

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ АЛТАИД

А. М. Дж. ШЕНГЁР, Б. А. НАТАЛЬИН*, В. С. БУРТМАН**

*Стамбульский технический университет, Стамбул, Турция***Институт тектоники и геофизики ДВО РАН,**680063, Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65, Россия****Геологический институт РАН, 109017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия*

Предложена модель, согласно которой палеозойские складчатые сооружения Тянь-Шаня, Казахстана, Алтая и Монголии, обрамляющие Ангарский или Сибирский кратоны и образующие орогенический коллаж алтаид, могли формироваться вдоль единой субдукционной границы, состоящей из Тувино-Монгольской дуги и дуги Кипчак. Дуга Кипчак в результате венд-кембрийского рифтогенеза была отчленена от суперконтинента, основу которого составляли Восточно-Европейский и Сибирский кратоны. Палеозойская эволюция дуги Кипчак заключалась в образовании грандиозных по объемам субдукционно-аккреционных комплексов. Вращение Восточно-Европейского кратона по отношению к Сибирскому против часовой стрелки привело к значительной деформации дуги, которая выразилась в ороклинальных изгибах и многочисленных повторениях фрагментов дуги по сдвигам.

Тектоника Центральной Азии, алтаиды, аккреция, коллизия, магматический фронт, сдвиговые деформации.

Введение

В 1993 г. авторы опубликовали статью на английском языке, в которой на основе новых принципов регионального тектонического анализа предложили модель тектонического развития палеозойской Средней Азии, Казахстана, Монголии и Сибири [1]. Настоящая публикация имеет целью ознакомление с главными выводами, изложенными в английской статье, но не повторяет ее полностью.

После работ Э. Зюсса [2] стало широко известно, что палеозойский рост Северной Азии осуществлялся периферически, главным образом к западу и югу от Ангарского или Сибирского, как его обычно принято называть, кратона. Возникшие складчатые сооружения Э. Зюсс назвал алтаидами. Позднее в алтаидах русскими [3–6], китайскими и другими [7–18] геологами были выделены более дробные тектонические единицы — складчатые системы и области, срединные массивы и т. д., тектоническая история которых нередко рассматривалась независимой от смежных структур, что с особой очевидностью было показано во многих плитно-тектонических интерпретациях [5, 19]. В качестве примера можно привести широко известные реконструкции [5], в которых структура алтаид объяснена как результат коллизий многочисленных независимых микроконтинентов, таких, например, как Казахстанский или Томский. Вместе с тем уже в первой плитно-тектонической интерпретации региона У. Гамильтон [20] на основании интерпретации магнитных аномалий Западно-Сибирской низменности предположил, что Урал, Казахстан и Алтай могут быть частями единого ороклинально изогнутого складчатого пояса. Эта точка зрения не завоевала популярности и, более того, была прочно забыта, хотя неоднократно подчеркивалось поразительное сходство в строении и развитии складчатых сооружений, располагающихся в непосредственном обрамлении Сибирской платформы, с теми, что располагаются далее к западу [20–22].

Недавно было высказано предположение [23], что орогенический коллаж алтаид образован гигантскими субдукционно-аккреционными комплексами, обнаруживающими поразительное однообразие в структурных стилях и времени деформаций, в широком распространении связанных с субдукцией продуктов седиментации и магматизма. Идея У. Гамильтона и данное обстоятельство побудили нас усомниться в тезисе о существовании в пределах алтаид независимо развивавшихся орогенических систем. Это сомнение лишь усилилось при попытках найти на удалении от главных континентов, как это, например, требуют идеи о многочисленных микроконтинентах, источники С. А. М. Дж. Шенгёр, Б. А. Натальин, В. С. Буртман, 1994

огромного количества обломочного материала, вовлеченного в грандиозные по объемам аккреционные призмы алтаид. Сомнение усилилось также при обнаружении многочисленных свидетельств сходства как структурных стилей, так и времени основных тектонических событий в различных частях алтаид, что в конечном счете привело к выводу о нецелесообразности выделения в пределах алтаид независимо развивающихся орогенических систем.

В последующих разделах будут приведены данные в поддержку предположения, согласно которому орогеническая система, образующая тектонической коллаж алтаид, могла эволюционировать вдоль единой субдукционной границы, сформировавшейся в кембрии вдоль восточного края, в то время — единого Восточно-Европейско-Сибирского континента. Эта гипотеза возрождает предположение У. Гамильтона [20], хотя конечно ее геометрические и кинематические аспекты намного улучшены. В рамках этой гипотезы байкалиды и доуралиды объединены в единый позднекембрийский ороген, протягивающийся вдоль восточного края Восточно-Европейско-Сибирского континента.

Принципы реконструкции архитектуры алтаид

Еще в прошлом столетии было хорошо известно, что преобладающими породами горных хребтов, располагающихся между Уралом и Сибирской платформой, являются „сланцы, глинистые сланцы, основные магматические породы и граниты” [2, 24]. Эта ассоциация пород, типичная для субдукционных границ, свидетельствует о широком распространении в этих районах крупных субдукционно-аккреционных комплексов [23, 25]. Преобладание в субдукционно-аккреционных комплексах в достаточной степени монотонной базальт-кремнетурбидитовой ассоциации пород и интенсивные деформации, вызвавшие хаотичность внутренней структуры, делают чрезвычайно трудными поиски маркеров для оконтуривания тектонических единиц высоких порядков. В течение всей истории изучения алтаид тектоническое районирование было спорной проблемой.

Для выделения и прослеживания крупных тектонических единиц в архитектуре алтаид в качестве структурных маркеров мы использовали магматические фронты ископаемых магматических дуг (островные дуги, активные континентальные окраины) (рис. 1), основываясь на том, что магматические фронты имеют резкую границу со стороны глубоководного желоба, которая обычно устойчива на протяжении нескольких десятков миллионов лет [26].

Магматические фронты затем были соотнесены с родственными им субдукционно-аккреционными комплексами с наложенными на них преддуговыми прогибами. На тектонической схеме (см. рис. 1) венд-палеозойские (на крайнем востоке тектонической единицы 23,4 вплоть до триаса) субдукционно-аккреционные комплексы подразделены на три категории в соответствии с минимальным возрастом аккреции, определенным по несогласному налеганию осадков преддуговых прогибов и интрузивным породам, прорывающим аккреционные комплексы. Для выделения в алтаидах тектонических единиц первого порядка мы использовали также блоки рифейской и более древней континентальной коры. Во всех случаях эти блоки неизбежно оказывались самыми древними массивами первичных магматических дуг, которые в ходе дальнейшей венд-палеозойской истории наращивались субдукционно-аккреционными комплексами алтаид. Помимо магматических фронтов и взаимного расположения магматических дуг и аккреционных комплексов в качестве дополнительного критерия для определения полярности зон субдукции мы использовали также структурную вергентность в аккреционных призмах (см. рис. 1).

В самом начале исследования в качестве рабочей гипотезы было принято, что протяженные, крутопадающие, прямолинейные или полого изогнутые разломы, ограничивающие намеченные тектонические единицы, могут являться крупноамплитудными сдвигами. Это предположение, по крайней мере

о кинематическом типе разломов, во многих случаях удалось подтвердить благодаря имеющимся данным об ориентировке линейности растяжения в широких (иногда до нескольких километров) зонах милонитов, связанных с разломами, наличие приразломных складок с крутыми шарнирами, эшелонированию приразломных структур и другим структурным критериям, считываемым с крупномасштабных геологических и тектонических карт. Что касается амплитуд перемещений, то их оценки в основном вытекали из палинспастических реконструкций, базирующихся на главной идее о единой орогенической системе, образовавшей тектонический коллаж алтаид. Часть сдвигов испытала более поздние ороклинальные изгибы, и поэтому их идентификация явилась непростой (мы отдаем себе отчет в том, что и неоднозначной) процедурой, которая неразрывно была связана с палинспастическими реконструкциями.

Региональный обзор

Проведенный анализ показал, что главными тектоническими единицами алтаид являются ограниченные разломами узкие блоки, состоящие из фрагментов рифейской и более древней континентальной коры, к которым в ходе венд-палеозойской тектонической эволюции были причлѣнены субдукционно-аккреционные комплексы, нередко перекрытые осадками преддуговых прогибов и проградирующих в сторону исчезнувшего океана фронтов магматических дуг (см. рис. 1). Фрагменты докембрийской коры и аккреционные комплексы пронизаны интрузиями, в большинстве случаев генетически связанными с процессом субдукции. Мы не приводим здесь описания главных тектонических единиц и не повторяем обширный список региональных работ на русском языке [1], хорошо известных российским геологам.

Разломы, ограничивающие главные тектонические единицы алтаид, представляют собой сдвиги. Для некоторых из них это доказано специализированными структурными исследованиями, а для других предполагается нами на основании прямолинейности большинства разломов и субгоризонтальной ориентировки линейности растяжения в милонитах и зонах расслабления [27—29]. Ширина милонитов Иртышской зоны смятия достигает 3 км, что свидетельствует, на основании некоторых эмпирических закономерностей [30], об очень больших (более 1000 км) амплитудах смещения.

В западных районах алтаид (единицы 1, 2, 5, 7 и 8 рис. 1) вендские отложения, представлены морскими, главным образом негляциальными диамиктитами и турбидитами, вулканитами среднего и основного состава, которые накапливались в ограниченных сбросами быстро погружающихся трогах [31—34]. Они интерпретируются как свидетельства процессов рифтогенеза. На востоке венд и особенно ранний кембрий были временем начала образования аккреционных призм и магматических дуг алтаид. Начало субдукции и островодужного магматизма, вероятно, омолаживолось с востока на запад, и только в ордовике эти процессы охватили алтаиды в целом. Венд-кембрийские субдукционные комплексы и островодужный магматизм типичны для окраин единиц 5, 7, 8, 18, 23,2, 23,4 и 24.

