

ЗРЕЛАЯ СТАДИЯ ЭВОЛЮЦИИ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА И ЕГО ЗАКРЫТИЕ
(ПАЛЕОЗОЙ—РАННИЙ МЕЗОЗОЙ)

УДК 551.24

ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКО-ОРДОВИКСКАЯ ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА
ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Н.Л. Добрецов, М.М. Буслов

Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

На огромной территории Центральной Азии от Западного Казахстана до Байкала в позднем кембрии—ордовике произошли крупные аккреционно-коллизийные события, которые проявились в сходной геодинамической обстановке с участием микроконтинентов гондванской группы (Кокчетавского, Алтае-Монгольского, Тувино-Монгольского и Баргузинского) и Казахстанско-Тувино-Монгольской островной дуги или нескольких дуг. Совпадение по времени этих событий с открытием Уральского и Монголо-Охотского (Туркестанского) океанов позволяет рассматривать их как результат крупной перестройки в эволюции Земли, возможно, связанной с увеличением мантийного воздействия на литосферу. После раскола Родинии 970—850 млн лет назад и крупных событий 760—700 млн лет проявился очередной импульс плюмового магматизма в конце кембрия—начале ордовика (500—480 млн лет), который привел к раскрытию новых океанов и ускорил аккрецию гондванских блоков к островной дуге с формированием протяженного (более чем 6000 км) Казахстанско-Байкальского орогенного пояса.

Аккреционно-коллизийные события, амальгамация, микроконтиненты гондванской группы, островная дуга, ороген, мантийный плюм.

LATE CAMBRIAN-ORDOVICIAN TECTONICS AND GEODYNAMICS OF CENTRAL ASIA

N.L. Dobretsov and M.M. Buslov

In the Late Cambrian-Ordovician, intense accretion-collision processes in similar geodynamic settings involving Gondwana-derived microcontinents, such as Kokchetav, Altai-Mongolian, Tuva-Mongolian, and Barguzin, and the Kazakhstan-Tuva-Mongolian island arc or a system of island arcs took place on a large territory of Central Asia — from West Kazakhstan to Lake Baikal. The processes were likely to be the result of a large rebuilding of the Earth's crust possibly related to the increased mantle impact on the lithosphere as they were simultaneous to the opening of the Uralian and Mongolian-Okhotsk (Turkestan) oceans. The 970–850 Ma breakup of Rodinia and the 760–700 Ma important tectonic events were followed by the Late Cambrian-Early Ordovician plume magmatism impulse at 500–480 Ma, which led to the opening of new oceans and accelerated the accretion of the Gondwana-derived blocks to the island arc and subsequent formation of an extended, more than 6000 km long, Kazakhstan-Baikal orogenic belt.

Accretion-collisional processes, amalgamation, Gondwana-derived microcontinents, island arc, orogen, mantle plume

ВВЕДЕНИЕ

В Центральной Азии (рис. 1) широко проявлены аккреционно-коллизийные события позднекембрийско-ордовикского возраста. Ими сформированы (с запада на восток): 1. Кокчетавский субдукционно-коллизийный пояс, образованный в результате двух этапов: венд-кембрийской субдукции и позднекембрийско-ордовикской субдукции и коллизии Кокчетавского микроконтинента с островной дугой [Добрецов и др., 2005, 2006]. Аналоги пояса широко распространены в Западном Казахстане и в фундаменте Западно-Сибирской плиты. 2. Покровно-сдвиговый складчатый пояс центральной части Алтае-Саянской складчатой области, сформированный также в два этапа — позднекембрийско-ордовикской субдукции океанической коры под Алтае-Монгольский микроконтинент и позднедевонской коллизии микроконтинента с Сибирским континентом [Буслов, 1988; Буслов и др., 2003; Buslov et al., 2004]. 3. Покровно-сдвиговый складчатый пояс Тувы, Бурятии и Северо-Западной Монголии, образованный в результате венд-кембрийской субдукции и позднекембрийско-ордовикской коллизии Тувино-Монгольского микроконтинента с одноименной островной дугой [Владимиров и др., 2000, 2004; Кузьмичев, 2004].

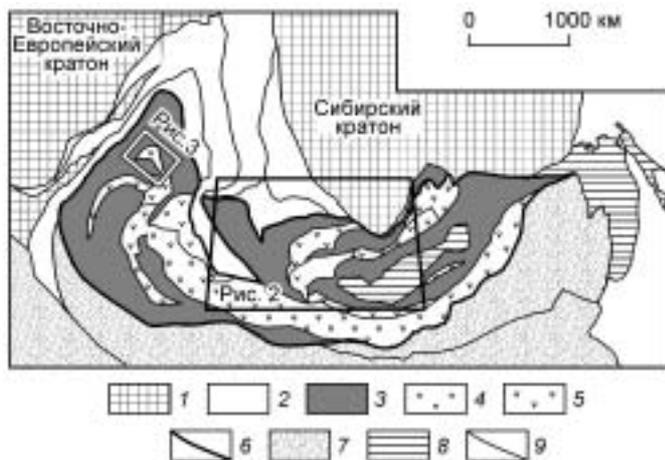


Рис. 1. Положение позднекембрийско-ордовикского Казахстанско-Байкальского орогена в структуре Центральной Азии.

1 — кратоны лавразийской группы, 2 — окраинно-континентальные образования Сибирского и Восточно-Европейского кратонов, 3—6 — позднекембрийско-раннеордовикский Казахстанско-Байкальский ороген: 3 — микроконтиненты гондванской группы, 4, 5 — Казахстанско-Тувинно-Монгольская островная дуга: 4 — преимущественно магматические породы, 5 — образования аккреционных призм и преддуговых прогибов; 6 — граница Казахстанско-Байкальского орогена; 7 — позднепалеозойско-раннемезозойский аккреционно-коллизийный пояс, содержащий микроконтиненты и континенты гондванского происхождения; 8 — мезозойские образования; 9 — границы террейнов.

4. Покровно-сдвиговая складчатая структура Прибайкалья [Федоровский и др., 1993, 1995; Федоровский, 1997; Скляр и др., 2001; Fedorovsky et al., 2005], где важную роль сыграла вендско-кембрийская субдукция и позднекембрийско-ордовикская коллизия Баргузинского(?) микроконтинента с активной окраиной Сибирского континента.

