Забайкальской сигмоиде. Этот блок, получивший название Акша-Илинского, возможно представляет собой самостоятельный террейн, как это предполагалось ранее [61], но нельзя исключать, что он входит в состав Агинского аккреционного клина, а отмеченные выше мощные мелководные толщи верхнего девона, карбона и нижней перми являются накоплениями преддугового прогиба. В пользу заключения о формировании аккреционного клина в позднем палеозое и раннем мезозое свидетельствует находка на юге Восточного Забайкалья в поле распространения пород нижнего-среднего девона карбонатных пород с раннепермскими тетическими фузулинидами.

В северной части Тукурингского фрагмента также известны карбонатные тела с раннеюрскими фузулинидами и кораллами [35].

Ниланский фрагмент включает традиционно выделявшийся Ниланский антиклинорий, сложенный среднепалеозойскими (?), девонскими, каменноугольными и пермскими толщами, среди которых, наряду с преобладающими глинистыми, кремнисто-глинистыми образованиями и зеленокаменно измененными базальтами, присутствуют горизонты турбидитов. В западной части фрагмента средне-позднепалеозойские толщи подвержены интенсивному расщеплению и метаморфизму с образованием куполов.

Галамский террейн, расположенный на северо-восточном окончании Монголо-Охотского пояса, обладает характерными особенностями строения аккреционного клина. Он образован тремя ассоциациями пород силурийского, девонского и раннекаменноугольного возраста, которые тектонически совмещены и неоднократно повторяются в разрезе: 1) яшмы, ленточные кремни, кремнисто-глинистые сланцы, базальты; 2) терригенные слоистые толщи с признаками турбидитовой седиментации; 3) олистостромы, содержащие включения нижекембрийских известняков, кремнистых известняков, кремнистых пород и диабазов [54]. Пермские отложения, представленные конгломератами и песчаниками с флорой, слагают небольшие, ограниченные разломами клинья [64].

Наряду с террейнами аккреционного клина 2-х типов в Монголо-Охотском поясе намечается **Каменский террейн** активной континентальной окраины, образованный континентальными вулканогенно-осадочными толщами каменной свиты и гнейсовидными габбро и тоналитами, которые прерывистой цепочкой протягиваются на 150 км вдоль северной окраины центрального сектора Монголо-Охотского

пояса. Габбро, тоналиты и вулканиты по своим геохимическим характеристикам соответствуют надсубдукционным образованиям [22]. Природа слагающих террейнов образований рядом авторов определяется как островодужная [17, 22]. С таким определением не согласуется наличие в основании видимого разреза террейна мощной (около 1000 м) толщи конгломератов, сформированных в континентальной обстановке [9]. Конгломераты перекрываются дифференцированной серией андезитов, дацитов и риолитов. Органические остатки не известны. Возраст пород террейна определяется как позднетриасовый [8, 9] на основании К-Аг датировок вулканитов (212 млн лет) и предположения, что они стратиграфически перекрывают расположенные к югу от них фаунистически охарактеризованные отложения верхнего триаса. Однако этот контакт, скорее всего, тектонический. Нельзя исключать, что Каменский террейн является фрагментом расположенного севернее Селенгинского позднепалеозойско-раннетриасового вулcano-плутонического пояса, который вовлечен в деформационную структуру Монголо-Охотского орогенного пояса.

ВОЗМОЖНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ДУГИ, СВЯЗАННЫЕ С СУБДУКЦИЕЙ В ОБРАМЛЕНИИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА

Выделение в пределах Монголо-Охотского орогенного пояса террейнов аккреционного клина предполагает существование парных с ними магматических дуг, которые формировались в процессе субдукции и закрытия существовавшего на месте пояса океана. Наиболее отчетливо такая дуга устанавливается к северу от восточного сектора Монголо-Охотского пояса (рис. 3). Эта дуга включает *Удской вулcano-плутонический пояс*, выделяющийся в районе Удской губы Охотского моря, и продолжающий его к западу *Становой батолитовый пояс* [57]. Удской пояс образован преимущественно лавами и туфами базальтов и андезитов, которые переслаиваются с континентальными обломочными породами; верхняя часть разреза представлена лавами и туфами дацитов и риолитов, которые несогласно перекрываются грубообломочными породами с берриас-валанжинской флорой. Возраст пояса обычно определяется как позднеюрский или позднеюрско-раннемеловой [27], но может включать и несколько более древние, ранне- среднеюрские и даже позднетриасовые образования [13]. К-Аг методом возраст вулканических пород датируется в 118-176 млн лет. Интрузивные образования пояса представлены преимущественно гранодиоритами, а также диоритами, гнигитами, габбродиоритами и габбро. К-Аг методом они датируются в 150-190 млн лет [12].

Батолиты Станового пояса сходны по составу слагающих их пород с интрузивными образованиями Удского вулcano-плутонического пояса. Возраст их обычно считается позднеюрско-неокомовым, но начало магматизма может относиться и к более раннему времени, вплоть до триаса [12]. Отдельные К-Аг датировки гранитоидов достигают 200 млн лет.

Южно-Алданская система впадин, протягивающихся севернее, параллельно Становому батолитовому поясу и выполненным мощными (до 5000 м) угленосными толщами юры и низов мела, представляет собой тыловой прогиб мезозойской активной континентальной окраины [57, 59]. Располагающийся севернее обширный ареал мезозойского субщелочного и щелочного магматизма рассматривается также в составе тыловой зоны данной активной континентальной окраины [46, 59].

Удской вулcano-плутонический пояс и Становой батолитовый пояс протягиваются параллельно Унья-Бомскому террейну аккреционного клина Монголо-Охотского пояса. Формирование аккреционного клина, представленного Унья-Бомским террейном, происходило в позднем триасе - средней юре синхронно со Становым и Удским магматическими поясами и сопровождалось накоплением мощных флишевых толщ, которые могут представлять образования преддугового прогиба или глубоководного желоба. Принято рассматривать их в качестве единой тектонической пары, связанной с общей зоной субдукции [51, 57, 59]. Однако при такой интерпретации остается неясным продолжение активности этих магматических дуг в поздней юре и неоме, после завершения формирования аккреционного клина и закрытия океанического бассейна на месте восточного сектора Монголо-Охотского пояса.

На юго-западном продолжении Станового батолитового пояса в северном обрамлении Монголо-Охотского орогенного пояса выделяется *Селенгинский вулcano-плутонический пояс* средний карбон-раннетриасового возраста, который протягивается на 2000 км по территории Северной Монголии и Забайкалья [14, 19, 32, 39, 49, 76]. Пояс образован андезитами, трахиандезитами, дацитами, андезибазальтами, риолитами и трахириолитами, переслаивающимися с континентальными обломочными породами (3500 м). Плутонические образования представлены гранодиоритами, гранитами, граносиенитами и монцититами. В отличие от натровой известково-щелочной серии, формирующейся над зоной субдукции, породы Селенгинского пояса определяются как субщелочные и характеризуются высокими содержаниями K_2O [37]. Формирование пояса завершается в конце перми - начале триаса бимодальным щелочным магматизмом [37, 39].

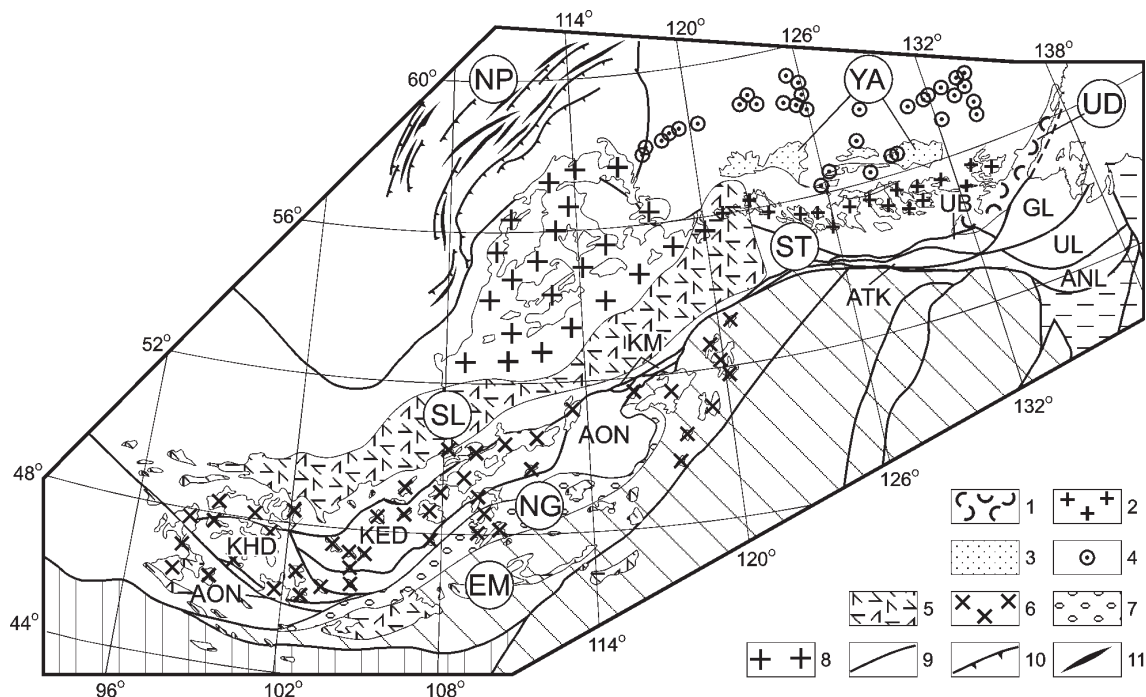


Рис. 3. Возможные, связанные с субдукцией магматические дуги в обрамлении Монголо-Охотского орогенного пояса.