В алтаидах в целом раннепалеозойская седиментация вдоль окраин фрагментов докембрийской континентальной коры началась с кембрия пелагическими осадками океанического дна и дистальными турбидитами, которые сменились ордовикско-силурийским флишем и затем девонскими мелководно-морскими и континентальными отложениями. Начиная с девона, пелагическая седиментация и накопление турбидитов сместились к западу и к югу в единице 1, к югу в единице 3, к северо-западу в единице 5, к югу и юго-западу в единицах 8, 11, 12, 13, 15, 21,2 и 23,2, к северо-западу в единице 14. Только в единице 23,4 седиментация, вероятно, омолаживалась по направлению к ее центру. В единицах 1 и 3 с живета по серпуховский ярус осадконакопление в условиях глубоководных желобов и островодужный магматизм не происходили.

Магматические фронты следовали направлениям омоложения осадконакопления в глубоководных желобах с отставанием приблизительно в 30 млн

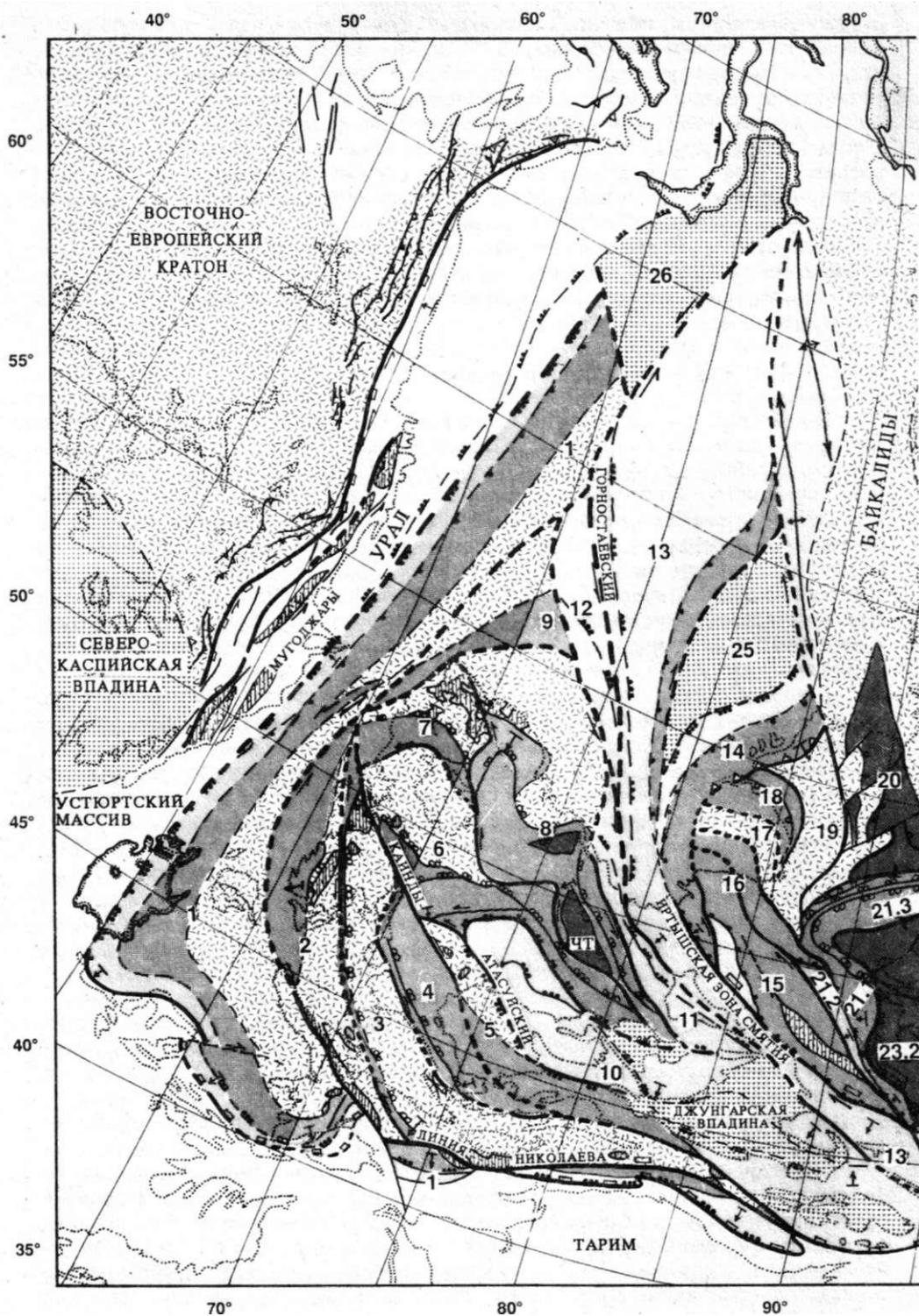
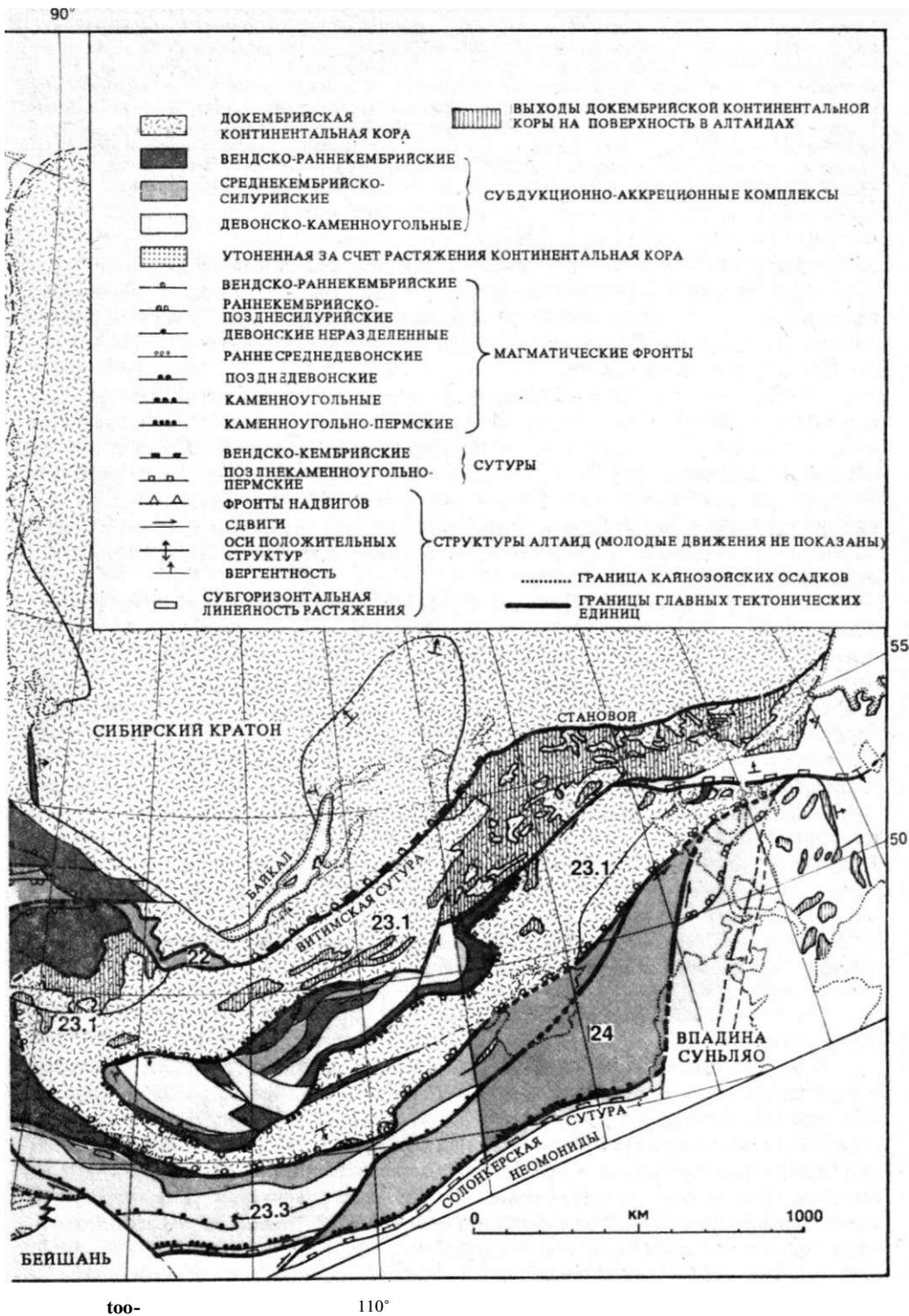


Рис. 1. Упрощенная тектоническая схема алтаид, на которой показаны главные тектонические единицы (цифры соответствуют номерам тектонических единиц в тексте), фрагменты докембрийской доалтаидной континентальной коры, субдукционно-аккреционные комплексы алтаид и магматические фронты. Магматические фронты, устойчивые в интервалах времени, превышающие те, что выбраны для легенды рисунка, показаны



комбинированными знаками, отражающими начало и конец жизнедеятельности магматического фронта. Кинематическая характеристика разломов, особенно сдвигов, отражает главные смещения в ходе эволюции алтаид. Многие из изображенных разломов были реактивированы позднее обычно с прямо противоположным характером смещений. Именно эта кинематика смещений широко обсуждается в литературе.