Перечисленные аккреционно-коллизийные структуры смяты в крупные ороклинальные складки и нарушены поперечными и продольными среднепалеозойско-мезозойскими сдвигами. С учетом поздних деформаций они могут быть реконструированы в единый пояс длиной более 6000 км. Можно допустить, что Кокчетавский, Алтае-Монгольский, Тувинно-Монгольский, Баргузинский и другие микроконтиненты были аккрецированы к единой Казахстанско-Тувинно-Монгольской островодужной системе и сформировали единый Казахстанско-Байкальский покровно-складчатый орогенный пояс. В среднем — позднем ордовике на всей рассматриваемой территории проявился постколлизийный гранитоидный магматизм, произошло накопление моласс и флиша, окончательно сформировался Казахстанско-Байкальский составной континент — типичное звено Центрально-Азиатской системы, сформировавшейся на месте Палеоазиатского океана [Зоненшайн и др., 1990; Диденко и др., 1994; Добрецов, 2003; Dobretsov et al., 2003].

С чем связаны позднекембрийско-ордовикские субдукционно-коллизийные события и орогенез, синхронные на огромной территории Центральной Азии? Каково их значение для понимания тектоники и геодинамики Центральной Азии и эволюции Палеоазиатского океана? Рассмотрению этих вопросов на основе детальной характеристики и сопоставления аккреционно-коллизийных событий позднекембрийско-ордовикского возраста вышеперечисленных поясов посвящена настоящая статья.

Выяснение масштабов и геодинамической причины позднекембрийско-ордовикских субдукционно-коллизийных событий позволит полнее выявить историю венд-палеозойского формирования структуры Центральной Азии и внести существенный вклад в понимание геодинамики Палеоазиатского океана в целом. Поскольку в интерпретациях этой эволюции много дискуссионных вопросов, мы постараемся выделить установленную последовательность событий в предваряющем кратком обзоре.

КРАТКИЙ ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЕОЛОГИИ И ТЕКТНИКЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

В последнее время складчатые сооружения Центральной Азии охарактеризованы как венд-палеозойские аккреционно-коллизийные пояса, образованные в результате эволюции Палеоазиатского океана [Зоненшайн и др., 1990; Berzin, Dobretsov, 1993; Моссаковский и др., 1993; Берзин и др., 1994; Диденко и др., 1994; Добрецов, 2003а; Парфенов и др., 2003]. Считается [Магума, 1994], что открытие Палеоазиатского океана произошло в результате воздействия суперплюма на суперконтинент Родиния, что привело к его расколу на несколько континентов, в том числе Сибирский и Восточно-Европейский (Балтийский). Раскол Гондваны в позднем докембрии привел к включению в состав коры Палеоазиатского океана множества микроконтинентов и блоков [Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994]. Дальнейшая эволюция Палеоазиатского океана связана с взаимодействием Сибирского и Восточно-Европейского континентов и микроконтинентов гондванской группы. В статье [Dobretsov et al., 2003] подробно рассмотрена история формирования Палеоазиатского океана в неопротерозое — раннем ордовике. Показано, что его раскрытие произошло в период 970—850 млн лет и фиксируется возрастом базитовых даек, расположенных внутри блоков Родинии, а также возрастом офиолитов. Затем, в периоды 850—750 и 750—700 млн лет литосфера Палеоазиатского океана субдуцировала под Сибирский континент. Эти периоды коррелируются с этапами раскрытия Северной и Южной Пацифики. Раскрытие океана Япетус между Лаврентией и Балтикой в период 650—620 млн лет считается финальной стадией раскола Родинии,

а период 620—550 млн лет — стадией максимального раскрытия Палеоазиатского океана и формирования островодужных систем Центральной Азии, в том числе в обрамлении Сибирского континента.

Важным вкладом в понимание тектоники и геодинамики Центральной Азии и эволюции Палеоазиатского океана является выявление количества островодужных систем и их полярности. По мнению [Sengör et al., 1993; Шенгёр и др., 1994], в истории Палеоазиатского океана существовала единая венд-палеозойская субдукционная граница, над которой сформировались островные дуги (Тувино-Монгольская и Кипчак). В течение палеозоя в результате дрейфа и вращения Сибирского и Восточно-Европейского континентов произошли деформации дуг, выраженные в формировании оротинальных изгибов и многочисленных повторениях ее фрагментов по сдвигам. Наиболее важными эпизодами в формировании аккреционного коллажа Центральной Азии считаются правосторонние позднекарбоновые, а затем левосторонние позднепермские смещения, обусловленные сближением и вращением Восточно-Европейского континента относительно Сибирского.

В статьях [Буслов и др., 2000, 2003; Buslov et al., 2004] на основе структурных, палеомагнитных, геохронологических и палеогеографических данных делается заключение о крупноамплитудных позднепалеозойских сдвиговых перемещениях в Алтае-Саянской складчатой области и Восточном Казахстане, сформировавших окончательную структуру этих регионов в результате закрытия Палеоазиатского океана. Показано, что позднепалеозойские сдвиговые деформации с амплитудой более чем 1000 км сильно нарушили раннюю тектоническую зональность. Сдвиговые деформации формируют коллаж террейнов, образованный в позднем девоне — раннем карбоне при столкновении Казахстанского составного континента с Сибирским, и в позднем карбоне — перми при столкновении Восточно-Европейского, Казахстанского (Казахстано-Байкальского) и Сибирского континентов. В результате коллизий аккреционно-коллизийные окраины Сибирского и Восточно-Европейского континентов и весь Казахстанский составной континент (в настоящей статье он рассматривается широко как Казахстанско-Байкальский) разделились сдвигами и сопряженными надвигами на множество террейнов. В связи с этим существует проблема выявления допозднепалеозойской тектонической зональности Центральной Азии.

На примере восточной части Центральной Азии выделены следующие наиболее важные структурные элементы и сегменты (рис. 2).

1. Южный сегмент (юг Алтае-Саянской области, Тува, Монголия, Прибайкалье), где венд-палеозойские островные дуги и аккреционно-коллизийные пояса включают докембрийские микроконтиненты гондванского происхождения (Кокчетавский, Алтае-Монгольский, Тувино-Монгольский, Баргузинский и др.) [Berzin, Dobretsov, 1994; Берзин и др., 1994; Беличенко и др., 1994; Буслов, 1998; Dobretsov et al., 2003].

2. Северный сегмент (север Алтае-Саянской области), где развиты окраинно-континентальные образования Сибирского континента, представленные венд-кембрийской Кузнецко-Алтайской островной дугой, комплексами пород ордовикско-силурийской пассивной окраины и девонско-раннекарбоновой островной дуги. В аккреционных клиньях островных дуг широко представлены фрагменты вендско-палеозойской океанической коры, состоящей из офиолитов и палеоокеанических поднятий. В структуре северного сегмента отсутствуют гондванские микроконтиненты [Буслов, 1998; Буслов и др., 2003; Buslov et al., 2004; Добрецов и др., 2004].