Магматические дуги поздний триас (?) - раннемелового возраста: 1 - Удской вулcano-плутонический пояс (UD), 2 - Становой плутонический пояс (ST), 3 - Южно-Алданские юрские угленосные впадины задугового прогиба (YA), 4 - щелочные и субщелочные магматические породы.

Магматические дуги позднепалеозойско-раннетриасового возраста: 5 - вулcano-плутонические пояса (SL - Селенгинский, EM - Восточно-Монгольский); 6 - плутонические пояса; 7 - Северо-Гобийский преддуговой прогиб (NG); 8 - Баргузино-Витимский батолит; 9 - разломы; 10 - надвиги; 11 - оси складок (NP - Непская зона складок и надвигов).

Остальные условные обозначения те же, что к рис. 1 и 2.

Образование Селенгинского вулcano-плутонического пояса связывалось с автономной тектономагматической активизацией [40], внутриконтинентальным рифтогенезом [14] или активностью горячей точки в мантии Земли [29]. Л.А. Козубова с соавторами [39] отмечают зональность в размещении магматических образований нижней части разреза пояса, характерную для связанных с субдукцией окраинно-континентальных магматических дуг. В юго-восточной его части, вблизи границы с Монголо-Охотским поясом они представлены полно дифференцированными известково-щелочными вулканическими и плутоническими образованиями, которые к северу сменяются породами повышенной щелочности. В настоящее время ряд исследователей считают, что пояс определяет активную окраину континента на границе с Монголо-Охотским океаном [78].

Южнее Селенгинского вулcano-плутонического пояса в пределах Хангай-Даурского террейна протягивается пояс батолитов близкого возраста. Геодинамическая природа этих батолитов, образованных известково-щелочными гранодиоритами и

гранитами, а также временные соотношения с Селенгинским поясом недостаточно ясны. В пределах Хангайского фрагмента Хангай-Даурского террейна гранитоиды встречаются в гальке нижнепермских конгломератов [29]. Восточнее, в Хэнтэй-Даурском фрагменте этого же террейна гранитоиды прорывают каменноугольные отложения и перекрываются нижнетриасовыми отложениями [8]. Нельзя исключать, что батолиты и Селенгинский вулcano-плутонический пояс представляют собой единую окраинно-континентальную магматическую дугу, а различия в их составе отражают зональность, характерную для магматических дуг, связанных с субдукцией под окраину континента.

Следует, однако, обратить внимание на сходство Селенгинского вулcano-плутонического пояса с магматическими образованиями, которые характерны для намеченных в последние годы А.И. Ханчуком [74] на восточной окраине Азии меловой и поздний мел - палеогеновой трансформных границ континента. Повышенная щелочность пород Селенгинского пояса, возможно, определяется крутым по-

ложением зоны субдукции, которое обусловлено косым сближением океанской плиты с южной окраиной Сибирского континента.

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 и Rb-Sr данным, происходило в конце карбона - начале перми (320-290 млн лет) [78], т.е. примерно синхронно с формированием Селенгинского пояса. В составе батолита преобладают известково-щелочные гранитоиды пестрого состава, образование которых связывается с плавлением огромных объемов континентальной коры. Источником тепла для такого объемного гранитообразования мог быть только подток горячего мантийного вещества [78]. Обычно подток горячего мантийного вещества к земной коре приводит к рифтогенезу и массовому излиянию базальтов. В данном же случае условия сжатия и особенности структурной ситуации в обстановке тыловой зоны активной континентальной окраины не позволили базальтам прорваться к земной поверхности и привели к крупномасштабному плавлению континентальной коры и гранитообразованию. На условия сжатия, существовавшие в это время, определенно указывает наличие Непской складчатой зоны, которая располагается к северо-западу от Ангаро-Витимского батолита на окраине Сибирской платформы. Возраст деформаций Непской зоны, выраженных пологими надвигами и линейными складками, также является позднепалеозойским [47].

Л.П. Зоненшайн с соавторами [29] предполагают связь с зоной субдукции, сопряженной с Монголо-Охотским поясом, *Восточно-Монгольского вулcano-плутонического пояса* пермского возраста. Пояс, расположенный к югу от западного сектора Монголо-Охотского пояса, образован андезитами, дацитами, риолитами известково-щелочной серии, трахириолитами и субщелочными гранитами [38, 49, 76]. Вдоль его северной окраины протягивается *Северо-Гобийский прогиб*, образованный флишевыми отложениями карбона и мелководными морскими пермскими и раннетриасовыми отложениями с горизонтами вулканических пород. Этот прогиб может рассматриваться как преддуговой прогиб Восточно-Монгольской магматической дуги.

Восточнее, в Приаргунье широко распространены ундинские гранитоиды, представленные батолитоподобными телами габбродиоритов, гранодиоритов и реже гранитов и лейкогранитов. Они несогласно перекрыты верхнепермскими отложениями и присутствуют в гальке верхнепермских конгломератов. Вместе с тем, некоторые гранитоиды Приар-

гунья Rb-Sr методом датированы в 240 -250 млн лет и по своим петрохимическим и геохимическим характеристикам соответствуют гранитоидам активных континентальных окраин [23, 25]. Гранитоиды Приаргунья, возможно, следует рассматривать как продолжение Восточно-Монгольского вулcano-плутонического пояса. Борзинский прогиб Восточного Забайкалья, примыкающий с востока к Восточно-Забайкальской сигмоиде Монголо-Охотского пояса, располагается на продолжении Северо-Гобийского прогиба Монголии. Он выполнен верхнепермскими морскими песчано-алевролитовыми и конгломератовыми накоплениями, мощность которых по разным оценкам от 6000 до 11000 м, и, возможно, также является преддуговым прогибом этой единой активной континентальной окраины.

Еще далее к востоку, в Приамурье в пределах северо-восточной окраины Амурского супертеррейна на геологических картах показывается широкое площадное распространение гранитоидов триасового возраста, которые представлены гранитами, лейкогранитами, аляскитами [7]. Возраст и геодинамическая природа этих гранитоидов недостаточно ясны, в связи с отсутствием необходимых геохронологических и геохимических данных. Происхождение их связывалось с амальгамацией террейнов в единый Амурский супертеррейн [29], или они рассматривались в качестве субдукционных, связанных с субдукцией под окраину Амурского супертеррейна [85].

Без дополнительных данных невозможно определить, с какой из магматических дуг, Селенгинской или Восточно-Монгольской, сопряжен Агинский террейн аккреционного клина типа Б. В качестве рабочей гипотезы можно предположить, что этот аккреционный клин соответствует Восточно-Монгольской дуге, которая образована породами известково-щелочной серии и, следовательно, должна была сопровождаться "нормальной" зоной субдукции и полно развитым аккреционным клином. Селенгинская магматическая дуга обусловлена косой субдукцией, и в связи с этим здесь не происходило формирование аккреционного клина.

Значительные трудности возникают с установлением магматической дуги, сопряженной с Хангай-Даурским аккреционным клином. Присутствие в составе аккреционного клина потоков андезитовых лав свидетельствует о существовании в прошлом сопряженной с ним магматической дуги. Ранее рядом авторов в северном обрамлении Хангай-Даурского террейна, на территории Северной Монголии и Забайкалья намечался девонско-раннекаменноугольный Саяно-Забайкальский вулcano-плутонический пояс [14, 39]. Однако, согласно современным геохронологическим данным, большая часть гранитоидов Забайкалья, которые ранее датировались девонem и

ранним карбоном, имеют более молодой, позднекаменноугольный возраст и входят в состав рассмотренного выше Ангаро-Витимского батолита [78]. Девонские гранитоиды Северной Монголии отличаются повышенной щелочностью и принадлежат обширному ареалу анорогенных среднепалеозойских гранитоидов центральных и восточных районов Алтае-Саянской области [28, 29]. Приходится предполагать, что Хангай-Даурский террейн был разобщен со своей магматической дугой и занял современное положение лишь в конце палеозоя, возможно в результате крупномасштабных сдвиговых смещений, определяющая роль которых в формировании структуры орогенных поясов Центральной Азии все более осознается в последние годы [5, 89].

Галамский террейн аккреционного клина, расположенный на северо-восточной окраине Монголо-Охотского орогенного пояса, занял свое современное положение, как было показано выше, после правосторонних сдвиговых перемещений вдоль Монголо-Охотского пояса, по-видимому, в самом конце мезозоя. Правые сдвиги отмечены как на северной границе (Улигданский сдвиг) [35], так и внутри Галамского террейна [52, 54]. Более того, правосторонние сдвиговые смещения можно предполагать по зоне Южно-Якутских разломов, в южном крыле которых юрские интрузивные массивы, представляющие собой трещинные тела, образуют левосторонний эшелон [52, 71]. Ранее Галамский террейн распо-

лагался значительно северо-восточнее. Сопряженная с ним магматическая дуга может быть представлена фрагментами средне-позднедевонского вулканоплутонического пояса, которые известны на Охотском массиве. Аянский террейн, расположенный к северо-востоку от Галамского террейна на побережье Охотского моря и образованный девонскими обломочными и карбонатными породами, в том числе флишем (до 2000 м), может представлять фрагмент преддугового прогиба данной активной континентальной окраины.