Тектонические единицы: 1 — Валерьянов-Чаткальская, 2 — Байконур-Бешташская, 3 — Чу-Терскейская, 4 — Сарытумская, 5 — Атасу-Моинтинская, 6 — Тенизская, 7 — Калмыкколь-Кокчетавская, 8 — Ерментау-Чингиз-Тарбагатайская, 9 — Ишимская, 10 — Джунгаро-Балхашская, 11 — Жарма-Саурская, 12 — Тар-Муромцевская, 13 — Сургутская, 14 — Кольван-Рудно-Алтайская, 15 — Горно-Алтайская, 16 — Ануйско-Чуйская, 17 — Барнаульская, 18 — Салаирская, 19 — Томская, 20 — Батеневская, 21 — Хархирин-Западно-Саянская (включающая подъединицы: 21.1 — Хархиринскую, 21.2 — Делюн-Сагсайскую, 21.3 — Западно-Саянскую), 22 — Ока-Джидинская, 23 — Тувино-Монгольская (включающая подъединицы: 23.1 — Тувино-Монгольскую, 23.2 — Озерную, 23.3 — Южно-Монгольскую, 23.4 — Хангай-Ханрейскую), 24 — Южно-Гобийская, 25 — Ньюрольская, 26 — Надымская.

лет. В тылу мигрирующих магматических фронтов формировались мелководные известняки и обломочные породы. Начиная с девона, в восточных районах все более и более широко распространенным процессом было извержение щелочных вулканитов, которые, вероятно, формировались в присдвиговых зонах растяжения.

Перед фронтами раннепалеозойских магматических дуг и родственных им аккреционных комплексов образование среднепалеозойских аккреционных комплексов продолжалось лишь в некоторых единицах. Так, например, образование аккреционных призм единиц 2—5 прекратилось в раннем силуре, и раннепалеозойские субдукционные структуры оказались как бы замороженными. Девонские и более молодые аккреционные комплексы и магматические дуги формировались в этих единицах в стороне от раннепалеозойских структур того же типа.

Как это уже было подчеркнуто ранее [3 J, на основании многочисленных несогласий, постепенного смещения зон магматизма и дипоцентов флишевой седиментации алтаиды подвергались орогенический деформация в длительный период времени от венды до перми. Только в перми высококалийный анатектический гранитоидный магматизм стал по настоящему ареальным и орогенический коллаж алтаид стал превращаться в мозаику блоков за счет смещений по многочисленным сдвигам, сбросам и крутым надвигам. Эти процессы шли на фоне седиментации и вулканизма в наземных условиях. Внутри алтаид невозможно распознать ни кристаллические тектонические покровы альпийского или гималайского типов [23], ни узкие сутуры (типа Инда). Предовые прогибы, выполненные континентальной молассой, образовались лишь перед фронтом Урала, Тянь-Шаня, но неизвестны во внутренних частях алтаид. Рамповые флексурные бассейны джунгарского типа стали формироваться только с началом поздне триасовой киммерийской коллизии, которая произошла к югу от алтаид [35].

Тектоническая эволюция

В предлагаемых ниже реконструкциях тектонического развития алтаид все географические ориентировки даются в соответствии с реконструированной для геологического прошлого позицией тектонических единиц (рис. 2). Отправной точкой для реконструкции начального этапа формирования алтаид является предположение о том, что в венде Восточно-Европейский и Сибирский кратоны могли быть соединены друг с другом вдоль их современных северных окраин. Палеомагнитные данные [36, 37] позволяют расположить кратоны так, как это показано на рис. 2,А. Дайки с возрастом 600 млн лет в Финляндии [38] и на Кольском п-ове [39], образование диамиктитов и вулканизм [40] позволяют предполагать, что в позднем венде между Восточно-Европейским и Сибирским кратонами начала формироваться рифтовая зона. Этим же событиям, вероятно, отвечают плохо датированные докембрийские (верхний рифей?—вендские) рифтовые комплексы Таймыра, возраст которых В. И. Хаин считает близким к сходным комплексам Северной Европы [41].

Восточная окраина единого Восточно-Европейско-Сибирского континента, сложенная рифейско-вендскими коллизионными структурами доуралид

[42] и байкалитид, по-видимому, представляла собой активную континентальную окраину. Можно полагать, что после коллизии Тувино-Монгольского, Томского и Барнаульского микроконтинентов с Сибирским кратоном в конце байкальского этапа зона субдукции возникла вдоль их восточных окраин, хотя к северу от Тувино-Монгольской единицы байкальские субдукционно-аккреционные комплексы продолжали свой рост и в палеозое, т. е. здесь можно видеть прямое продолжение эволюции байкалитид в алтаиды.

Уже в венде от Восточно-Европейско-Сибирского суперконтинента стали отчленяться фрагменты байкальского краевого орогена. Процессы рифтогенеза оставили свои следы в единицах 1, 2, 3, 5 и 7. Рифтогенез того же возраста установлен на Северном Урале [43]. Система рифейско-палеозойских рифтов, содержащих и венд-кембрийские осадки, выявлена в фундаменте Западно-Сибирской низменности вдоль современной западной окраины байкалитид [44, 45]. Вдоль окраины Восточно-Европейской платформы рифтогенез омолаживался к югу, и в Южном Урале он продолжался и в ордовике [5, 46].

Отчлененную в результате венд-кембрийского рифтогенеза от Восточно-Европейско-Сибирского суперконтинента узкую полосу континентальной коры мы назвали дугой Кипчак по названию языковой группы народностей, некогда кочевавших в районах, где в настоящее время расположены фрагменты этой дуги. До начала девона дуга Кипчак выгибалась в сторону от кратонов. Ее южный конец, ограниченный трансформным разломом (см. рис. 2,5), по-видимому, имел достаточную свободу для значительных перемещений, тогда как северный, судя по значительным объемам обломочных пород в раннепалеозойских аккреционных комплексах единиц 8, 15 и 16, оставался вблизи от Сибири, где коллизионные структуры байкалитид служили источником сноса обломочного материала. Дуга Кипчак, характеризующаяся последовательным уменьшением в юго-западном направлении объемов раннепалеозойских аккреционных комплексов (см. рис. 2,5) по мере удаления от главных источников сноса в Сибири, во многом напоминает современную Алеутскую островную дугу. Океан, открывшийся в тылу дуги Кипчак, назван Ханты-Мансийским. Синхронно с формированием дуги Кипчак на Южном Урале в тылу Мугоджарской дуги открывалось Сакмарско-Магнитогорское окраинное море [5, 46] (см. рис. 2,В).

В силуре рост аккреционных комплексов перед фронтом единиц 2—5 прекратился, что, вероятно, связано с совмещением этих единиц по сдвигам (см. рис. 2,В и 2,С). Эти перемещения тектонических единиц Тянь-Шаня и Западного Казахстана по сдвигам, вероятно, связаны с коллизией южного окончания дуги Кипчак и Мугоджарской островной дуги. На Южном Урале это событие было отмечено накоплением нижедевонских обломочных пород и синхронным прекращением связанного с субдукцией магматизма [46]. В Джунгаро-Балхашской единице девонские аккреционные комплексы формировались как непосредственное продолжение более древних.

Для тектонических единиц Южной Монголии и Алтая для раннепалеозойского времени реконструируется обстановка косой субдукции. К позднему силуре океанический Витимский залив (см. рис. 2,А и 2,5), реконструируемый по офиолитам Западного Саяна и Ока-Джидинской зоны, оказался полностью закрытым (см. рис. 2,5 и 2,С). Закрытие залива сопровождалось сдвиговым смещением единицы 23.1 к востоку, что, вероятно, обусловило пространственную разобщенность комплексов Ока-Джидинской зоны. Ануйско-Чуйская единица (16), сложенная главным образом кембрийско-ордовикским аккреционным комплексом, и Хархинская единица (21,1) переместились к югу вдоль правосторонних сдвигов, структурно запечатываемые более молодой аккреционный комплекс Западного Саяна. Правосторонние сдвиговые смещения в этой части алтаид продолжались и в девоне, а щелочной вулканизм Минусинских впадин [28] в рамках данной модели логично связать с присдвиговыми зонами растяжения.

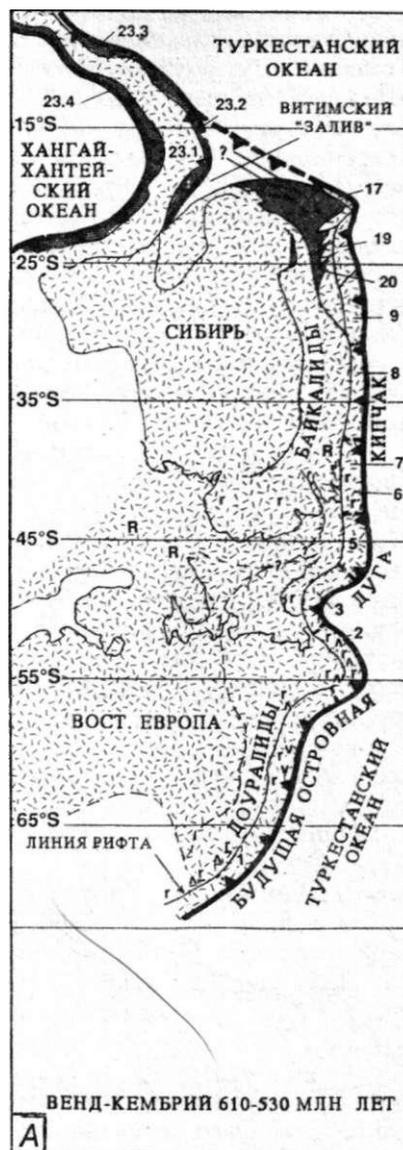
В девоне замковая часть Казахстанского орогена, вероятно, левосторонне смещалась по отношению к своему восточному крылу (см. рис. 2,Д) вдоль

Каинды-Атасуйского разлома (см. рис. 1), а в ее внутренних частях продолжалось формирование аккреционной призмы и магматической дуги. На основании присутствия среднедевонских щелочных интрузий можно предполагать, что уже в девоне Казахстанский ороклин стал испытывать внутреннюю фрагментацию за счет сдвигов, кинематически идентичных Каинды-Атасуйскому. Фронтальная субдукция (см. рис. 2, С и 2, D) привела к росту значительного по объему аккреционного комплекса во внутренней части ороклинали. Смещение девонских магматических фронтов и появление в их тылу высококальцевых гранитов, а перед фронтами — мелководных отложений, выполняющих преддуговые прогибы, свидетельствуют о сравнительно быстром росте в Казахстанском ороклине континентальной коры, по мощности уже тогда близкой к современной.