3. Чарышко-Теректинско-Саянская сутурная зона, разделяющая северный и южный сегменты. В ее строении принимают участие фрагменты позднекембрийско-раннеордовикской океанической коры и ордовикско-силурийские голубые сланцы [Буслов, 1998; Buslov et al., 2004; Волкова и др., 2005].

4. Разновозрастные продольные и поперечные сдвиги, которые как завершают формирование сутурных зон или(и) развиваются субпараллельно офиолитовым сутурам, так и нарушают их. Выделяются сдвиги среднепозднеордовикского, позднедевонского, позднедевонско-раннекарбонового, раннекарбонового, позднекарбоново-пермского, пермско-триасового и триас-юрского возрастов, сформировавшие современный рисунок мозаично-блоковой структуры Центральной Азии [Berzin, Dobretsov, 1993; Берзин и др., 1994; Буслов, 1998; Буслов и др., 2003; Buslov et al., 2004].

Наиболее ярко проявились разломные структуры позднекарбоново-пермской коллизии Восточно-Европейского, Казахстанского и Сибирского континентов, которые сильно усложнили структурный рисунок предыдущих геодинамических обстановок. В Восточном Казахстане, южной части Алтае-Саянской области, Туве, Монголии хорошо сохранились фрагменты вендско-кембрийских (ордовикских?) островных дуг в ассоциации с микроконтинентами (см. рис. 2). В венд-палеозойских складчатых поясах Северо-Восточного Казахстана и северной части Алтае-Саянской области отсутствуют микроконтиненты. В них выявлена последовательность окраинно-континентальных обстановок Сибирского континента: венд-кембрийских островных дуг, включающих аккреционные призмы (с фрагментами офиолитов, пород океанических плато и симаунтов, эклогитов и голубых сланцев), ордовикско-силурийской пассивной окраины, девонско-раннекарбоновой активной окраины [Буслов, 1998; Dobretsov et al., 2003; Буслов и др., 2003; Buslov et al., 2004].

Широкое проявление позднекембрийско-ордовикских субдукционно-коллизийных событий в Алтае-Саянской области, наряду с высокобарическими поясами и офиолитами этого возраста, выявилось только в последнее время [Ивата и др., 1997; Буслов и др., 2000, 2003; Buslov et al., 2004; Волкова и др.,

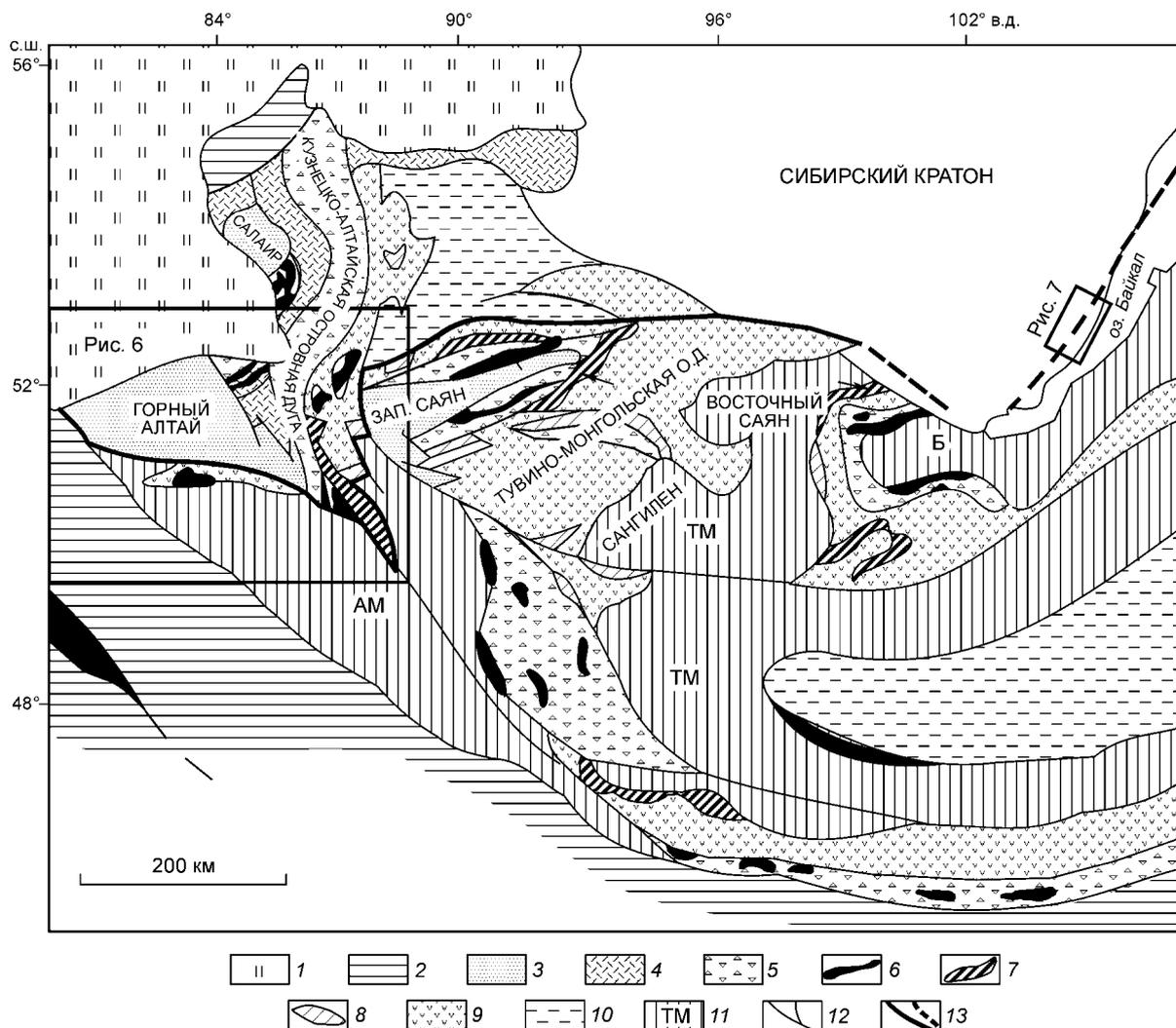


Рис. 2. Тектоническая схема Алтае-Саянской области, Тувы, Монголии и Прибайкалья.