ВОЗМОЖНЫЕ ФРАГМЕНТЫ ПАССИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН В ОБРАМЛЕНИИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА

Полно развитые ископаемые пассивные континентальные окраины, представленные складчатонадвиговыми поясами типа Верхоянского или Западно-Уральского, по периферии Монголо-Охотского пояса отсутствуют. Вместе с тем, по периферии пояса в ряде мест устанавливаются относительно небольшие прогибы и террейны с мощными деформированными толщами осадочных пород различного возраста. Эти прогибы и террейны, примыкающие к Монголо-Охотскому поясу по разломам, сопоставляются с пассивными континентальными окраинами [29]. В северном обрамлении пояса к данному типу относятся Шевлинский и Куналейский террейны, в южном обрамлении - Ольдойский террейн, Верхнеамурский и Восточно-Забайкальский прогибы (рис. 4).

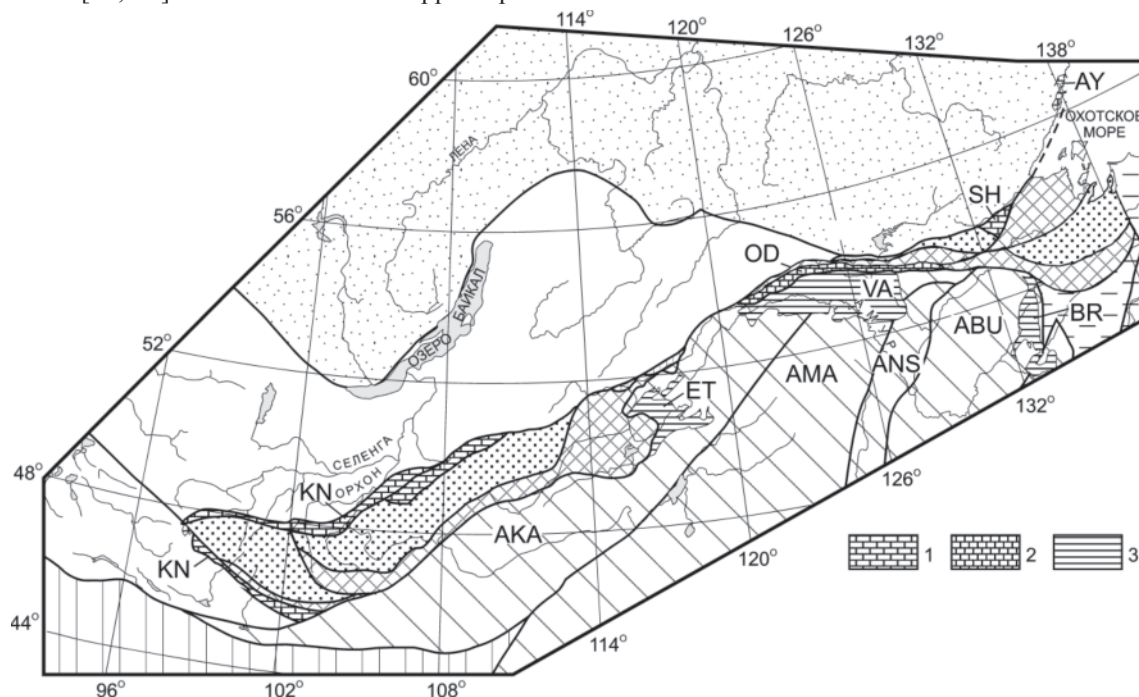


Рис. 4. Фрагменты возможных пассивных континентальных окраин в обрамлении Монголо-Охотского пояса.

1-рифейско-раннепалеозойского возраста (KN - Куналейский террейн, SH - Шевлинский террейн); 2 - среднепалеозойского возраста АУ- Аянский террейн, ОД - Ольдойский террейн); 3 - мезозойского возраста (VA - Верхнеамурский прогиб, BR - Бурейский прогиб, ЕТ -Восточно-Забайкальский прогиб).

Остальные условные обозначения те же, что к рис. 1 и 2.

Шевлинский террейн, примыкающий с северо-запада к Галамскому террейну, образован карбонатными и обломочными породами кембрия, нижнего ордовика, среднего и верхнего девона (около 9000 м). В составе нижнего кембрия присутствует толща базальтов (около 1500 м).

Куналейский террейн объединяет ряд линейных фрагментов, протягивающихся вдоль западного и северо-западного обрамления Монголо-Охотского пояса. На территории Монголии в основании разреза террейна выделяется толща зеленых сланцев, образованная песчано-глинистыми аркозовыми отложениями с бимодальными вулканитами и известняками с позднерифейскими строматолитами [6]. Разрез наращивается карбонатно-сланцевой толщей с вендскими микрофитолитами и раннекембрийскими водорослями, которая прорвана гранитами. Все эти образования, включая граниты, несогласно перекрыты пестроцветными верхнеордовикскими отложениями. На западном обрамлении Монголо-Охотского пояса Куналейский террейн включает Баян-Хонгорские офиолиты, датированные в 569 млн лет [20, 34, 41], которые слагают протяженный линейный олистоплак, залегающий внутри карбонатно-сланцевой толщи и совместно с ней деформированный [72].

Ольдойский террейн, примыкающий с юга к восточному сектору Монголо-Охотского пояса, образован мелководными морскими карбонатными и обломочными отложениями силура, девона и нижнего карбона (до 6000 м). Небольшие, не показанные на карте фрагменты средне- верхнедевонских и нижнекаменноугольных пород сходного состава, известны на южной окраине Монголо-Охотского пояса в Восточном Забайкалье.

Верхнеамурский прогиб выполнен юрскими отложениями, которые с угловым несогласием перекрывают палеозойские деформированные толщи Ольдойского террейна. Нижне- среднеюрские отложения представлены сложно деформированными флишевыми толщами (до 6000 м). Средне- и верхнеюрские отложения, залегающие согласно на нижне- среднеюрских, в своем распространении смещаются к юго-востоку, где несогласно перекрывают разновозрастные образования Амурского супертеррейна. Они представлены конгломератами, гравелитами, дресвяниками с прослоями аргиллитов, туфов, углей (2000-4000 м) и являются, по-существу, орогенными образованиями.

Восточно-Забайкальский прогиб примыкает с востока к Восточно-Забайкальской сигмоиде и располагается на окраине Амурского супертеррейна. По составу слагающих его нижне- и среднеюрских отложений и общим особенностям строения он сходен с Верхнеамурским прогибом. На границе с Монголо-Охотским поясом он сложен мощными (около 5000

м) мелководными алевролитами и песчаниками, которые характеризуются простыми линейными складками. К востоку они сменяются средне- верхнеюрскими континентальными конгломератами и песчаниками (до 7000 м), которые залегают полого, несогласно перекрывая сложно деформированные рифейские, нижнепалеозойские толщи и прорывающие их позднепалеозойские гранитоиды.

Верхнеамурский и Восточно-Забайкальский прогибы по своему строению более сходны с крайними прогибами, чем с пассивными континентальными окраинами, стратиграфический разрез которых наращивается при удалении от континента. Если принять представление об орогенной природе этих прогибов, то следует признать, что начало орогенеза в центральном секторе Монголо-Охотского пояса датируется ранней юрой.

ПЕРЕКРЫВАЮЩИЕ И "СШИВАЮЩИЕ" ОБРАЗОВАНИЯ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА

Возраст образований, которые перекрывают террейны Монголо-Охотского орогенного пояса и "сшивают" их друг с другом и со структурами обрамления, становится последовательно все более молодым вдоль его простирания в направлении с запада на восток, что связывается с последовательным закрытием существовавшего на его месте Монголо-Охотского океанического бассейна [29]. Наиболее древними образованиями рассматриваемого типа являются позднепалеозойские гранитоиды, которые широко распространены в пределах Хангай-Даурского террейна и "сшивают" террейн со структурами северного и западного обрамления Монголо-Охотского пояса. Важно обратить внимание, что эти гранитоиды нигде не пересекают Главный Монголо-Охотский разлом, являющийся северным ограничением Монголо-Охотского пояса, восточнее меридиана 114° (рис. 5).

В Монголии и Забайкалье широко распространены средне- позднеюрские образования, представленные системами грабенов, выполненных континентальными осадочными и вулканогенными породами повышенной щелочности, а также полями вулканитов и интрузивами гранитоидов, монцонитов и редкометалльных гранитов. Все эти образования широко распространены как в пределах всех террейнов Монголо-Охотского пояса западнее меридиана 120°, так и в пределах смежных северного и южного его обрамлений. При этом грабены образуют протяженные цепочки, ориентированные под острым углом к общему простиранию пояса.