В раннем карбоне сближение Восточно-Европейского и Сибирского кратонов при соответствующем уменьшении площадей Сакмаро-Магнитогорского и Ханты-Мансийского океанических бассейнов, вероятно, компенсировалось скольжением Валерияновского окончания дуги Кипчак к северо-западу (см. рис. 2, E). Изменение геометрии обусловило возобновление субдукции вдоль окраин единиц 1 и 3. Продолжающаяся косая субдукция в Южной Монголии и Алтае сопровождалась субпараллельными зоне субдукции сдвиговыми смещениями фрагментов нависающей плиты. Как результат, Горно-Алтайская единица (15) оказалась перед фронтом девонской Делюно-Саксайской единицы (21, 2), обусловив прекращение образования в последней субдукционно-аккреционного комплекса.

Каменноугольное сжатие Казахстанского ороклина отчасти компенсировалось сдвиговыми смещениями вдоль разломов, разделяющих тектонические единицы 6, 7 и 8. Можно полагать, что образование девонских и каменноугольных бассейнов Западного Казахстана контролировалось сдвиговыми смещениями, и, соответственно, эти бассейны являются бассейнами „pull-apart”.

В позднем карбоне, вероятно, начались крупномасштабные правосторонние сдвиговые смещения между Восточно-Европейским и Сибирским кратонами (см. рис. 2, F). Смещения осуществлялись одновременно со сближением кратонов, и поэтому Казахстанский ороклин, перемещаясь к западу по отношению к Сибири, продолжал сжиматься. Правосторонние сдвиговые смещения продолжались на Алтае и в Южной Монголии. За счет этих движений силурийско-раннекаменноугольный аккреционный комплекс Южной Монголии оказался практически полностью сорванным с северо-восточной части и многократно повторенным по сдвигам на юго-западе. Колыван-Рудно-Алтайская зона (14) и в то время еще объединенные



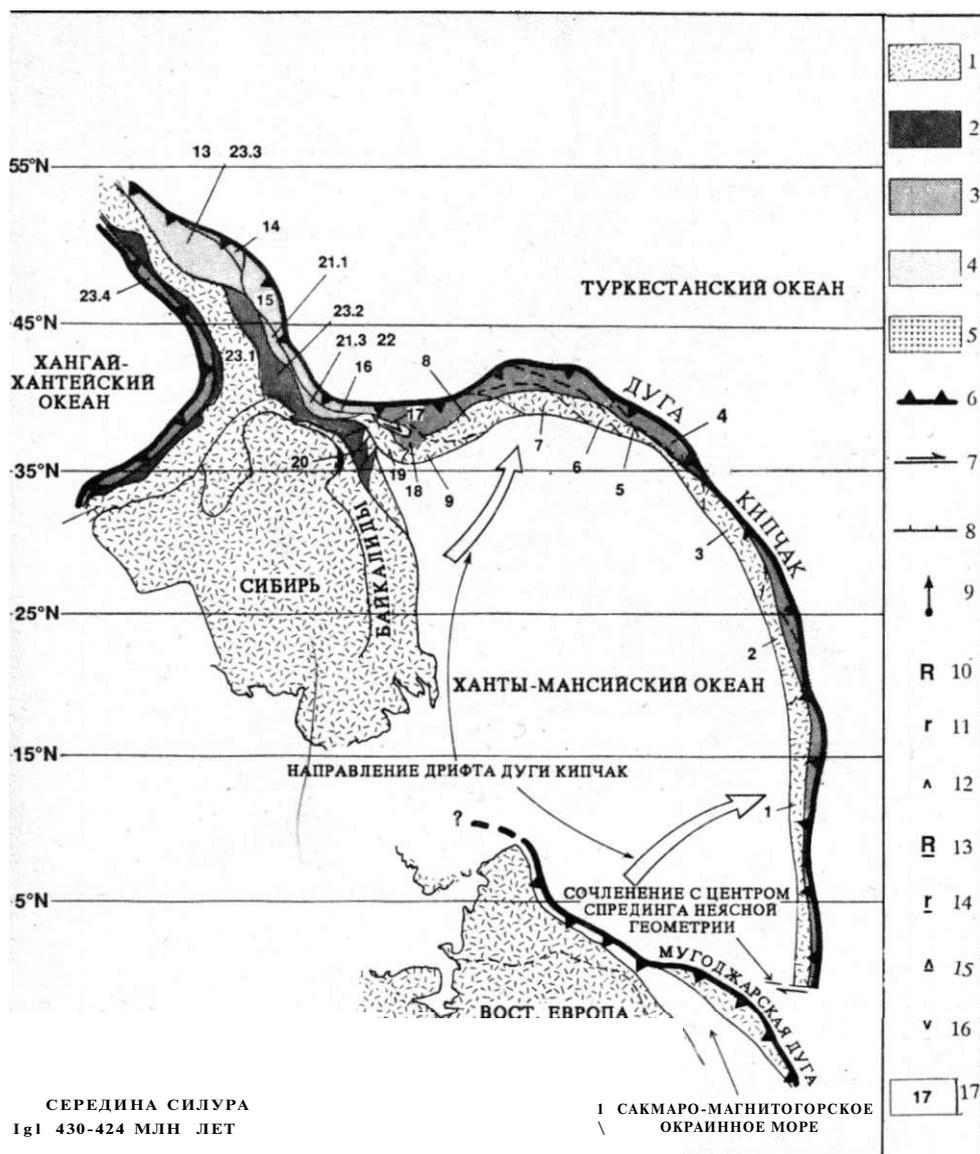


Рис. 2. Палеотектонические схемы эволюции алтаид.

Широтная позиция континентов заимствована из работ [36, 37, 65]. Палеомагнитные векторы, показанные на схемах, соответствуют определениям 08080, 08081 и 08110 каталогов А. Н. Храмова [66, 67]. Отклонение в 10° от широтной позиции, определенной в [65], изображенное на рис. 2,Г, принято с учетом возможных ошибок при палеомагнитных исследованиях и возможного тектонического сокращения структур Урала и Казахстана.

1 — докембрийская континентальная кора; 2—4 — субдукционно-аккреционные комплексы: 2 — венд-раннекембрийские, 3 — среднекембрийско-силурийские, 4 — девонско-каменноугольные; 5 — утоненная за счет растяжения континентальная кора; 6 — зоны субдукции; 7 — сдвиги; 8 — сбросы; 9 — палеомагнитные векторы; 10—12 — признаки венд-кембрийского рифтогенеза: 10 — структурные, 11 — осадочные комплексы, 12 — магматические комплексы; 13—15 — признаки ордовикского рифтогенеза: 13 — структурные, 14 — осадочные комплексы, 15 — магматические комплексы; 16 — субдукционные магматические породы (только для рис. 2,А); 17 — номера тектонических единиц алтаид, соответствующие номерам на рис. 1.