1 — кайнозойские осадки Бийско-Барнаульской впадины, 2 — герциниды, 3 — кембрийские турбидиты, 4 — кембрийские известково-щелочные вулканиты островных дуг, 5 — венд-кембрийские аккреционные призмы, 6 — венд-кембрийские океанические офиолиты, 7 — вендские офиолиты примитивных островных дуг, 8 — венд-кембрийские офиолиты и образования палео-океанических поднятий, 9 — венд-кембрийские известково-щелочные вулканиты островных дуг, 10 — среднепозднепалеозойские вулканогенно-осадочные бассейны, 11 — микроконтиненты гондванской группы: АМ — Алтае-Монгольский, ТМ — Тувино-Монгольский, Б — Баргузинский; 12 — позднепалеозойские сдвиги, 13 — Чарышко-Теректинско-Саянская сутурная зона.

2005] и пока не нашло объяснения. По нашему мнению, они формируют Чарышко-Теректинско-Саянскую сутурную зону, которая отделяет венд-раннепалеозойские образования окраины Сибирского континента от Казахстанско-Байкальского континента, состоящего из докембрийских микроконтинентов гондванской группы и Казахстанско-Тувино-Монгольской островной дуги (см. рис. 2).

ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКО-ОРДОВИКСКИЕ СУБДУКЦИОННО-КОЛЛИЗИОННЫЕ СОБЫТИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

В Казахстане широко представлены аккреционно-коллизийные пояса, включающие фрагменты венд-ордовикских островных дуг и микроконтинентов гондванского происхождения. Позднекембрийско-ордовикская история формирования Казахстана наиболее полно изучена на примере Кокчетавского субдукционно-коллизийного пояса, расположенного в Северном Казахстане (см. рис. 1, 3). На основании анализа структурно-вещественных особенностей пород Кокчетавского пояса и геохронологических данных обосновывается [Добрецов и др., 2005, 2006; Де Граве и др., 2006] важная роль позднекембрийско-раннеордовикских тектонических процессов в его эволюции. Выявлено, что пояс состоит (см. рис. 3, 4) из террейнов докембрийского Кокчетавского микроконтинента, позднекембрийско-раннеордовикской

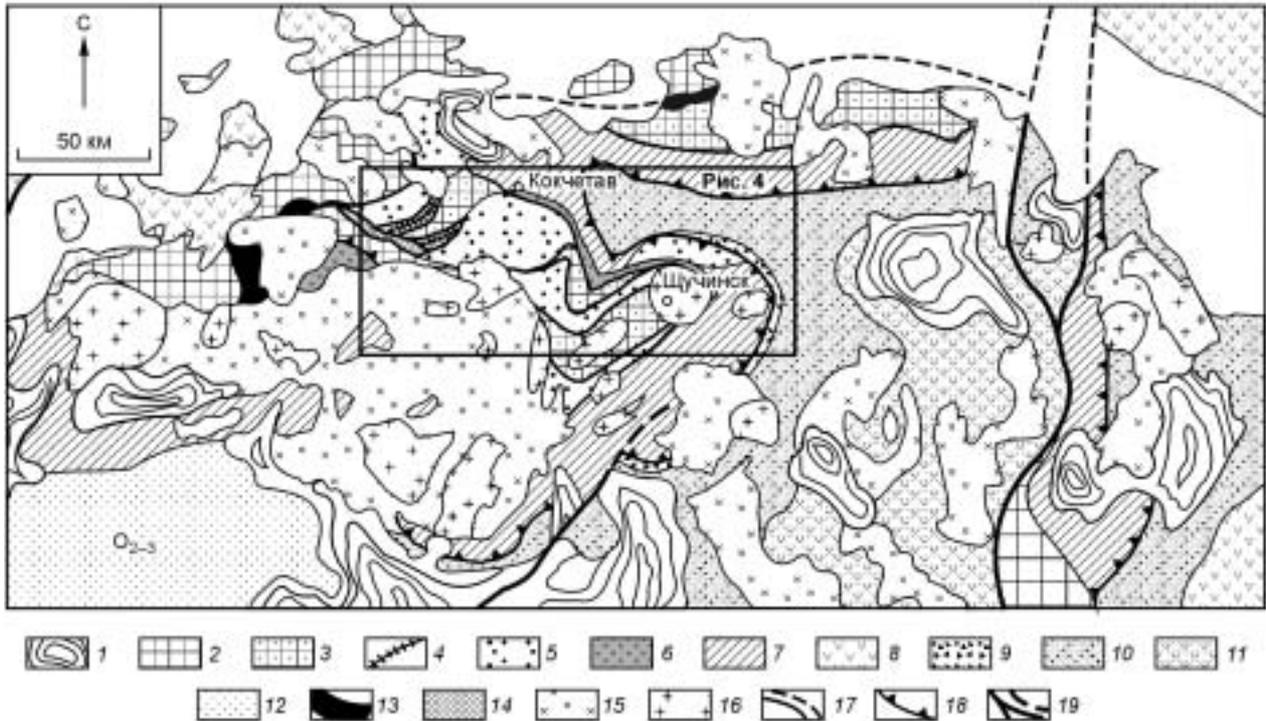


Рис. 3. Тектоническая схема Северного Казахстана [Добрецов и др., 2006].

1 — девонско-позднепалеозойские вулканогенно-осадочные бассейны; 2, 3 — фрагменты Кокчетавского и Шатского (к северо-востоку от Кокчетавы) микроконтинентов: 2 — с диафторезом в зеленосланцевой фации и 3 — с осадками, метаморфизованными в зоне субдукции до амфиболитовой фации; 4, 5 — мегамеланжевый пояс (террейны палеосубдукционной зоны): 4 — алмазодержащие гнейсы и коэситовые эклогиты, 5 — другие террейны, содержащие эклогиты, гранатовые амфиболиты, гранатовые перидотиты среди гранитогнейсов и слюдястых сланцев; 6 — вендские(?) вулканогенно-осадочные породы в составе аккреционной призмы; 7 — раннеордовикская аккреционная призма; 8 — вендско-кембрийские островодужные вулканогенно-осадочные породы (на западе — Ишимской дуги, на востоке — Селетинской); 9 — позднеаренигская синтетектоническая олистострома; 10 — ордовикские вулканогенно-осадочные породы Степнякского прогиба; 11 — ордовикские вулканогенные образования Степнякской островной дуги; 12 — среднепозднеордовикские шельфовые толщи; 13 — позднекембрийско-тремадоксские офиолиты златогорского комплекса; 14 — среднепозднекембрийский красномайский щелочно-ультраосновной комплекс; 15 — силурийско-ордовикские граниты; 16 — девонские граниты; 17 — деформированные плоскости позднекембрийско-раннеордовикских разломов; 18 — позднеаренигско-раннекарадокский фронтальный надвиг Кокчетавского массива на Степнякский прогиб; 19 — позднепалеозойские сдвиги.