Восточнее, между меридианами 120° и 132° наиболее ранние перекрывающие образования представлены континентальными молассами поздней юры, которые слагают узкие (в несколько километ-

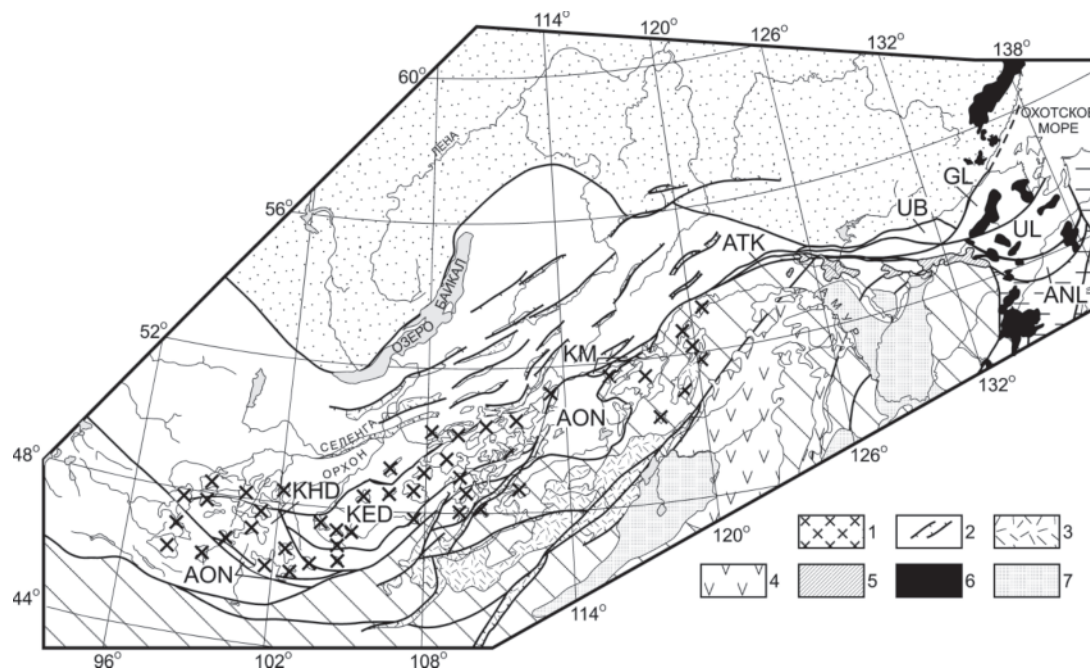


Рис. 5. Перекрывающие и «сшивающие» образования Монголо-Охотского орогенного пояса.

1 - позднепалеозойские гранитоиды, 2 - среднеюрско-раннемеловые рифтовые впадины; 3 - среднеюрские-раннемеловые бимодальные вулканы и щелочные плутонические образования; известково-щелочные вулканоплутонические пояса; 4 - позднеюрского возраста, 5 - раннеэоценового возраста, 6 - поздний эоцен - позднемелового возраста; 7 - кайнозойские отложения.

Остальные условные обозначения те же, что к рис. 1 и 2.

ров) протяженные синклинали вдоль северной и южной границ Монголо-Охотского пояса. Умлекано-Огоджинский вулканоплутонический пояс, образованный эоценовыми континентальными вулканами и гипабиссальными телами диоритов, гранодиоритов, гранитов и гранит-порфиров, перекрывает южную окраину восточного сектора Монголо-Охотского пояса и смежную окраину Амурского супертеррейна.

В крайней восточной части Монголо-Охотского пояса перекрывающие и "сшивающие" образования представлены полями континентальных вулканитов и сопряженных с ним гранитоидов поздний эоцен - позднемелового возраста, которые протягиваются в северо-восточном и долготном направлениях, перекрывая Галамский и Ульбанский террейны, Ниланский фрагмент и смежную окраину Амурского супертеррейна.

О ВРЕМЕНИ И МЕХАНИЗМЕ ЗАЛОЖЕНИЯ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОКЕАНА

Время образования океанического бассейна, существовавшего на месте Монголо-Охотского пояса, и механизм открытия этого океана остаются неясными. Рифейский возраст кулиндинской и ононской свит Агинского террейна в Восточном Забайкалье с наиболее древними океаническими об-

разованиями, как отмечалось выше, проблематичен. Необходимы целенаправленные поиски в этих образованиях остатков микрофауны. В пределах большей части Монголо-Охотского пояса наиболее древние фаунистически охарактеризованные отложения датируются девонем. В Хангай-Даурском террейне известны единичные находки силурийской фауны. Силурийские отложения известны также в составе Галамского террейна, но этот терреин принадлежит другой окраине Сибирского континента и занял свое положение на востоке Монголо-Охотского пояса относительно недавно.

Обращает на себя внимание отсутствие пассивных континентальных окраин вдоль северной границы Монголо-Охотского пояса. Шевлинский и Куналейский террейны, примыкающие с севера соответственно к восточному и западному окончаниям Монголо-Охотского пояса, сложены образованиями более древними, чем Монголо-Охотский пояс, и принадлежат его обрамлению. Северная граница пояса "срезает" южную границу Северо-Азиатского кратона, раннекаледонские структуры Забайкалья и Северной Монголии, Шевлинский и Куналейский террейны. Такие соотношения свидетельствуют об относительно молодом, ордовикско-силурийском времени заложения океана, существовавшего на месте Монголо-Охотского пояса. Если Монголо-Охотский

океан возник в результате рифтогенеза, в соответствии с принятыми в настоящее время в рамках тектоники литосферных плит моделями, то не ясно, почему нет следов последующего термального опускания смежной континентальной окраины и формирования на ней мощных осадочных клиньев. Заложение Монголо-Охотского океана, возможно, обусловлено крупными сдвигами, которые "срезали" южную (в современных координатах) окраину Северо-Азиатского кратона и аккретированные к ней в кембрии террейны, и в дальнейшем параллельно образованной окраине континента происходило скольжение смежной океанической плиты. Такие поднятые окраины кратонов ранее было предложено относить к трансформным [58].

ХОРОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ДРЕВНЕЙ БИОТЫ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ

Начиная с кембрия, в пределах рассматриваемой территории прослеживается палеобиогеографическая дифференциация фауны. Особенности таксономического состава атдабанских археоциат свидетельствуют, что северное и южное обрамление Монголо-Охотского пояса относятся к разным палеобиогеографическим провинциям [4, 63]. Все 17 родов археоциат второй половины атдабанского века, известные в Шевлинском террейне, присутствуют на Сибирской платформе. Общими является и ряд видов: *Archaeolynthus sibiricus*, *A. naliivkini*, *Tumuliolynthus (Propriolynthus) vologdini*, *Fransuasaecyathus elegans*, *Lenocyathus lenaicus*, *Voronincyathus karacolicus*, *Coscinocyathus vsevolodi*, *C. dianthus*, *Retecoscinus retatabulae*.

Атдабанские археоциаты из известняковых включений в меланже Галамского террейна также сходны с сибирскими. Их связывают 8 родов и ряд общих видов. Руководящие формы этого возрастного уровня *Kotuyicyathus kotuyikensis*, *Heckericyathus heckeri*, *Batchatocyathus tunicatus*, а также представители рода *Geocyathus* совместно встречаются только на Сибирской платформе [33].

Амурский супертеррейн характеризуется атдабанскими сообществами археоциат иной палеобиогеографической принадлежности. Они сходны с археоциатами Алтае-Саянской провинции. Среди раннеатдабанских археоциат Мамынского террейна присутствуют 18 родов, общих с известными в Восточном Саяне. Общими являются и 15 видов [4]. В средне- и позднеатдабанское время сходство археоциат Амурского супертеррейна с восточносаянскими проявилось в наличии 15 общих родов (*Archaeolynthus*, *Tumuliolynthus*, *Capsulocyathus*, *Aldanocyathus*, *Robustocyathus*, *Tumulocyathus*, *Orbicyathus*, *Terraecyathus*, *Pretiosocyathus*, *Voronincyathus*,

Coscinocyathus, *Dictyocyathus*, *Protopharetra*, *Metalletes*, *Bicyathus*) и трех общих видов [4]. К этой же провинции относится комплекс археоциат из разновозрастных отложений приаргунской и прикеруленской частей Амурского супертеррейна [10, 36].

Археоциаты как каркасостроители органических построек обитали в тропических и субтропических морях, поэтому палеобиогеографическая дифференциация их обусловлена не климатическими причинами, а палеогеографическими барьерами, скорее всего обширными океаническими пространствами. Во всяком случае наличие ее в пределах рассматриваемой территории допускает расхождение Восточно-Азиатского кратона и фрагментов Амурского супертеррейна на расстояния, обеспечивающие изоляцию популяций, достаточную, чтобы проявиться в столь разном таксономическом составе.

Тесные биогеографические связи Амурского супертеррейна с Алтае-Саянской областью прослеживаются и в последующие периоды палеозоя. Наиболее четко они выражены в составе бентоса, в частности, в особенностях брахиоподовых сообществ. Силурийские отложения супертеррейна содержат туवलловую фауну, характеризующуюся присутствием родов *Tuvaella* и *Tannuspirifer*, наряду с *Strophonella*, *Maoristrophia*, *Stegerhynchella* и др. [75]. Она известна в Ольдойском, Мамыньском, Керулено-Аргунском и Нора-Сухотинском террейнах. Возраст этих сообществ определяется в интервале венлок - пржидол. Аналогичные ассоциации присутствуют в силурийских образованиях Горного Алтая, Рудного Алтая, Тувы, Монголии, Чингиз-Тарбагатайской зоны Казахстана, Джунгаро-Хинганской зоны Северного Китая [65].

Иной таксономический состав имеют венлок - лудловские брахиоподы Аянского и Галамского террейнов. Для них характерны роды *Dolerorthis*, *Ancilotoechia*, *Zigospirella*, *Eocella* и др., известные на территории российского Северо-Востока и характеризующие Охотскую провинцию [63, 75].