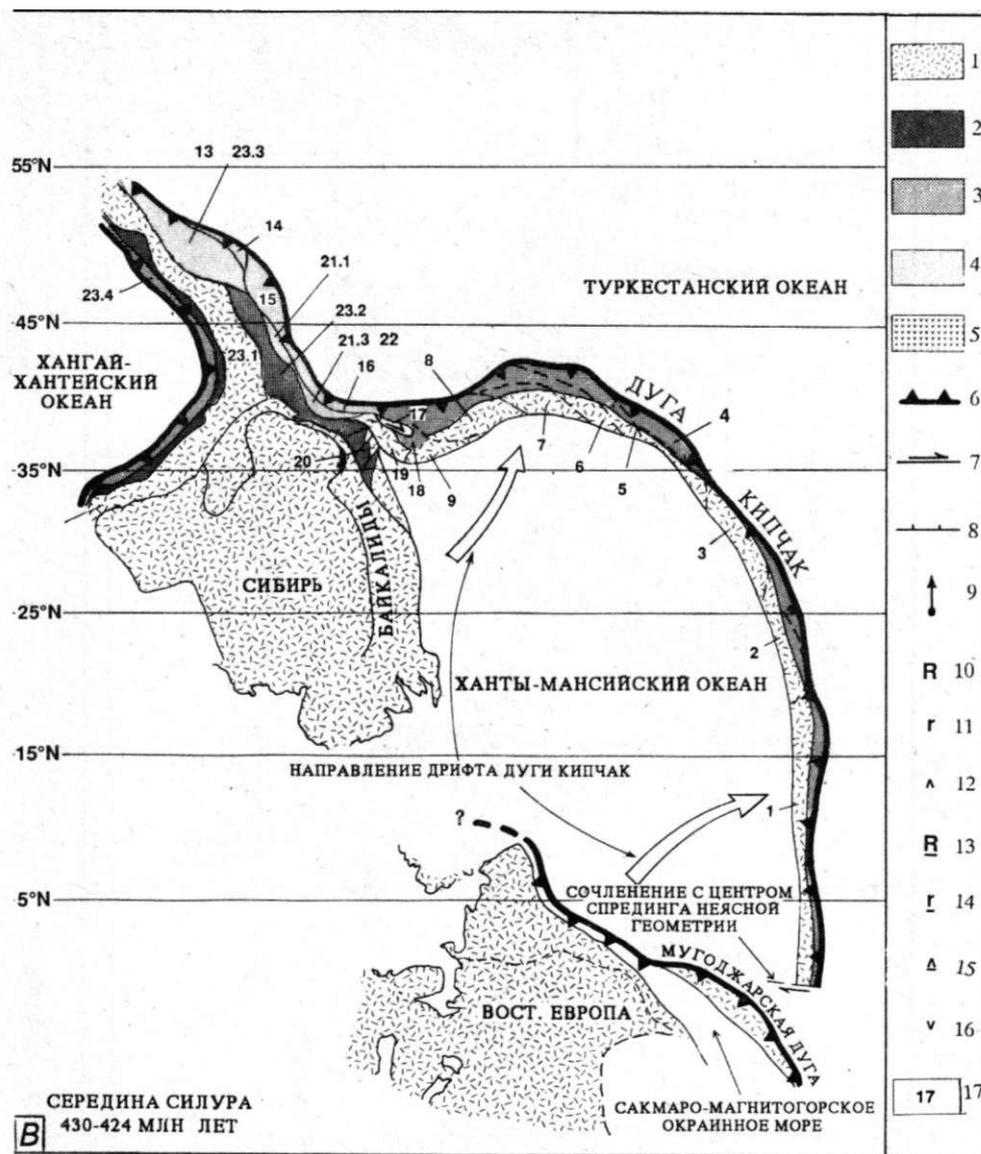
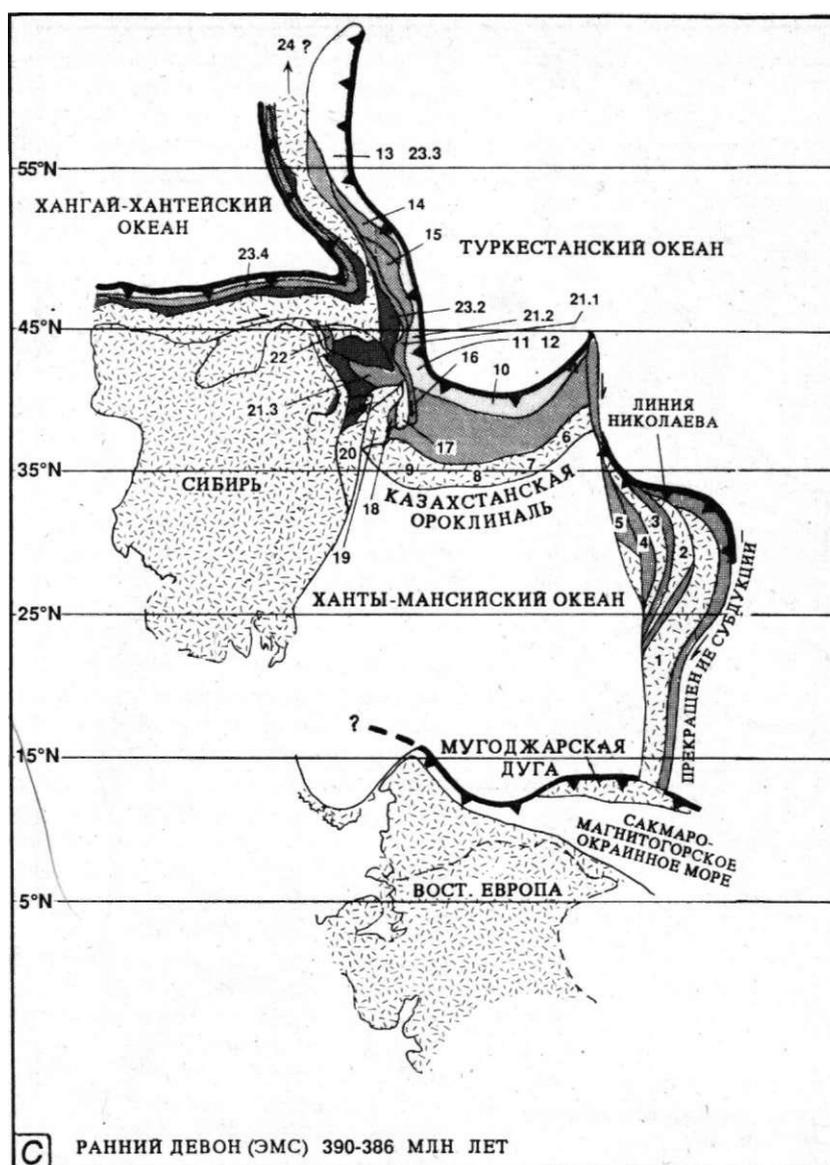


Рис. 2. Палеотектонические схемы эволюции алтаид.

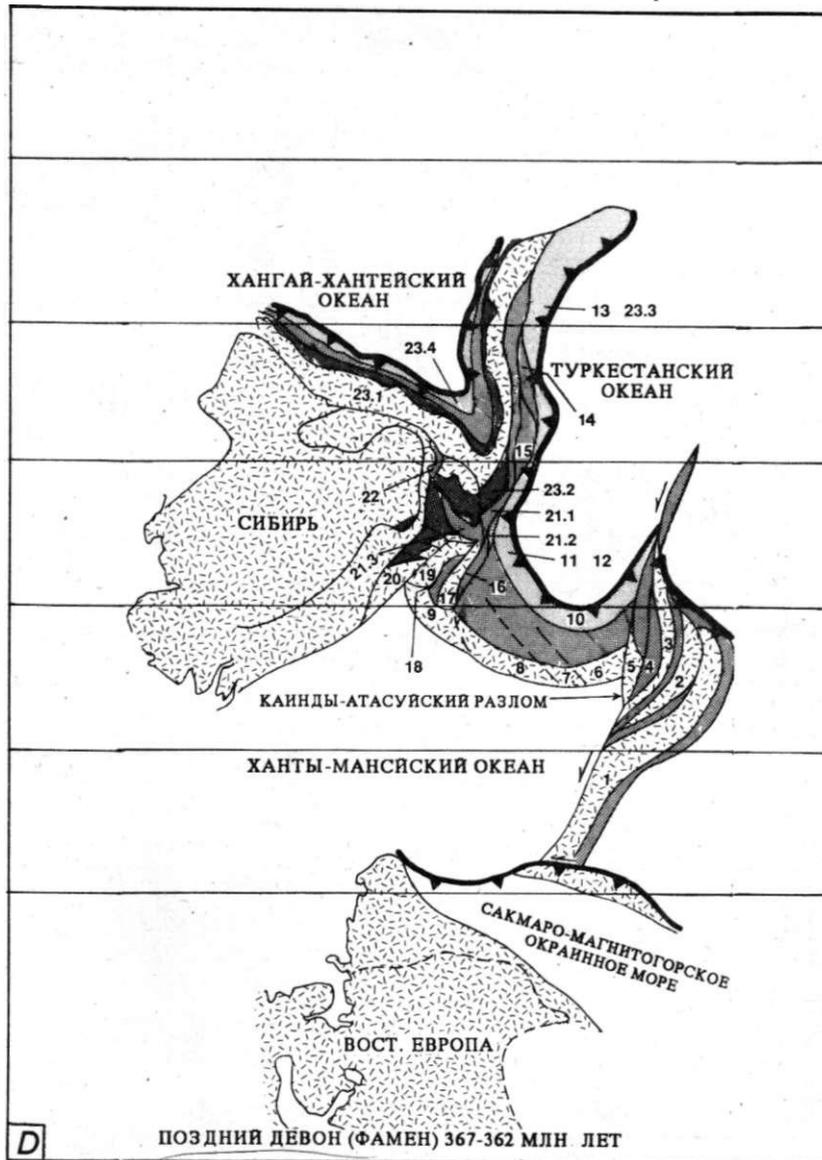
Широтная позиция континентов заимствована из работ [36, 37, 65]. Палеомагнитные векторы, показанные на схемах, соответствуют определениям 08080, 08081 и 08110 каталогов А. Н. Храмова [66, 67]. Отклонение в 10° от широтной позиции, определенной в [65], изображенное на рис. 2, Г, принято с учетом возможных ошибок при палеомагнитных исследованиях и возможного тектонического сокращения структур Урала и Казахстана.

1 — докембрийская континентальная кора; 2–4 — субдукционно-аккреционные комплексы: 2 — венд-раннекембрийские, 3 — среднекембрийско-силурийские, 4 — девонско-каменноугольные; 5 — утоненная за счет растяжения континентальная кора; 6 — зоны субдукции; 7 — сдвиги; 8 — сбросы; 9 — палеомагнитные векторы; 10–12 — признаки венд-кембрийского рифтогенеза: 10 — структурные, 11 — осадочные комплексы, 12 — магматические комплексы; 13–15 — признаки ордовикского рифтогенеза: 13 — структурные, 14 — осадочные комплексы, 15 — магматические комплексы; 16 — субдукционные магматические породы (только для рис. 2, А); 17 — номера тектонических единиц алтаид, соответствующие номерам на рис. 1.