аккреционной призмы (содержащей островодужные породы, офиолиты, милонитизированные гранито-гнейсы с будинами эклогитов, олистостромы и турбидиты), различных по глубинности кембрийских палеосубдукционных метаморфических пород. Тектоническое развитие продолжалось до позднего аренига — раннего карадока в обстановке коллизии Кокчетавского микроконтинента с вновь сформированной Степнякской ордовикской островной дугой. В результате двухэтапной субдукции (в венд-кембрии и ордовике) и коллизии (в позднем кембрии — раннем ордовике) (рис. 5) была сформирована сложная покровно-чешуйчатая структура Кокчетавского субдукционно-коллизионного пояса.

В его строении выделяются [Добрецов и др., 2005, 2006] две крупные структурные единицы (см. рис. 3, 4): 1) мегамеланжевый пояс, представленный фрагментами кембрийской палеосубдукционной зоны, сформированными на различных глубинах от 150—200 до 60—30 км, и 2) аккреционная призма, которая сформирована в ордовике на глубинах от 60—30 до 0 км. Датировки и интерпретация ранних стадий формирования мегамеланжевого пояса в 550—530; 520—515; 507—505 млн лет показаны на рис. 5. Они отражают этапы формирования ультрабарических пород, их эксгумации, внутриконтинентальных деформаций, и обсуждены детально ранее [Добрецов и др., 1998, 2005, 2006; Theunissen et al., 2000; Hacker et al., 2002; Dobretsov, Shatsky, 2004].

Поздние этапы в сопоставлении с данными по другим коллизионно-субдукционным поясам обсуждаются в настоящей статье. Разломные зоны, разделяющие фрагменты палеосубдукционных зон и тектонические пластины аккреционной призмы, маркируются гранат-кварц-мусковитовыми и кварц-мусковитовыми сланцами. Совместно, они смяты в опрокинутые на юго-запад изоклинальные складки. Проведенное $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование мусковита из слюдястых пород приразломных зон как в мегамеланжевом

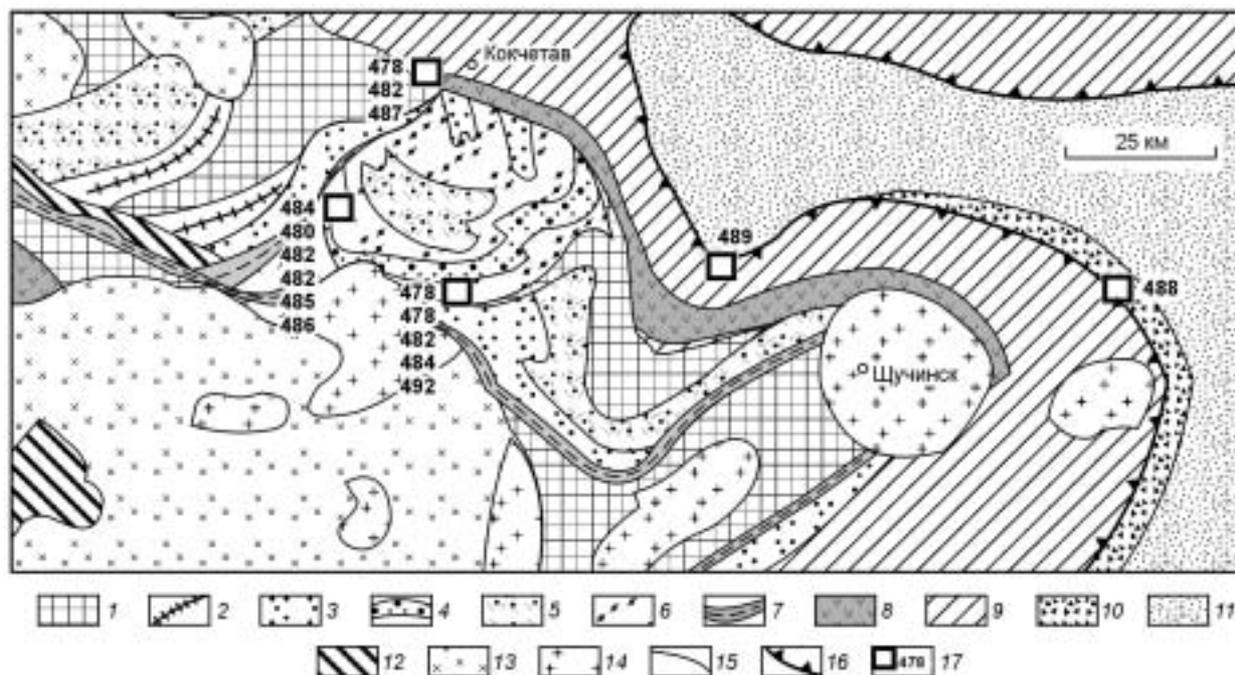


Рис. 4. Основные структурные элементы позднекембрийско-раннеордовикской покровно-складчатой Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоны с положением образцов, датированных Ar-Ar методом.

1 — фрагменты фундамента осадочного чехла Кокчетавского микроконтинента, 2—6 — мегамеланжевый пояс (террейны палеосубдукционной зоны): 2 — алмазосодержащие гнейсы и коэситовые эклогиты, 3 — коэситовые эклогиты, эклогиты и гранатовые амфиболиты в слюдястых сланцах, 4 — террейн, содержащий гранатовые перидотиты, эклогиты, амфиболиты, 5 — эклогиты и гранатовые амфиболиты в гранитогнейсах, 6 — гранат-силлиманит-кордиеритовые сланцы (милониты и бластомилониты) с будинами эклогитов и гранатовых амфиболитов; 7 — гранат-кордиерит-биотитовые сланцы и гнейсы (даулетская свита); 8 — вендские(?) вулканогенно-осадочные породы; 9 — раннеордовикская аккреционная призма; 10 — позднеаренигско-раннекарадокская синтетектоническая олистострома; 11 — ордовикские вулканогенно-осадочные породы Степнякского прогиба; 12 — кембрийский красномайский щелочно-ультраосновной комплекс; 13 — ордовикские граниты; 14 — девонские граниты; 15 — деформированные позднекембрийско-раннеордовикские разломы; 16 — позднеаренигско-раннекарадокский фронтальный надвиг Кокчетавского массива; 17 — местоположение и возраст гранат-сланцевых и слюдястых пород из разломных зон (млн лет).