Столь же различны по своей биогеографической принадлежности брахиоподы раннего и начала среднего девона Галамского террейна, с одной стороны, и всех составных частей Амурского супертеррейна - с другой. Так, галамское позднепражское брахиоподовое сообщество включает роды *Leptagonia*, *Stropheodonta*, *Boucotia*, представленные видами, характерными для российского Северо-Востока, в то время как в амурские ассоциации входят роды *Platyorthis*, *Schizophoria*, *Leptagonia*, видовой состав которых свидетельствует о принадлежности к Монголо-Охотской провинции, включающей также Туву и Монголию [15]. Биогеографические различия между брахиоподовыми комплексами этих территорий сохраняются в эмс - эйфельское время [63]. Со второй

половины живетского века различия между комплексами брахиопод стираются, и в позднем фране - фамене они представлены одинаковыми ассоциациями. Ранне-среднедевонские фаунистические сообщества Аянского террейна представлены исключительно термофильными элементами - кораллами, граптолитами, конодонтами. В составе одновозрастной биоты в Агинском и Джагдинском террейнах присутствуют только единичные кораллы, крайне бедные в систематическом отношении, а в последнем - также брахиоподы, характерные для Монголо-Охотской провинции [73].

Сходство силурийских и ранне- среднедевонских фаун Галамского и Аянского террейнов с фаунами Северо-Востока России подкрепляет сделанный выше вывод о том, что Галамский терреин занял свое современное положение относительно недавно в результате крупномасштабных правосторонних сдвиговых перемещений.

Позднефаменские (этреньские) - ранневизейские мшанки и брахиоподы Амурского супертеррейна имеют удивительное сходство с одновозрастными комплексами Рудного Алтая и Кузбасса. Как систематический состав мшанок, так и общие тенденции изменения его во времени совпадают с установленными В.П.Нехорошевым для Рудного Алтая [55, 62]. В сообществах мшанок позднего фамена (этрень) обоих регионов как по числу и составу родов, так и по количеству экземпляров преобладают представители *Trepotomida*. *Fenestrida* немногочисленны и однообразны. С раннетурнейским временем как в Рудном Алтае, так и в Забайкалье и Верхнем Приамурье совпадает расцвет отряда *Fenestrida*. Он представлен многочисленными *Reteporina*, *Semicoscinium*, *Reteporidra*, весьма своеобразным родом *Arborocladia*. В позднем турне роды, определяющие облик раннетурнейского комплекса, отсутствуют, но появляются другие представители отряда *Fenestrida* - *Hemitrypa* и *Polypora*, возрастает разнообразие фенестелл. Широко представлен отряд *Rhabdomesida*. Своеобразие ранневизейским комплексам придает большое количество колоний *Rhombopora*, *Saffordotaxis* и особенно *Sulcoretepora*. Сходство мшанок рассматриваемых регионов не ограничивается таксонами родового и более высоких рангов. В составе комплексов присутствуют многочисленные общие виды. Аналогичное сходство обнаруживают и брахиоподы [3, 16, 43, 68].

Общность силурийских, девонских, турнейских и ранневизейских брахиопод и мшанок Амурского супертеррейна и Алтае-Саянской области и их отличие от одновозрастных фаун Сибирской платформы и Северо-Востока России не могут быть случайными. Миграция этих прикрепленных бентосных организмов осуществляется в период кратковременной планктонной личиночной стадии. У современ-

ных замковых брахиопод продолжительность планктонной стадии личинок составляет около 30 часов, у мшанок - около двух недель. Личинки брахиопод весьма требовательны к условиям батиметрии, температуры, солености воды [26]. Вероятность массового переноса личинок, даже с учетом морских течений, через широкие океанические пространства весьма сомнительна. Специфика расселения брахиопод и мшанок, с одной стороны, и наличие значительного числа общих родов и видов в силурийских, девонских и раннекаменноугольных отложениях Алтае-Саянской области и Амурского супертеррейна - с другой, свидетельствуют о возможности прямых миграций и позволяют предположить сближенное положение террейнов и наличие сообщающихся шельфовых морей.

Поздневизейско-раннесерпуховский мергенский комплекс брахиопод, мшанок, двустворок, криноидей и флоры, легко коррелирующийся с синхронным евсеевским горизонтом Кузбасса [43], характерен для северного обрамления Монголо-Охотского пояса в Забайкалье и Северной Монголии, а также для Агинского террейна (чиронская серия). Отдельные элементы мергенского комплекса фауны присутствуют в Хангай-Даурском и Унья-Бомском террейнах [2, 42, 73].

В поздневизейское - раннесерпуховское время фаунистические комплексы Монголо-Охотского пояса и его обрамления начинают приобретать черты сходства с одновозрастными сообществами российского Северо-Востока и Южного Верхоянья. Ряд видов мшанок этого возраста (*Fabifenestella fabalis*, *F. sibirica*, *Spinofenestella ungadyjensis*, *Nikiforovella vachromeevi*, *Sulcoretepora mergensis*) присутствуют в средней части магарского надгоризонта в Приколывье. Из южноверхоянских комплексов брахиопод наиболее близок мергенскому позднеовлачанский. Он, хотя и является существенно иным, но содержит небольшое количество общих и близких характерных видов: *Plicatifera* sp., *Lanipustula tyraensis* (= *L. baicalensis*), *Cupulorostrum tixensis* (= *C. mergensis*), *Orulganina gunbiniana* [43]. Сходство с южноверхоянскими сообществами брахиопод усиливается в позднесерпуховское - раннебашкирское время. Фауна соответствующего этому времени харашибирского горизонта, известная в Агинском и Унья-Бомском террейнах, а также в северном обрамлении Монголо-Охотского пояса в Забайкалье, генетически тесно связана с мергенской, но резко обеднена по сравнению с ней. Она содержит ряд форм (*Jakutoproductus* sp., *Semicostella kotljarae*, *Waagenoconcha* cf. *sarytschewae*, *Antiquatonia posthindi*), характерных для хатынахского горизонта Южного Верхоянья и его аналогов на Северо-Востоке. Морские связи с Алтае-Саянской областью в это время уже не прослеживаются.

ся. Отложения этого возраста там представлены континентальными угленосными образованиями. Однако совместные с харашибирской фауной находки растительных остатков *Abacanidium* sp., *Angaropteridium vescum*, *A. cardiopteroides*, "*Noeggerathiopsis*" *tschirkovae*, *Rhodea yavorskyi* позволяют коррелировать харашибирский горизонт с каёзовским горизонтом Кузбасса, т.е. с уровнем так называемого флористического скачка, смены лепидофитовой флористической формации кордаитовой [24,48], и считать, что территории обитания этих флористических комплексов находились в одном климатическом поясе.

Наиболее молодые (башкирские) фаунистически охарактеризованные образования карбона Монголо-Охотского пояса, известные в Агинском и Унья-Бомском террейнах, содержат брахиопод *Jakutoproductus parvulus*, *Semicostella maslennikovi*, *Balakhonia insinuata*, *Rotaia kolymaensis*, *Orulgania tukulaensis*, *Neospirifer licharewi*, *Torynifer larini*, *Tomioopsis convexa*, мшанок *Rectifenestella berejensis*, *Primorella tenuis*, двустворчатых моллюсков *Aviculopecten obliquus*, *Crenipecten circularis*, *Pentagrammysia altaica*, криноидей *Tschironocrinus tschironensis*, *Burovicrinus subconcentricus* [43]. Большинство этих видов, особенно брахиопод, прослежено в Верхоянье и на Северо-Востоке.

В нижней перми Монголо-Охотского пояса (Агинский террейн, жипхошинская свита) доминирует эндемичный бореальный род брахиопод *Jakutoproductus*, образующий иногда монотаксонные скопления. Для поздней перми характерно присутствие мшанок *Permofenestella*, *Maychella*, брахиопод родов *Magadania*, *Attenuatella*, *Cancrinelloides*, *Tumarinia*, иноцерампоподобных двустворок *Kolymia*, *Maitaia*, широко распространенных в Верхоянье и на Северо-Востоке.

Все позднепалеозойские морские фауны Монголо-Охотского пояса и его обрамления несут ярко выраженные черты принадлежности к Бореальной области: меньшее, по сравнению с тетической биотой, разнообразие, отсутствие фузулинид, рифостроящих кораллов и ряда типично тетических таксонов, например, брахиопод *Gigantoproductus*, *Striatifera* и др. В связи с этим находки упоминавшихся выше раннепермских фузулинид в Ононском и Тукурингском фрагментах Агинского террейна представляются парадоксальными. Сопутствующая бореальной фауне позднепалеозойская флора типично ангарская. Она характеризуется отсутствием папоротников и птеридосперм с крупными вайями, преобладанием листопадных растений с пикноксилитическими стволами, имеющими отчетливые кольца прироста в древесине, что свидетельствует о сезонном климате с зимними температурами ниже 0°C, т.е. об обитании этой флоры в умеренных широтах. В состав Ангарской

области (в перми - царства) входило как северное, так и южное (Амурский супертеррейн) обрамление Монголо-Охотского пояса [24, 48].

Нижний триас, распространенный в пределах Монголо-Охотского пояса крайне ограниченно, охарактеризован бореальными (*Atomodesma*) и космополитными (*Eumorphotis*, *Claraia*) родами двустворок. Среднетриасовые фауны не известны. Позднетриасовая морская биота однотипна с таковой Верхоянья и Северо-Востока. В ней доминируют двустворки (*Otapiria*, монотиды *Eomonotis scutiformis*, *Monotis ochotica*, *M. zabaicalica*). Раннеюрская биота, также относящаяся к Бореальной зоохории, характеризуется космополитными аммонитовыми ассоциациями. В средней юре здесь сформировались эндемичные сообщества головоногих и двустворчатых моллюсков, типичных для Северо-Тихоокеанской области [II].

ВОЗМОЖНЫЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

На первый взгляд наиболее простым и логичным объяснением происхождения Монголо-Охотского орогенного пояса выглядит модель относительно небольшого раздвига, типа современного Красного моря [44]. Действительно, по обе стороны от орогенного пояса располагаются каледонские структуры, которые, как следует предполагать в данном случае, в прошлом составляли единое целое. В связи с рифтогенезом, в ордовике - силуре возникла относительно узкая расщелина с корой океанического типа, которая закрылась в результате сближения обрамляющих жестких блоков в конце палеозоя - мезозое. Вместе с тем, как бы данная модель не выглядела заманчивой, ее приходится отставить не только по причине отсутствия пассивных окраин соответствующего рифтингу возраста. Убедительные доводы в этом отношении были приведены Л.П. Зоненшайном с соавторами [29]. Согласно палеомагнитным данным, Северо-Азиатский кратон в девоне находился примерно на северных широтах 50-60° и продвигался по направлению к Северному полюсу (рис. 21 в [29]). Если бы Амурский супертеррейн южного ограничения Монголо-Охотского пояса занимал положение относительно кратона, близкое к современному, то он должен был находиться в то время около Северного полюса, тогда как вблизи южной окраины супертеррейна известен среднедевонский барьерный риф протяженностью около 1000 км. Приведенные выше палеобиогеографические данные указывают, что Амурский супертеррейн в кембрии, силуре, девоне и начале карбона находился вблизи Алтае-Саянской области.

Широкое распространение получили модели, несколько отличающиеся друг от друга, но главным

содержанием которых является то, что закрытие океана, существовавшего на месте Монголо-Охотского пояса, происходило путем взаимного вращения Сибири и Амурского супертеррейна навстречу друг другу и их последовательного сближения в направлении с запада на восток подобно сходящимся лезвиям ножниц, начиная с конца карбона - начала перми на западе и до конца юры на востоке [29, 84, 87, 95]. Согласно этим моделям, в восточной части Монголо-Охотского пояса под смежные окраины Сибири и Амурского супертеррейна необходимо субдуцировать примерно 3000-4000 км океанской коры и следует ожидать существования обусловленных субдукцией магматических дуг, развивавшихся длительное время, в течение перми и большей части мезозоя. Надсубдукционные магматические дуги столь длительного развития, которые бы обрамляли Монголо-Охотский пояс на всем его протяжении, здесь отсутствуют. По периферии восточного сектора Монголо-Охотского орогенного пояса устанавливаются лишь юрско-неокомовые Удская вулканоплутоническая и Становая плутоническая дуги. Более древние магматические дуги, среднекаменноугольно-раннетриасового возраста намечаются западнее по периферии центрального и западного секторов Монголо-Охотского пояса. При ортогональном столкновении гигантских континентальных масс, каковыми являются Сибирский континент и Амурский супертеррейн, следует ожидать развития коллизионных гранитов, которые практически отсутствуют, и краевых прогибов. Структуры, сопоставимые с краевыми прогибами, здесь развиты фрагментарно. К ним могут относиться Восточно-Забайкальский и Верхнеамурский прогибы, а также небольшие приразломные синклинали, выполненные верхнеюрскими континентальными отложениями восточного сектора Монголо-Охотского пояса. В моделях вращения Сибири и Амурского супертеррейна приходится изгибать жесткие структуры западного обрамления Монголо-Охотского пояса (см. например, рис. 7 в [30] и рис. 21.53 (F) в [89]). При таком изгибе следует ожидать появление гигантских трещин растяжения, радиально расходящихся от западного окончания Монголо-Охотского пояса. Возраст этих трещин должен быть позднекаменноугольно-пермским по модели [30] и триасовым по модели [89]. Такие трещины здесь неизвестны.

Дж. Шенгер и Б.А. Натальин [89] первыми обратили внимание на определяющее значение крупных сдвиговых перемещений (в сотни и даже в тысячи километров) при формировании разновозрастных орогенных поясов Центральной Азии. Как показали авторы, такие перемещения происходили на всех этапах формирования орогенных поясов, начиная со стадии субдукции и кончая коллизией континенталь-

ных блоков. Представляется, что модель ножниц в сочетании с крупными продольными перемещениями, которые обусловлены взаимным вращением Сибирского континента и Амурского супертеррейна, сможет ответить на многие загадочные вопросы, касающиеся формирования Монголо-Охотского орогенного пояса. Модель формирования орогенных поясов Центральной Азии, предложенная Дж. Шенгером и Б.А. Натальиным [89], представляет собой попытку именно такого решения кинематической задачи, но она основана на представлении об определяющей роли правосторонних сдвиговых перемещений, вдоль которых происходило расчленение единой Тувино-Монгольской дуги на фрагменты и последовательная их аккреция к Сибирскому континенту в направлении с востока на запад. Вместе с тем, как было показано выше, общие особенности структуры Монголо-Охотского пояса свидетельствуют об определяющей роли левосторонних сдвиговых перемещений. Более перспективным представляется решить кинематическую задачу формирования Монголо-Охотского орогенного пояса в рамках глобальной модели, предложенной А.М. Зиглером и др. [95], согласно которой общее движение континентальных масс Центральной Азии в позднем палеозое и раннем мезозое, наряду с вращением навстречу к Сибири, происходило в направлении с запада на восток (в современных координатах) и могло сопровождаться продольными левосторонними сдвиговыми смещениями. При этом более логичное объяснение получают биогеографические данные о сходстве силурийских, девонских и раннекаменноугольных фаун Амурского супертеррейна с фаунами Алтае-Саянской области.

В настоящее время без решения многих кардинальных вопросов геологии Монголо-Охотского пояса и его обрамления было бы преждевременным представлять законченную кинематическую модель его формирования. Здесь можно было бы обратить внимание лишь на ряд моментов. В перми Северо-Азиатский кратон, согласно палеомагнитным данным, находился на широтах 50-70° и был повернут относительно современного его положения против часовой стрелки примерно на 90° [56]. Сино-Корейский кратон по палеомагнитным данным в это время находился в районе экватора [82], т.е. на расстоянии в несколько тысяч километров к юго-западу от Сибири (в современных координатах) [89, 95]. К югу от Монголо-Охотского орогенного пояса в пределах Монголии и Северного Китая для пермского времени устанавливается широтная (в современных координатах) палеобиогеографическая зональность со сменой с севера на юг бореальных фаун ассоциациями, переходными к тропическим [91, 92]. Тетическая фузулинидовая фауна характерна для раннепермских отложений субширотной Солонкерской тектони-

ческой зоны, которая располагается на крайнем юге Монголии и протягивается в том же направлении к востоку на смежной территории Китая. Чтобы согласовать эту широтную зональность с пермскими палеоширотами Северо-Азиатского кратона, необходимо развернуть Амурский супертеррейн на 90° по часовой стрелке так, как это сделано, например, в [29]. Вместе с тем, нельзя не обратить внимания на сомнительность палеомагнитных данных, которые обычно приводятся в качестве доказательства большого раздвижения Амурского супертеррейна и Сибири в конце палеозоя. Палеомагнитные данные о формировании среднекаменноугольной харашибирской свиты и нижнепермской жипхошинской свиты Ононского фрагмента Агинского террейна на тропических и субтропических широтах, соответственно на 21° и 32° с.ш. [45] противоречат палеобиогеографическим данным. Свиты содержат бореальную фауну и ангарскую флору, в том числе древесину с годичными кольцами. Пермская палеоширота Селенгинского вулcano-плутонического пояса, располагавшегося в то время на окраине Сибирского континента, определена в 21° с.ш. [88], что явно не соответствует широте положения Сибири в это время. Столь же сомнительна определенная этим автором [88] пермская палеоширота (19° с.ш.) Восточно-Монгольского пояса, для которого характерна ангарская флора.

Если справедливо предположение о связи разновозрастных вулcano-плутонических поясов обрамления Монголо-Охотского пояса с зонами субдукции, то следует признать, что западный и центральный секторы Монголо-Охотского океана замкнулись не позднее раннего триаса, а восточный сектор - не позднее поздней юры.

После завершения формирования Монголо-Охотского орогенного пояса в его обрамлении и реже в пределах пояса широко проявился бимодальный щелочной магматизм, возраст которого становится последовательно более молодым при движении с запада на восток: от позднепермского в центральных районах Монголии до неокомового в районе восточной части пояса [28, 29]. Этот магматизм принято связывать с прохождением континента над горячей точкой в мантии Земли [29, 77]. Вместе с тем, конформность магматических ареалов контурам Монголо-Охотского орогенного пояса и совпадение начала магматизма с временем закрытия различных секторов океанического бассейна, существовавшего на месте Монголо-Охотского пояса, определенно свидетельствуют о тесной связи магматических проявлений с процессами формирования орогенного пояса. В Монголии и Забайкалье устанавливается связь магматизма с процессами рифтогенеза. Здесь широко распространены системы средне-позднеюрских и раннемеловых впадин, которые представляют собой

двух- и односторонние грабены и выполнены континентальными обломочными породами, а также бимодальными вулканитами. Широко распространены гранитоиды латитового ряда и редкометалльные граниты. В Забайкалье рифтогенез сопровождался формированием метаморфических ядер, которые образуют протяженные линейные валы, выступающие в виде разделяющих впадины поднятий. Их формирование происходило в позднем мезозое в условиях растяжения, ориентированного поперек к их простиранию, и сопровождалось образованием пологих зон бластомилонитов [69, 70].