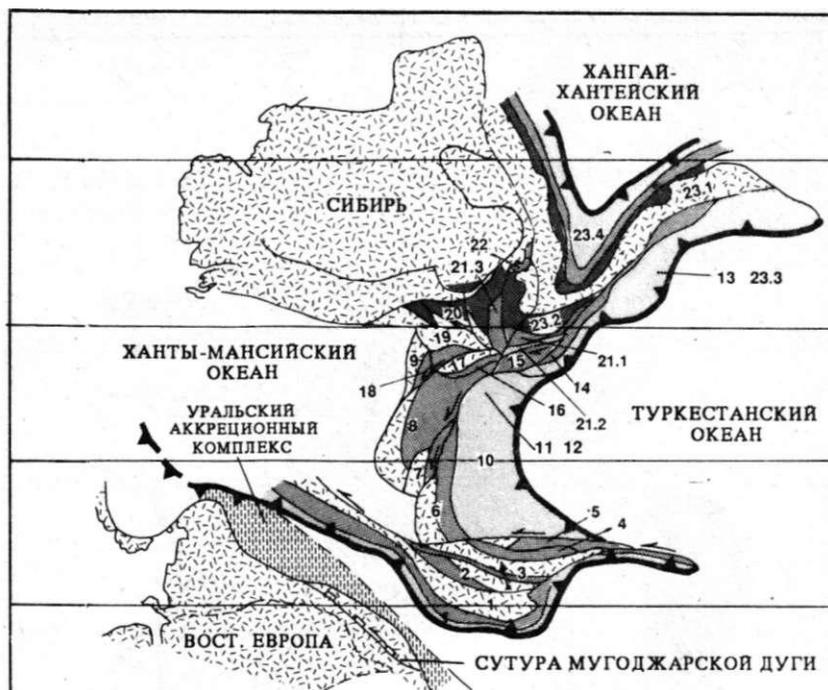
Тар-Муромцевская, Жарма-Саурская и Сургутская единицы (11, 12 и 13) смещались к западу по отношению к среднепалеозойскому сдвиговому „гребню“ Алтая. Это смещение продолжалось в ранней перми (см. рис. 2,Г) и, возможно, в поздней перми, когда в Казахстане и Тянь-Шане происходили праводвиговые перемещения по Таласо-Ферганскому, Джунгарскому, Джа-лаир-Найманскому и другим разломам [47, 48]. Эти движения, вероятно, вызвали также растяжение земной коры Нюрольской единицы (25) (по типу „pull-apart“). Свидетельством этого процесса являются вскрытые скважинами силлы и дайки щелочных базальтов, рвущие среднекаменноугольные отложения [45, 49].

Следующим важным эпизодом формирования аккреционного коллажа алтаид было позднепермское левостороннее смещение Восточно-Европейского кратона по отношению к Сибирскому (см. рис. 2,Я). Это смещение, как представляется, было в основном локализовано вдоль Горностаевского разлома. С ним связано растяжение и, соответственно, утонение земной коры Надымской единицы, мезозойское изостатическое погружение которой (так же как и Нюрольской) во многом предопределило прогибание современной северной части алтаид и образование Западно-Сибирского осадочного бассей-



на. Фундамент Надымской единицы имеет ныне высокие сейсмические скорости ($V = 6,3-7,0$ км/с), что позволяет предполагать субокеанический характер земной коры, подобный фундаменту Прикаспийской впадины [50].

Это же смещение привело к разобщению главным образом островодужных комплексов Жарма-Саурской (11) и Тар-Муромцевской (12) единиц, их перемещению к югу и востоку непосредственно к фронтальной части каменноугольного Калба-Нарымского аккреционного комплекса (13). Позднепермское левостороннее смещение между Восточно-Европейским и Сибирским кратонами реализовалось также и по другим крупным разломам алтаид в Казахстане и на юго-западе Алтая. Заключенные между этими разломами Алакольская, Джунгарская и Турфанская впадины (см. рис. 2, Я), вероятно, раскрылись как бассейны „pull-apart“, хотя в мезозое их эволюция определялась уже киммерийской коллизией, произошедшей к югу от алтаид. Намеченная позднепермская кинематика, сохранившаяся и в раннем мезозое, привела к коллизии Северного Таймыра и началу мезозойской субдукции под Алазейскую дугу. Она же, возможно, была ответственна за извержение сибирских траппов.

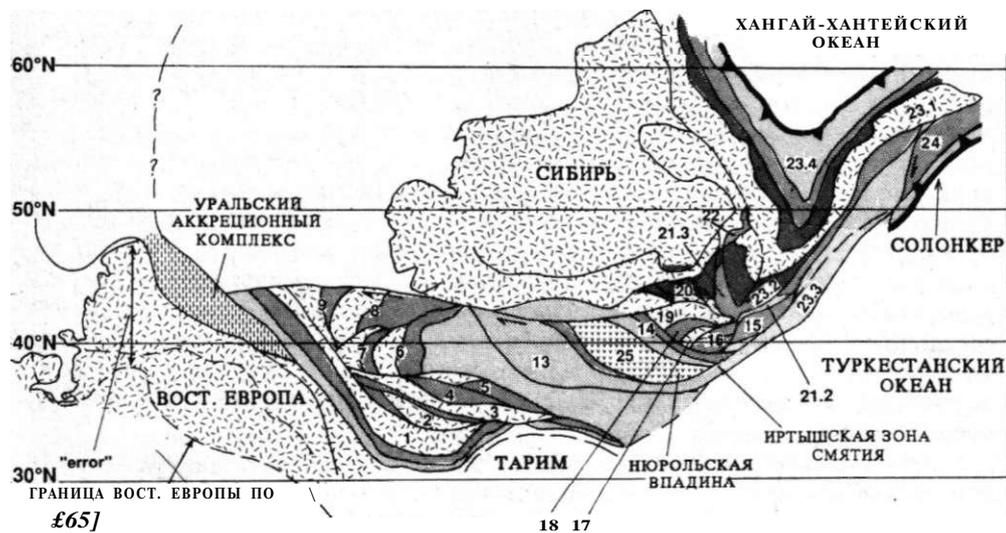
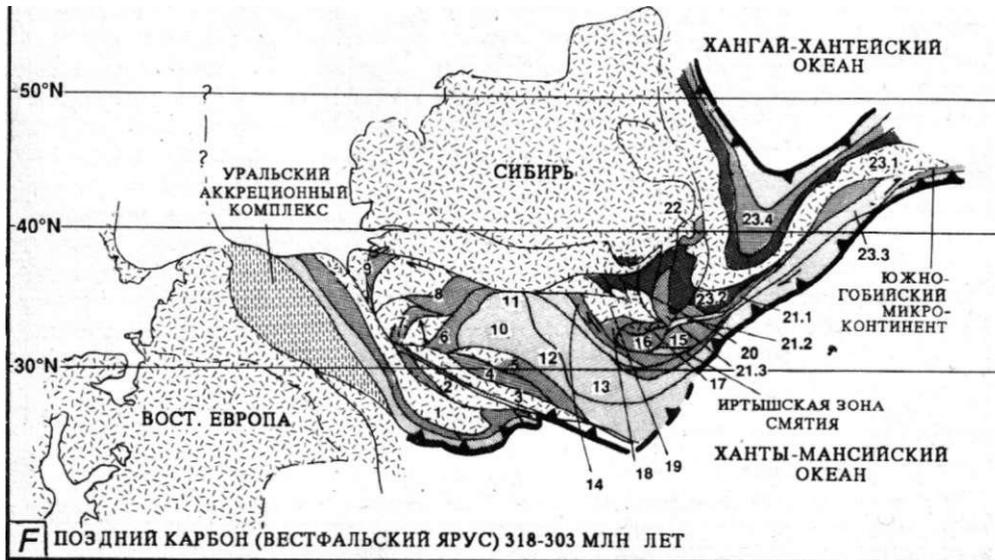