поясе, так и в аккреционной призме показало близкие значения возрастных плато и изохронного возраста и указывает на позднекембрийско-раннеордовикский (490—480 млн лет) возраст их формирования. В основании покровно-чешуйчатой структуры Кокчетавского пояса расположена синтетектоническая олистострома. На основе находок конодонтов возраст кремнистых пород из матрикса олистостромы аккреционного клина и синтетектонической олистостромы, а также находящихся в ассоциации с островодужными вулканитами установлен в пределах среднего—верхнего аренига (конодонтовые зоны *O. evae*, *V. navis* — lower Par. originalis). Этот возрастной интервал характеризует мощную тектоническую перестройку, связанную с реорганизацией аккреционного клина и надвиганием Кокчетавского субдукционно-коллизийного пояса на Степнякский преддуговой прогиб [Обут и др., 2006].

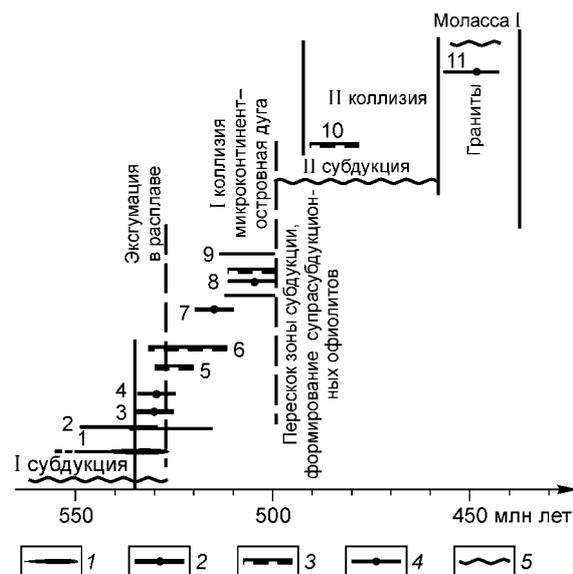
Выявленные особенности геологического строения, палеонтологические и геохронологические данные позволили обосновать позднекембрийско-раннеордовикский тектонический этап в формировании покровно-чешуйчатой структуры Кокчетавского пояса в результате коллизии микроконтинент—островная дуга.

В результате коллизии породы микроконтинента, палеосубдукционной зоны и аккреционной призмы были надвинуты на преддуговой прогиб с формированием покровно-чешуйчатой структуры. В основании этой утолщенной структуры произошло плавление пород и сформировались 460—440 млн лет назад коллизийные граниты зерендинского комплекса. В среднем—позднем ордовике воздымание и разрушение орогена привело к формированию моласс (см. рис. 5).

В Алтае-Саянской области позднекембрийско-ордовикские аккреционно-коллизийные события наиболее ярко проявились в зоне сочленения между Алтае-Монгольским микроконтинентом и Сибирским континентом (см. рис. 2, 6). Зона маркируется фрагментами позднекембрийско-раннеордовикской океанической коры, представленной серпентинитовым меланжем с блоками массивных серпентинитов и

Рис. 5. Корреляционная схема главных геодинамических стадий и геохронологических датировок в эволюции Кокчетавской субдукционно-коллизонной зоны, по [Добрецов и др., 2006] с дополнениями.

1—11 — интервалы возрастов: 1 — эколгитов, Sm-Nd метод [Шацкий и др., 1993], 2 — алмаз-коэситовых гнейсов, SHRIMP по цирконам [Katayama et al., 2002; Херман и др., 2006], 3 — гнейсов, SHRIMP по цирконам [Claone-Long et al., 1991], 4 — гнейсов, SHRIMP по зональным цирконам [Herman et al., 2001], 5 — гнейсов, Ar-Ag по биотиту и мусковиту [Hacker et al., 2003], 6 — гранитов, вмещающих тела UHP-HP пород, Ar-Ag по биотиту и амфиболу [Борисова и др., 1995], 7 — UHP-HP породы, SHRIMP по внешним зонам цирконов [Katayama et al., 2002], 8 — гранитов, вмещающих UHP-HP породы, U-Pb по циркону [Борисова и др., 1995], 9 — гнейсов, Ar-Ag по слодам [Hacker et al., 2003], 10 — сланцы зон надвигов, Ar-Ag и K-Ag по слодам [Добрецов и др., 2006; Де Граве и др., 2006], 11 — гранитов зерендинского комплекса, Rb-Sr [Шатыгин, 1994]. Методы датирования: 1 — Sm-Nd, 2 — по цирконам, 3 — Ar-Ag, 4 — K-Ag, 5 — геологические.



габбро, пластинами габбро и базальтово-кремнистых пород офиолитового разреза, а также базальтами, базальтово-кремнисто-карбонатно-терригенными и карбонатными породами палеоокеанических островов, метаморфизованных в ордовике в зеленосланцевой и голубосланцевой фациях метаморфизма [Буслов и др., 2003; Волкова и др., 2005]. Кремнистые породы содержат многочисленные остатки радиолярий и конодонтов позднекембрийско-раннеордовикского возраста [Ивата и др., 1998; Буслов и др., 2000, 2003].

На основании структурных, геохронологических и палеомагнитных данных [Буслов и др., 2003; Buslov et al., 2004] выявлено, что в позднем кембрии—силуре (локально до среднего девона) между Алтае-Монгольским микроконтинентом и Сибирским континентом существовал Алтае-Саянский океанический бассейн, а аккреционно-коллизонные события позднего кембрия—ордовика происходили на окраине Алтае-Монгольского микроконтинента, где обнаружены также островодужные комплексы этого возраста [Уиндли и др., 1994; Windley et al., 2002].

Алтае-Монгольский микроконтинент вместе с островной дугой столкнулся с Сибирским континентом в позднем девоне и сформировал субширотную полосу сдвиговых и сдвиговонадвиговых структур, к числу которых относятся правосторонний Чарышско-Теректинский сдвиг, система сдвиговонадвиговых структур Курайского, Улаганского и Северо-Саянского разломов (см. рис. 6). Наиболее полно строение коллизонной зоны изучено в зоне Чарышско-Теректинского сдвига [Буслов и др., 2003].

Обобщенный разрез сдвиговой структуры (в Уймонской зоне центральной части Горного Алтая) представлен следующими структурно-вещественными единицами (с северо-запада на юго-восток).