Геодинамическая обстановка проявления заключительного магматизма по периферии Монголо-Охотского орогенного пояса во многом сходна с современной обстановкой в районе Калифорнийского залива и в провинции Бассейнов и Хребтов на западе США, на что неоднократно обращал внимание Л.П. Зоненшайн [28, 29]. Если принять такое сопоставление, то для объяснения заключительного магматизма по периферии Монголо-Охотского орогенного пояса мы можем использовать модели, предложенные для указанных районов США [79, 86, 90]. В частности, представляется перспективным рассмотреть модель отрыва и погружения в мантию океанической литосферы после завершения субдукции и смыкания древних континентальных масс северного и южного обрамлений Монголо-Охотского пояса. Согласно модели, при этом происходит подток к земной коре горячего астеносферного материала, что приводит к плавлению нижних горизонтов коры и растяжению верхних ее горизонтов. В пределах Монголо-Охотского орогенного пояса и его обрамления все эти процессы, если они имели место, происходили в условиях крупных левосторонних сдвиговых перемещений. Косое, относительно Монголо-Охотского пояса, расположение мезозойских впадин и ареалов завершающего магматизма свидетельствует о существовании таких крупномасштабных перемещений на конечных стадиях формирования Монголо-Охотского орогенного пояса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной статье мы попытались обратить внимание на нерешенные проблемы в изучении геологии Монголо-Охотского орогенного пояса. Наиболее важными из них являются:

- 1) датирование возраста "немых" толщ, относимых в настоящее время к позднему докембрию; целенаправленные поиски в них остатков микрофауны;
- 2) получение геохимических характеристик вулcano-плутонических и плутонических поясов обрамления Монголо-Охотского орогенного пояса с целью уточнения их геодинамической приро-

ды, и прецизионных изотопных данных о возрасте гранитоидов;

3) получение палеомагнитных характеристик всего разреза вендских, палеозойских и мезозойских отложений Амурского супертеррейна;

4) детальное изучение деформационных структур и сопряженного с ними метаморфизма пород Монголо-Охотского пояса с целью получения прямых полевых данных о характере и возрасте складчатых и разрывных нарушений.

Построение законченной модели формирования Монголо-Охотского орогенного пояса без решения намеченных проблем представляется преждевременным.

Авторы благодарят В.Г.Беличенко, Н.А.Берзина, А.Н.Булгатову, С.И.Дриля, Г.Л.Кириллову, А.И.Ханчука, А.С.Якобчука за ценные замечания, которые были учтены при окончательной редакции рукописи. Мы особенно признательны Б.А. Натальину за обстоятельный критический анализ статьи и конструктивные замечания. К сожалению, при современном уровне изученности геологии Монголо-Охотского пояса далеко не на все поставленные им вопросы могут быть даны ответы.

Публикацией данной статьи мы хотим привлечь внимание геологической общественности к проблемам геологии Монголо-Охотского орогенного пояса и будем считать свою задачу выполненной, если она послужит основой для дальнейшей дискуссии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амантов В.А. Тектоника и формации Забайкалья и Северной Монголии. Л.: Недра, 1975. 223 с.
2. Ариунчимэг Я. Каменноугольные мшанки Монголии и их стратиграфическое значение. Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. М., 1995. 25 с.
3. Безносова Г.А. Нижнекаменноугольные брахиоподы Кузнецкого бассейна. М., 1959. 136 с. (Тр. ПИН АН СССР).
4. Беляева Г.В. Кембрий востока СССР. М.: Наука, 1988. 136 с.
5. 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. 44с.
6. Вознесенская Т.А. Вещественный состав отложений каледонского обрамления Хангайского синклинория (Центральная Монголия) // Литология и полез. ископаемые. 1993. № 6. С. 69-83.
7. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. 1:2500000 / Ред. Л.И.Красный. 1986.
8. Геологическая карта Читинской области. 1:500000 / Ред. И.Г. Рутштейн. 1992.
9. Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к Геологической карте м-ба 1:500000. Чита, 1997. 239 с.
10. Геология Монгольской Народной Республики. Т.1. Стратиграфия. 583 с. Т. 2. Магматизм, метаморфизм, тектоника. 751 с. М.: Недра, 1973.
11. Геология северо-восточной Азии. Т. 2: Стратиграфия и палеогеография. Л.: Недра, 1972. 527 с.
12. Геология северо-восточной Азии. Т. 3: Магматизм и тектоника. Л.: Недра, 1973. 395 с.
13. Гончаров В.Н. Новые данные о возрасте вулканогенно-осадочных образований северной части Удского прогиба // Тектоника востока советской Азии. Владивосток, 1976. С. 70 - 72.
14. Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1987. 238 с.
15. Грацианова Р.Т., Шишкина Г.Р. Особенности палеобиогеографии материков и морей девона (по данным изучения брахиопод) // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеоландшафты и биофации. М.: Наука, 1982. С. 27-45.
16. Гречишников И.А. Стратиграфия и брахиоподы нижнего карбона Рудного Алтая. М.: Наука, 1966. 185 с.
17. Гусев Г.С., Песков А.И. Геохимия и условия образования офиолитов Восточного Забайкалья // Геохимия. 1996. № 8. С. 723 - 737.
18. Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношении Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68 - 82.
19. Дербек И.М. Раннетриасовый вулканоплутонический комплекс северо-восточного фланга Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления. Материалы II Всерос. металлоген. совещ. с участием иностр. специалистов. Иркутск, 1998. С. 229 - 230.
20. Дергунов А.Б., Рязанцев А.В., Лунева О.И., Рихтер А.В. Строение и развитие Баянхонгорской зоны Центральной Монголии // Геотектоника. 1997. № 2. С. 53-62.
21. Добрецов Н.Л., Карсаков Л.П., Складчиков Е.В. Глаукофансланцевые пояса Южной Сибири и Приамурья // Геология и геофизика. 1998. № 1. С. 3-11.
22. Дриль С.И., Кузьмин М.И. Геохимия пород Береинской палеоостровной дуги в центральном секторе Монголо-Охотского складчатого пояса // Докл. Акад. наук. 1998. Т. 360, № 2. С. 241 - 245.
23. Дриль С.И., Сорокин А.А. Геохимия, Rb-Sr изотопная систематика и геодинамическое положение гранитоидов урушинского комплекса восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления: Материалы II Всерос. металлоген. совещ. с участием иностр. специалистов. Иркутск, 1998. С. 242 - 243.
24. Дуранте М.В. Палеоботаническое обоснование стратиграфии карбона и перми Монголии. М.: Наука, 1976. 279 с. (Тр. ССМГЭ; Вып. 19).
25. Ефремов С.В., Козлов В.Д., Дриль С.И., Сандимирова Г.П. Геохимические особенности, генезис и возраст палеозойских гранитоидов Восточного Забайкалья (на примере Верхнеундинского батолита) // Металлогения,

- нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления: Материалы II Всерос. металлоген. совещ. с участием иностр. специалистов. Иркутск, 1998. С. 245 - 246.
26. Зезина О.Н. Экология и распространение современных брахиопод. М.: Наука, 1976. 138 с.
 27. Змиевский Ю.П., Петухов А.Д., Кирьянова В.В. Новые данные о строении и возрасте джелонской свиты // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. Хабаровск, 1990. С. 179-180.
 28. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
 29. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1.327с.
 30. Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х. и др. Байкало-Монгольский трансект // Геология и геофизика. 1994. №7-8. С. 94-110.
 31. Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М., Скляр Е.В., Томуртоого О., Хосбаяр П., Арвисбаатар Н., Бямба Ч. Террейны Восточной Монголии и Центрального Забайкалья и развитие Монголо-Охотского складчатого пояса // Геология и геофизика. 1998. № I.C.I 1-25.
 32. Казимировский М.Э., Дриль С.И., Сандимирова Г.П. Геохимические свидетельства субдукционной природы палеозойских гранитоидов Западно-Становой зоны Забайкалья // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления: Материалы II Всерос. металлоген. совещ. с участием иностр. специалистов. Иркутск, 1998. С. 270 - 272.
 33. Кембрийская фауна и флора хребта Джагды (Дальний Восток). М.: Наука, 1975. 208 с.
 34. Кепежинскас П.К., Кепежинскас К.Б., Пухтель И.С. Sm-Nd возраст океанических офиолитов Баян-Хонгорской зоны (МНР) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 316, № 3. С. 718-721.
 35. Кириллова Г.Л., Турбин М.Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979. 116 с.
 36. Князев Г.И. Стратиграфия нижнего палеозоя и докембрия Приаргунья. Чита, 1962. 124 с.
 37. 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.
 38. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Эволюция магматизма в структурах Монголии // Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. М., 1990. С. 23-54.
 39. 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.
 40. Комаров Ю.В., Хренов П.М. О типе развития мезозойских континентальных структур Восточной Азии // Складчатые области Евразии. М., 1966. С. 233-248.
 41. Коптева В. В., Кузьмин М.И., Томуртоого О, Строение верхней части офиолитового разреза Баян-Хонгорской зоны Монголии // Геотектоника. 1984. № 6. С. 39-54.
 42. Котляр Г.В., Попеко Л.И. Биостратиграфия, мшанки и брахиоподы верхнего палеозоя Забайкалья // Зап. Забайкальск. фил. Географ, о-ва СССР. Чита, 1967. Вып. XXVIII. 323 С.
 43. Котляр Г.В., Попеко Л.И. Региональные стратиграфические подразделения карбона Монголо-Охотской складчатой области // Тихоокеан. геология. 1995. №2. С. 68-74.
 44. Красный Л.И. Тектонотип межблоковой (коллизивно-аккреционной) структуры: системы Монголо-Охотская и Циньлинская // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 5. С. 3-9.
 45. Кузьмин М.И., Кравчинский В.А. Первые палеомагнитные данные по Монголо-Охотскому поясу // Геология и геофизика. 1996. № 1. С. 54 - 62.
 46. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
 47. Малых А.В. Сравнительный анализ и генезис складчатых структур восточной части Иркутского амфитеатра // Геотектоника. 1997. № 2. С. 28-38.
 48. Мейен С.В. Каменноугольные флоры. Пермские флоры // Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М., 1970. С.43-157.
 49. Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии. М.: Наука, 1975. 319 с.
 50. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3-32.
 51. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизивная тектоника юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3-23.
 52. Натальин Б.А., Борукаев Ч.Б. Мезозойская тектоника юга Дальнего Востока // Вестн. ДВО АН СССР. 1990. № 2. С. 68-78.
 53. Натальин Б.А., Попеко Л.И., Чеботов А.А. Тектоника Западно-Джагдинской зоны Монголо-Охотского складчатого пояса // Тихоокеан. геология. 1985. № 2. С. 49-64.
 54. Натальин Б.А., Попеко Л.И. Палеозой Галамского сегмента Монголо-Охотской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1991. № 2. С. 81-89.
 55. Нехорошев В.П. Нижнекаменноугольные мшанки Алтая и Сибири. М., 1956. 419 с. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер.; Т. 13).
 56. Палеомагнитология / Ред. А.Н. Храмов. Л.: Наука, 1982. 312с.
 57. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
 58. Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеан. геология. 1996. № 4. С. 3 - 15.
 59. Парфенов Л.М., Натальин Б.А. Тектоническая эволюция северо-востока Азии в мезозое и кайнозое // Докл. АН СССР. 1977. Т. 235, № 5. С. 1132 - 1135.
 60. 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. № 3. С. 3 - 13.
61. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Зябрев С.В. Загадки Монголо-Охотского орогенного пояса и проблемы, связанные с его изучением // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления: Материалы II Всерос. металлоген. совещ. с участием иностр. специалистов. Иркутск, 1998. С. 333-335.
 62. Попеко Л.И. Зональное расчленение каменноугольных отложений Монголо-Охотской складчатой области по мшанкам // Тихоокеан. геология. 1995. № 3. С. 23-29.
 63. Попеко Л.И., Натальин Б.А., Беляева Г.В., Котляр Г.В., Шишкина Г.Р. Палеобиогеографическая зональность и геодинамика юга Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1993. № 5. С. 19-30.
 64. Роганов Г.В. Тектоника восточной части Монголо-Охотской складчатой геосинклинальной области: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 1976. 23 с.
 65. Розман Х.С., Минжин Ч., Попеко Л.И. Корреляция силура Монголии, Тувы и Горного Алтая // Изв. АН СССР, сер. геол. 1992. № 7. С. 21-27.
 66. Руженцев С.В., Пospelов И.И. Южно-Монгольская ватрисская складчатая система // Геотектоника. 1992. № 5. С. 45-62.
 67. Руженцев С.В., Пospelов И.И., Бадарч Г. Тектоника индосинид Монголии // Геотектоника. 1989. № 6. С. 13-27.
 68. Сарычева Т.Г., Сокольская А.Н. Новые данные по биостратиграфии нижнекаменноугольных отложений Кузбасса // Вопр. геологии Кузбасса. М., 1956. Т. 1. С. 35-56.
 69. Сеница С.М. Гнейсовые купола Нерчинского хребта в Восточном Забайкалье. Новосибирск: Наука, 1975. 137 с.
 70. Складчиков Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордимерского типа. Новосибирск: изд-во СО РАН НИЦОИГМ, 1997. 182 с.
 71. Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция северо-востока Азии. М.: Наука, 1979. 239 с.
 72. Томуртогоо О. Офиолиты и формирование складчатых областей Монголии: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. М.: ГИН АН СССР, 1989. 59 с.
 73. Турбин М.Т., Аношкин В.И., Махинин А.В. К стратиграфии девонских и каменноугольных отложений бассейна р. Шейли // Палеозой Дальнего Востока. Хабаровск, 1974. С. 86-99.
 74. Ханчук А.И. Геодинамика и металлогения палеотрансформных границ Азиатского континента и Тихого океана на Дальнем Востоке России // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления: Материалы II Всерос. металлоген. совещ. Иркутск, 1998. С. 415-416.
 75. Шишкина Г.Р., Роганов Г.В., Зубков В.Ф. Силурийские отложения южной части Дальнего Востока // Палеозой Дальнего Востока. Хабаровск, 1974. С. 50-57.
 76. Ярмолюк В.В. Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. М.: Наука, 1983. 197 с.
 77. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойская-кайнозойская вулканическая провинция Центральной Восточной Азии - проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 41 - 67.
 78. Ярмолюк 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. 18-32.
 79. Coney, H.J., Jones, D.L., and Monger, J.W.H. Cordilleran suspect terranes // Nature. 1980. V. 239. P. 239-333.
 80. Howell, D.G. Tectonics of suspect terranes: mountain building and continental growth. London, New York, Chapman and Hall, 1989. 232 p.
 81. Jones D.G., Howell, D.G., Coney, H.J. and Monger, J.W.S. Recognition, character and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America // Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions. Tokyo, Terrapub, 1983. P. 21-35.
 82. Metcalfe, I. Late Palaeozoic and Mesozoic palaeogeography of Eastern Pangea and Tethys // Pangea: global environments and resources. Canadian Soc. of Petroleum Geologists, Memoir 17, 1994. P. 97 -111.
 83. Natal'in, B.A. History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // The Island Arc. 1993. 2. P. 15-34.
 84. Nie, S.Y., Rowley, D.B., and Ziegler, A.M. Constraints on the locations of Asian microcontinents in Palaeo-Tethys during the Late Paleozoic // Palaeogeography and Biogeography. Geological Society memoir. 1990. 12. P. 397-409.
 85. Nokleberg, W.J., Parfenov, L.M., Monger, J.W.H. et al. Circum-North Pacific tectonostratigraphic terrane map / U.S. Geological Survey, Open File Report 94, 1994. 433 p., 2 sheets scale 1: 5000000; 2 sheets scale 1: 10000000.
 86. Retiring, W.A. Processes of regional Tertiary extension in the western Cordillera: Insight from the metamorphic core complexes // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1986. V. 208. P. 97-122.
 87. Rowley, D.B., Raymond, A., Parrish, J.T., Lottes, A.L., Scotese, C.R., and Ziegler, A.M. Carboniferous paleogeography, phytogeography, and paleoclimate reconstructions // Int. Coal Geology. 1985. 5. P. 7-42.
 88. Pruner, P. Palaeomagnetism and palaeogeography of Mongolia in the Cretaceous, Permian and Carboniferous - preliminary data // Tectonophysics. 1987. 139. P. 155-167.
 89. Sengur, 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.
 90. Stock, J., Molnar, P. Uncertainties and implication of the Late Cretaceous and Tertiary position of North America relative to Farallon, Kula and Pacific plates // Tectonics. 1988. V. 7. P. 1339-1384.
 91. Tazawa, J. Middle Permian Brachiopod Biogeography of Japan and Adjacent Regions in East Asia // Pre-Jurassic Geology of Inner Mongolia, China. Osaka, 1991. P. 213-230.
 92. The Palaeobiogeography of China / Yin Hongfu (ed.). Oxford, 1994. P. 131-187.

93. Tomurtogoo, O. A new tectonic scheme of the Paleozooids in Mongolian // *Geoscientist*. 1997. №3. P. 12-19.
94. Twiss, R.J., Moores, E.M. *Structural geology*. New York, W.N. Freeman and Company, 1992. 532 p.
95. Ziegler, A.M., Rees, P.M., Rowley, D.B., Bekker, A., Qing, L., Hulver, M.L. Mesozoic assembly of Asia: constraints from fossil floras, tectonics, and paleomagnetism // *The tectonic evolution of Asia*. Cambridge University Press, 1996. P. 371-400.

Поступила в редакцию 21 декабря 1998 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

L.M. Parfenov, L.I. Popeko, O. Tomurtogoo

The problems of tectonics of the Mongol-Okhotsk orogene

The Mongol-Okhotsk orogenic belt occupies the axial position among the Paleozoic orogenic belts of Central Asia and at the same time is closely related to the Mesozoic orogenic belts of the western Pacific framing. The elucidation of its nature is of key importance when determining the relationships between the plates of the contiguous regions of the paleo-Pacific and paleo-Asian oceans and interpreting the history of formation of different-age orogenic belts of Asia.

The previous models of formation of the Mongol-Okhotsk belt do not explain its characteristic features, such as 1) linear, ribbon-like form; 2) discontinuous character; 3) "blind" termination in Central Mongolia; 4) absence of associated, fully developed passive continental margins and fold-thrust belts originating on their place; 5) absence of foredeeps and typical collisional granites; 6) broad distribution of large (hundreds of kilometers) latitudinal sinistral strike-slip motions, determining deformational style; 7) distribution of faunas of different paleobiogeographic belonging.

The characteristic features of the Mongol-Okhotsk belt may be conditioned by an oblique approaching of the Amur superterrane (microcontinent) to the Siberian continent. In the Early and Middle Paleozoic, the superterrane was contiguous to the Altai-Sayan area, and this is responsible for the similarity between their Cambrian, Silurian, Devonian and Early Carboniferous faunas. In the Late Paleozoic and Early Mesozoic, the Amur superterrane (microcontinent) was moving along the southern margin of the Siberian continent from southwest to northeast (in the modern coordinates), successively joining the continent.