РАННИЙ КАРБОН (НАМЮР) 332-318 МЛН ЛЕТ

Следствия модели и ее приложения

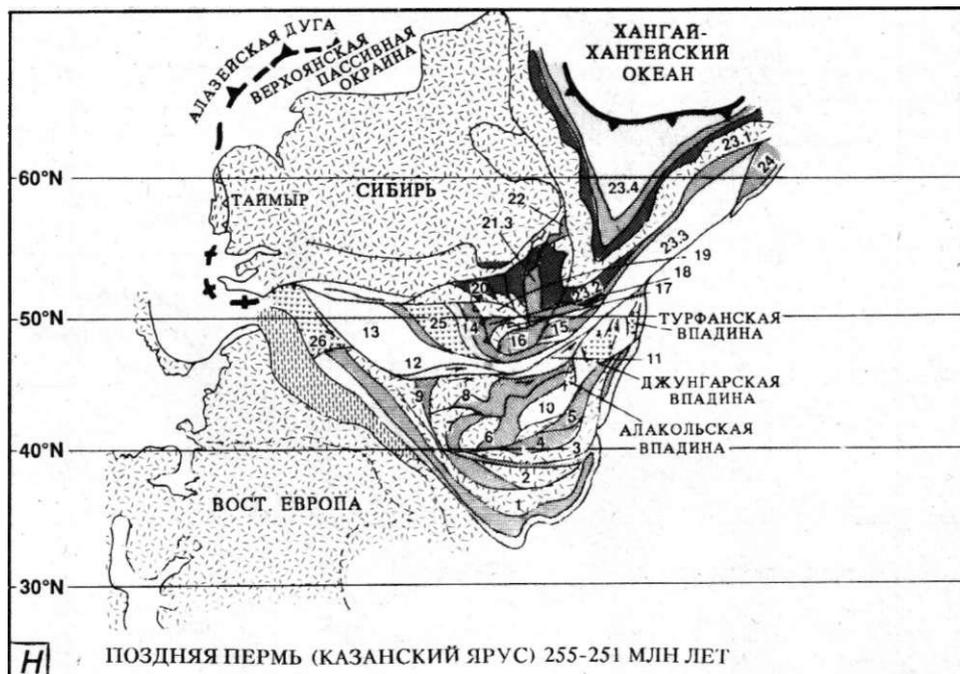
В приведенной выше тектонической истории орогенического коллажа алтаид описано зарождение, эволюция, фрагментация и разобщение и, наконец, конечная амальгамация в сложный орогенический коллаж Кипчакской и Тувино-Монгольской дуг (см. рис. 2). По масштабам и особенностям первоначальное отчленение дуги Кипчак в результате задугового спрединга, вероятно, идентично расщеплению континентальной коры и образованию океанических бассейнов вдоль границы между Новозеландской и Тонга-Кермадек-Маланезийской плитами [51]. Сегменты дуги Кипчак (единицы 1 и 2), длительное время существовавшие без субдукции, могут быть сопоставлены с сегментом Австралийских островодужных систем, располагающимся на севере бассейна Фиджи [52]. В соответствии с имеющимися в нашем распоряжении данными, дуга Кипчак на рис. 2, В изображена как единая и простая, однако сопоставление с современными аналогами показывает, что строение ее, вероятно, было более сложным и на каких-то участках она, возможно, расщеплялась на несколько островодужных систем.

-60°N



РАННЯЯ ПЕРМЬ (АРТИНСКИЙ ЯРУС) 269-260 МЛН ЛЕТ

Использование в качестве структурных маркеров магматических фронтов островодужных систем, дополненное выявлением и прослеживанием границ между магматической дугой и аккреционным комплексом, оказалось необычайно полезным для расшифровки строения обширного и сложно построенного региона, протягивающегося от Урала до восточной окраины Азии. Наш анализ показывает также, что в тектонических объектах, чья эволюция определялась прежде всего длительным и непрерывным ростом субдукционно-аккреционных комплексов, поверх которых по направлению к глубоководному желобу скачкообразно мигрировали магматические фронты,



использование офиолитов как маркеров сутур неизбежно приведет к неверным выводам о генеральных особенностях тектонической эволюции. В субдукционно-аккреционных комплексах офиолиты обычно располагаются незакономерно, и в этом случае они не могут помочь в оконтуривании принципиально отличных тектонических единиц, т. е. не могут играть ту же роль, что в орогенах гималайского и альпийского типов. В противовес известным выводам [17, 18, 53—56] мы полагаем, что дискретно расположенные магматические фронты, даже несмотря на то, что они разделены зонами, включающими многочисленные офиолитовые фрагменты, могут и не представлять собой индивидуальные островные дуги. Там, где в архитектуре орогена преобладают субдукционно-аккреционные комплексы (помимо алтаид это, например, панафриканские структуры Северо-Восточной Африки и Аравийского п-ва), с нашей точки зрения, чрезвычайно важно найти правильный баланс между представлениями о мигрирующих магматических фронтах и идеями об индивидуальных островных дугах, поскольку без этого количество выделенных сутур будет значительно превышать число реально существующих.

Тектоническая эволюция алтаид во многом сходна с мезо-кайнозойской эволюцией Северочамериканских Кордильер, особенно Аляски [57] и тихоокеанских структур востока Азии [58, 59]. Важнейшим аспектом эволюции алтаид было образование огромных по объему венд-палеозойских субдукционно-аккреционных комплексов перед фронтом докембрийских массивов Тувино-Монгольской и Кипчакской дуг. Суммарная площадь, занимаемая этими комплексами в алтаидах, составляет 5,3 млн км², что равно одной девятой части общей площади Азии. В течение эволюции алтаид, длившейся 350 млн лет, к Азии ежегодно добавлялась территория, приблизительно равная площади двух футбольных полей. По оценке Д. Хауэлла и Р. Мюррея [60], из мантии ежегодно выделяется 1,30 км³ силикатного материала, а в зоны субдукции поставляется 1,70 км³ терригенного, пелагического и биогенного материала, добавляемого затем к субдукционно-аккреционным комплексам. Таким образом, из общего количества аккрецируемого к континентам материала 45 % приходится на ювенильные, 55 % — на экзогенные источники. Если эти соотношения оставались постоянными в течение всего фанерозоя, то 0,205 км³ ювенильного материала ежегодно должно было

добавляться к континентальной коре алтаид в палеозое. Этот вывод находится в хорошем соответствии с выводом о высокой скорости роста континентальной коры в фанерозое [61]. Дж. Дьюи и Б. Уиндли [62] полагают, что в мезокайнозое суммарный рост континентальной коры был на уровне 0,429 км. Если эта цифра верна для палеозоя, то в это время субдукционная система алтаид обеспечивала 48 % мирового роста континентальной коры.

По нашим оценкам, в алтаидах за 350 млн лет эволюции к Азии было добавлено 2,5 млн км². Эта оценка ставит под сомнение высказывание П. Кони [63], согласно которому к Северной Америке только за 165 млн лет было добавлено 7,23 млн км². Отсутствие площадного континентального оледенения в мезозое позволяет предполагать, что уровень Мирового океана был выше, чем в палеозое, и, следовательно, эрозия континентов происходила с замедленной скоростью [64]. Из этого, в свою очередь, следует вывод о том, что поступление турбидитовых осадков в желоба в мезозое и их последующее вхождение в аккреционные призмы также осуществлялось более медленными темпами, чем в палеозое. Учитывая эти соображения, можно заключить, что высокие значения приращения Северной Америки за интервал времени, почти в два раза меньший интервала эволюции алтаид, скорее всего являются следствием явно завышенных оценок объема субдукционно-аккреционного материала в Северо-Американских Кордильерах.

Обсуждение

Работая над моделью, мы придерживались принципа максимализма, т. е. стремились выделять как можно более крупные структурные единицы, которые можно выделить, не нарушая принципов анализа. Работа шла методом проб и ошибок. Первоначальная модель была предложена Д. Шенгером на основе схемы, опубликованной в статье [25]. В этой модели структура Казахстана и Северного Тянь-Шаня представляла собой сильно сжатый двойной ороклад. В этом случае Кипчакская островная дуга, смятая в виде гармошки, должна была быть трижды повторена на данной территории и соседние ветви смятой дуги должны были иметь в современной структуре противоположную полярность. Модель испытывала значительные трудности при ее адаптации к геологии Тянь-Шаня. Б. Натальин предложил заменить западную часть гармошки перемещениями по сдвигам, и такая модель представлена в этой статье. Авторы знают слабые места модели, в которой, в частности, не отражена раннепалеозойская история Казахстана и Средней Азии, и продолжают работу по ее совершенствованию.

Реконструкции *A* и *B* (см. рис. 2) являются главными иллюстрациями модели тектонического развития палеозойд, они отображают ее основную идею. Последующие реконструкции показывают вероятную последовательность событий. При этом мы хотим обратить внимание на то, что именно логика реконструкций привела к выводу о возникновении в пермское время зон растяжения и впадин в фундаменте будущей Западно-Сибирской плиты, что находится в хорошем согласии с данными бурения и геофизических исследований во впадинах.

Эта публикация и статья в *Nature* являются первым результатом работы по составлению тектонической карты алтаид, осуществляемой в отделении общей геологии Стамбульского технического университета при финансовой поддержке Турецкой научно-технической ассоциации (TUBITAK).

ЛИТЕРАТУРА

1. Sengb V. 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.
2. Suess E. *Das Antlitz der Erde*. Tempsky, Vien, 1901, v. 3/1, 508 p.
3. Тектоника Евразии (объяснительная записка к тектонической карте м-ба 1:5 000 000) / Ред. А. Л. Яншин. М., Наука, 1966, 487 с.