1. Метавулканогенно-карбонатно-терригенная теректинская свита палеозойского (ордовикского?) возраста представлена эпидот-кварц-альбит-хлоритовыми и хлорит-альбит-карбонатными породами, кварцитосланцами, мраморами и метабазами.

2. Глубокометаморфизованные кристаллические породы (гнейсы и кристаллические сланцы тургундинского комплекса). Возраст метаморфизма пород определен как раннесилурийский (Ar-Ag по амфиболам: 415 ± 3 , 418 ± 3 , 418 ± 2).

3. Глаукофансланцевая уймонская свита. Сланцы в разной степени диафорированы и превращены в порфиروبластовые альбит-хлоритовые (\pm фенгит, кварц) сланцы. Возраст голубосланцевого метаморфизма (K-Ag и Ar-Ag по фенгиту и амфиболу) из различных пластин составляет 491—484 и 455—444 млн лет.

Состав уймонской и теректинской свит, а также геохимия метабазальтов указывают на формирование базальтовых, базальтово-кремнисто-карбонатно-терригенных и карбонатных пород в обстановке океанических островов [Буслов и др., 2003; Волкова и др., 2005].

4. Кембрийско-ордовикский офиолитый меланж, представленный преимущественно кремнисто-базальтовыми породами и гипербазитами. Гипербазиты почти повсеместно превращены в серпентинитовые сланцы, среди которых находятся овальные глыбы массивных серпентинитов, реже серпентинизированных дунитов, пироксенитов, габбро и родингитов.

5. Раннесреднеордовикская осадочно-туфогенная, позднекембрийско-раннеордовикская кремнистая и кембрийская вулканогенная толщи. Вулканогенная андезитобазальтовая толща представлена переслаивающимися диабазовыми пироксеновыми и плагиоклазовыми порфиритами, вариолитовыми лавами основного состава, их туфами, туффитами, дайками и силлами диабазов, диабаз-порфиритов и габбро-

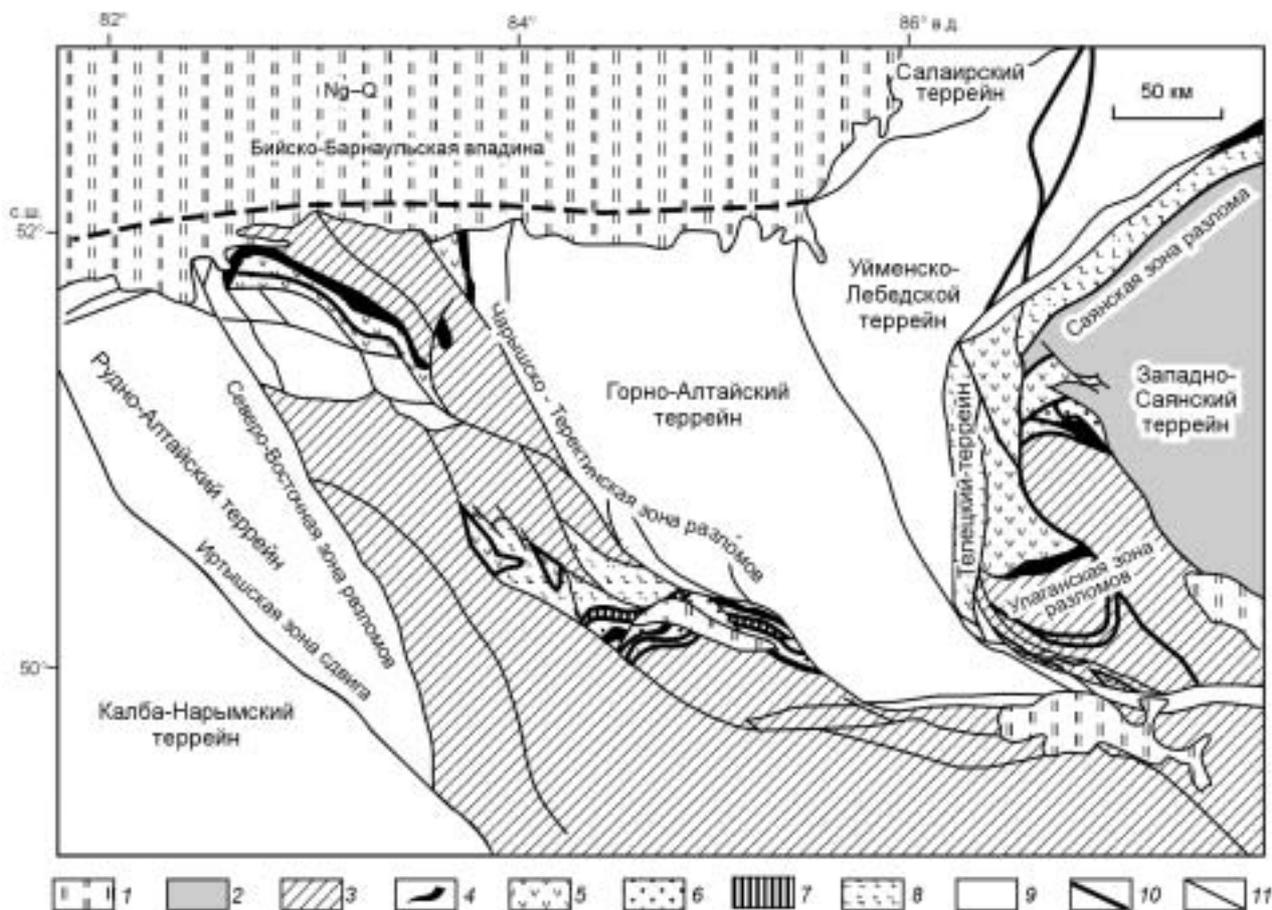


Рис. 6. Тектоническая схема зоны сочленения Алтае-Монгольского микроконтинента с Сибирским континентом.