4. Тектоника Северной Евразии / Под ред. А. В. Пейве, А. Л. Яншина. М., Наука, 1980, 198 с.
5. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натанов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, кн. 1, 2, 334 с.
6. Моссаковский А. А., Руженцев С. В., Самыгин С. Г., Хераскова Т. Н. О двух классах палеоокеанических структур Центральной Азии // Докл. АН СССР, 1992, т. 323, № 2, с. 337—381.
7. Huang Z. K. On Major Tectonic Forms of China // Geol. Mem. A20. Nat. Geol. Survey of China, Pehpey, 1945, 165 p.
8. Yang S. N., Yang W. R. Zhongguo Quyuadi Guo Zhao Xue. Geol // Press, Beijing, 1985, 341 p.
9. Yang Z. Y., Cheng Y. Q., Wang H. Z. The **geology of China** // Clarendon, Oxford, 1986, 303 p.
10. Ren J. S., Jiang C. F., Zhang Z. K., Qin D. Y. Geotectonic evolution of China // Science, Beijing, 1987, 203 p.
11. Argand E. La tectonique de l'Asie: 13e Congr. Geol. Int., Vaillant-Carmanne, Liege, 1924, p. 171—372.
12. Gregory J. W. Introduction // Structure of Asia, Methuen, London 1929, p. 1—34.
13. Leuchs K. Geologie von Asien. Borntraeger, Berlin, 1935—1937, v. 1,2, 317 p.
14. Burke K., Dewey J. F., Kidd W. S. F. World distribution of **sutures** — the sites of **former oceans** // Tectonophysics, 1977, v. 40, p. 66—99.
15. Maruyama S., Sakai H. Tectonics of Asia as a composite continent // Mon. Assoc. Geol. Coll. Japan, 1986, v. 31, p.487—518.
16. Sengor A. M. C. Tectonic subdivisions and evolution of Asia // Bull. Istanbul Tech. Univ., 1987, v. 40, p. 355—435.
17. Coleman R. G. Continental growth of Northwest China // Tectonics, 1989, v. 8, p. 621—635.
18. Windley B. F., Allen M. B., Zhang C. et al. Paleozoic accretion and Cenozoic reformation of the Chinese Tien Shan Range, Central Asia // Geology, 1990, v. 18, p. 128—132.
19. Добрецов Н. Л. Проблемы тектоники и офиолитовых поясов Центральной Азии, Южной Сибири и Северного Китая // Проблемы магматизма и метаморфизма Восточной Азии. Новосибирск, Наука, 1990, с. 7—25.
20. Hamilton W. B. The Uralides and the motion of the Russian and Siberian platform // Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, v 81, p. 2553—2576.
21. Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., Недра, 1972, 240 с.
22. Bakhteyev M. K., Filatova N. I. On the distinctive features of the concluding stage of geosynclinal development of the Dzhungarian-Balkhash geosynclinal system // Geotectonics, 1969, v. 3, p. 179—185.
23. Sengor A. M. C. Orogenic architecture as a guide to the size of ocean lost in collisional mountain belt // Bull. Istanbul Tech. Univ., 1991, v. 44, p. 43—74.
24. Von Humbolt A. Asia Centrale. Gide, Paris, 1843, v. 1, 570 p. /
25. Sengor A. M. C., Okurogullari A. H. The role of accretionary wedges in the growth of continents: Asiatic examples from Argand to plate tectonics // Eclog. Geol. Helvet., 19/91, v. 84, p. 535—597.
26. Spiegelman M., McKenzie D. Simple 2-D models for melt extraction at mid-ocean ridges and island arcs // Earth Planet. Sci. Lett., 1987, v. 83, p. 137—152. /
27. Хасин Р. А., Борзаковский Ю. А., Зоненшайн Л. П. Геология Монгольской Народной Республики. Т. 2, Магматизм, метаморфизм, тектоника. М., Недра, 1973, 752 с.
28. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 7. Алтай-Саянский и Забайкало-Верхнеамурский регионы. Кн. 1. Алтай, Саяны, Енисейский край / Под ред. Б. А. Амантова, Б. А. Кузнецова, П. С. Матросова. Л., Недра, 1988, 300 с.
29. Rotarash A. I., Samygin S. G Gredyushko Ye. A. et al. The Devonian active continental margin in the Southwestern Altay // Geotectonics, 1982, v. 18, p. 31—41.
30. Otsuki K. On the relationship between the width of shear zone and the displacement along fault // J. Geol. Soc. Japan, 1978, v. 84, p. 661—669.
31. Kheraskova T. N. Late Precambrian tilloids of the Baykonur Formation in the Ulutau Mountains, central Kazakhstan, U.S.S.R. // Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record. Cambridge Univ. Press, UK, 1984-H). 348—352.
32. Kheraskova T. N. Late Precambrian tilloids of the satan Formation in the Ulutau Mountains, central Kazakhstan, U.S.S.R. // Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record. Cambridge Univ. Press, UK, 1981, p. 353—355.
33. Kheraskova T. N. Late Precambrian tilloids of the Kapal Formation in the Atasu-Mointy interfluve, central Kazakhstan, U.S.S.R. // Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record. Cambridge Univ. Press, UK, 1981, p. 358—363.
34. Korolev V. G., Maksumova R. A., Sagyndykov K. S. The Vendian **tilloid** complex of Tien Shan, U.S.S.R. // Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record. Cambridge Univ. Press, UK, 1981, p. 364—369.
35. Sengor A. M. C. The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia // Geol. Soc. Am., Spec. Pap. 195, 1984, 82 p.
36. McKerroy W. S., Scotese C. P., Brasier M. D. Early Cambrian continental reconstruction // J. Geol. Soc, London, 1992, v. 149, p. 599—606.

37. Torsvik T. H., Smethurst M. A., Van der Voo R. et al. Baltica. A synopsis of Vendian-Permian paleomagnetic data and their paleotectonic implication // *Earth Sci. Rev.*, 1992, v. 33, p. 133–152.
38. Beckinsale R. D., Reading H. G., Rex D. C. Potassium-argon ages for basic dykes from East Finnmark: stratigraphical and structural implications // *Scot. J. Geol.*, 1975, v. 12, p. 51–65.
39. Lybutsov V. V., Negrutsa V. Z., Predovsky A. A. Upper Proterozoic sedimentary rocks of the Kola coast of the Barents Sea. (A guidebook to typical sections of the Kildin Island, Rybachiy and Sredniy Peninsular, Bolshoy Aynov and Kheynya Islands) // *Kola Science Center, USSR Acad. Sci., Apatity*, 1991, 53 p.
40. Hambrey M. J. Late Proterozoic stratigraphy of the Barents shelf // *Geological Evolution of the Barents Shelf Region*. London, Graham and Tortman, 1988, p. 49–72.
41. Khain V. E. Geology of the USSR. First part: old cratons and Paleozoic fold belts // *Borntraeger, Berlin*, 1985, 272 p.
42. Ruzhentsev S. V., Samygin S. F. Tectonic evolution of the south Uralian ophiolites // *Ophiolites of the Canadian Appalachians and Soviet Urals*. Dept. Geol. Mem. Univ. Newfoundland, Rep. 8, St. John's, 1969, p. 117–125.
43. Перфильев А. С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М., Наука, 1979, 188 с.
44. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез древних платформ) М., Недра, 1983, 280 с.
45. Бочкарев В. С., Криночкин В. Г. Докембрийские и палеозойские формации Западной Сибири // *Тектоника платформенных областей*. Новосибирск, Наука, 1988, с. 88–104.
46. История развития Уральского палеоокеана/ Под ред. Л. П. Зоненшайна, В. В. Матвиенкова. М., 1984, 164 с.
47. Буртман В. С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М., Наука, 1976, 164 с.
48. Войтович В. С. Природа Джунгарского глубинного разлома. М., Наука, 1969, 150 с.
49. Сурков В. С., Жеро С. Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М., Недра, 1981, 142 с.
50. Бененсон В. А. Геология фундамента Западно-Сибирской платформы // *Геотектоника*, 1981, № 5, с. 19–29.
51. Hilde T. W. C., Uyeda S., Kroenki L. Evolution of the western Pacific and its margin // *Tectonophysics*, 1977, v. 38, p. 145–165.
52. Hamburger M. W., Isacks B. L. Diffuse back-arc deformation in the southwestern Pacific // *Nature*, 1988, v. 332, p. 599–604.
53. Якубчук А. С. Тектоническая позиция офиолитовых зон в структуре палеозонд Центрального Казахстана // *Геотектоника*, 1990, № 5, с. 55–67. /
54. Mossakovsky A. A., Dergunov A. B. The Caledonides of Kazakhstan, Siberia, and Mongolia: review of structure, development history, and paleotectonic environments // *The Caledonide Orogen-Scandinavia and Related Areas*. J. Willey, Chichester 1985, p. 1202–1215.
55. Feng Y. M. Characteristics of ancient plate tectonics in west Junggar // *Bull. Xi'an Inst. Geol. Min. Res., Chines Acad. Sci.*, 1986, v. 13, p. 37–45. f
56. Coleman R. G. Reconstruction of the Paleo-Asian ocean, VSP. Netherlands, 1993.
57. Plafker G. Regional geology and tectonic evolution of Alaska and adjacent parts of the northeast Pacific ocean margin // *Regional Geology and Tectonic Evolution of Alaska and Adjacent parts of the northeast Pacific Ocean Margin: Proceedings of the Pacific Rim Congress 90*, Australasian Institute of Mining and Metalurgy, Queensland, Australia, p. 841–853.
58. Натальин Б. А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока // *Тихоокеанская геология*, 1991, № 5, 3–23.
59. Натальин Б. А., Фор М. Геодинамическая эволюция восточной окраины Азии в мезозое // *Тихоокеанская геология*, 1991, № 6, 3–25.
60. Howell D. G., Murray R. W. A budget for continental growth and denudation // *Science*, 1986, v. 233, p. 446–449. /
61. Taylor R. S., McLennan S. M. The continental crust: Its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 1985, 312 p.
62. Dewey J. F., Windley B. F. Growth and differentiation of the continental crust // *Phil. Trans. R. Soc.*, 1981, v. A301, p. 189–206.
63. Coney P. J. Accretionary tectonics in western North America // *Arizona Geol. Soc. Digest*, 1981, v. 14, p. 23–37.
64. Crowell J. C. Continental glaciation through geologic time // *Climate in Earth History*. Natn. Acad. Press, Washington DC, 1982, p. 77–82.
65. Scotese C. R., McKerroy W. S. Revised world map and introduction // *Paleozoic Paleogeography and Biogeography*. Geol. Soc. Mem, № 12, 1990, p. 1–21.
66. Материалы мирового центра данных Б. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Данные по СССР / Ред. А. Н. Храмов. М., 1986, вып. 6, 38 с.
67. Материалы мирового центра данных Б. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Данные по СССР / Ред. А. Н. Храмов. М., 1989, вып. 7, 29 с.