1 — неоген-четвертичные впадины, 2, 3 — фрагменты Казахстанско-Байкальского орогена : 2 — Западно-Саянский турбидитовый террейн, 3 — Алтае-Монгольский микроконтинент; 4–9 — террейны Чарышско-Теректинско-Саянской сутурной зоны: 4 — позднекембрийско-раннеордовикской океанической коры, 5 — позднекембрийско-ордовикской(?) островной дуги, 6 — ордовикско-силурийских голубых сланцев, 7 — гранитогнейсов, 8 — теректинская свита зеленых сланцев и кристаллических пород тургундинского комплекса в амфиболитовой фации метаморфизма; 9 — террейны окраинно-континентальных образований Сибирского континента: Калба-Нарымский и Рудно-Алтайский девонско-раннекаменноугольный островодужный; Горно-Алтайский, состоящий из пород венд-кембрийской развитой островной дуги, ордовикско-силурийской пассивной окраины и девонской островодужной окраины; Уйменско-Лебедской, состоящий из пород вендской примитивной островной дуги, ордовикско-силурийской пассивной окраины, девонского задугового бассейна; Салаирской кембрийской островной дуги; 10 — позднекембрийско-ордовикские надвиги, разделяющие террейны Чарышско-Теректинско-Саянской сутурной зоны; 11 — позднепалеозойско-раннемезозойские сдвиги.

диабазов, реже песчаниками (в основном граувакковыми) и алевролитовыми сланцами. Состав вулканитов соответствует известково-щелочным сериям островных дуг. Кремнистая толща представлена слоистыми красными породами, которые содержат деформированные остатки радиолярий, аналогичными кремнистым породам позднекембрийско-раннеордовикской засурьинской свиты, широко развитым в северо-западной части Горного Алтая, также в зоне Чарышско-Теректинского разлома.

Структура северо-западной части Горного Алтая (см. рис. 6) состоит из серии тектонических пластин, в составе которых наибольший интерес представляют фрагменты позднекембрийско-раннеордовикской океанической коры. Она представлена несколькими линзообразными тектоническими чешуями, сложенными пестроцветными песчаниками, серыми, зелеными, лиловыми и сургучно-красными кремнистыми породами, пиллоу-лавами вариолитовых, афировых, плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых базальтов, их туфами, силлами и дайками габбро и габбро-диабазов. Сургучно-красные, реже зеленые, слоистые кремнистые породы содержат многочисленные формы конодонтов и радиолярий, которые уверенно дают возраст верхний кембрий—ранний ордовик (конец тремадока—начало аренига). Геохимическое изучение базальтов, выделенных в качестве засурьинской свиты, позволило охарактеризовать их как образования срединно-океанических хребтов и океанических поднятий [Буслов и др., 2003; Safonova, Buslov, 2005].

На территории Тувы, Бурятии, Монголии и Прибайкалья к югу от Сибирского кратона широко развиты глубокометаморфизованные породы, которые рассматривались как фундамент докембрийских микроконтинентов лавразийской или гондванской групп [Зоненшайн и др., 1990; Berzin, Dobretsov, 1993; Моссаковский и др., 1993]. Детальное структурно-геохронологическое изучение позволило большинству пород гранулитовой и амфиболитовой фаций датировать в пределах 500—450 млн лет и определить их формирование в надвигосдвиговых структурах [Федоровский и др., 1995; Владимиров и др., 2000; Донская и др., 2000; Кузьмичев, 2004; Fedorovsky et al., 2005]. В метаморфических породах местами обнаружены цирконы раннедокембрийского возраста, что указывает на формирование части пород гранулитовой и амфиболитовой фаций за счет метаморфических и магматических пород фундаментов микроконтинентов.

Метаморфиты чередуются с тектоническими пластинами, представленными позднедокембрийско-раннекембрийскими терригенно-карбонатными породами чехлов микроконтинентов, толеитовыми и известково-щелочными сериями островных дуг и образованиями аккреционных клиньев, включающих офиолиты, высокобарические породы и турбидиты. Совместно они формируют обширный позднекембрийско-ордовикский орогенный пояс (см. рис. 1, 2) от Сангилены (юг Тувы) до Прибайкалья. Он рассматривается как аккреционно-коллизийная структура, сформированная в результате аккреции микроконтинентов (Тувинно-Монгольского и Баргузинского) к Сибирскому континенту [Зоненшайн и др., 1990; Berzin, Dobretsov, 1993; Федоровский и др., 1995; Донская и др., 2000; Fedorovsky et al., 2005].

Тувинно-Монгольский микроконтинент с запада и севера ограничен (см. рис. 1, 2) зонами надвиговых и сдвиговых дислокаций, которые проявились соответственно в позднем кембрии и среднем—позднем ордовике [Кузьмичев, 2004; и др.].

Наиболее хорошо изученная среднепозднеордовикская покровно-сдвиговая структура окраины Тувинно-Монгольского микроконтинента расположена на Сангилене (юг Тувы). Она рассматривается [Владимиров и др., 2000, 2004] как результат коллизии Тувинно-Монгольского континента с Таннуольской (фрагмент Тувинно-Монгольской) островной дугой, что привело к формированию в период 525—490 млн лет высокотемпературных метаморфических серий и позже, в период 490—430 млн лет, метаморфизма эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, связанного с правосторонними сдвигами. Сдвиговые деформации проявлены в метаморфических породах тесхем-мугурского комплекса и перекрывающих их позднедокембрийско-кембрийских терригенно-карбонатных толщах. Считается [Владимиров и др., 2000, 2004], что они сопровождаются зонами растяжения, которые заполнились силлоподобными телами таннуольского диорит-гранодиоритового состава с изотопным возрастом 451 ± 15 млн лет и дайками, жилами чжаргалантского гранит-лейкогранитного комплекса с возрастом в 442 ± 21 млн лет.

В Северном Прибайкалье коллизийные события сформировали Ольхонскую зону. Она расположена на южной окраине Сибирского кратона (см. рис. 2, 7) к северо-западу от Байкала и представляет собой коллизийный коллаж террейнов, сложенных метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами и офиолитами, разделенными раннепалеозойскими надвигами и сдвигами [Федоровский и др., 1993, 1995; Федоровский, 1997; Fedorovsky et al., 2005].

По направлению на юго-восток в Ольхонской зоне выделяются следующие главные структурные единицы (см. рис. 7):

- 1) палеопротерозойские метаморфические породы и граниты Сибирского кратона;
- 2) метаморфические породы коллизийного шва, отделяющие кратон от Ольхонского коллажа террейнов;
- 3) чередование метаморфизованных пород островной дуги и задугового бассейна (осадочные породы, толеитовые магматические породы, офиолиты);
- 4) гранитогнейсовые купола Чернорудной зоны, являющиеся результатом раннепалеозойского метаморфизма докембрийских пород Баргузинского микроконтинента в обдуцированных аллохтонах. Об этом свидетельствуют, вероятно, наиболее древние цирконовые датировки из гранитогнейсовых куполов в 1990 и 1890 млн лет [Бибикова и др., 1987, 1990];
- 5) гнейсовые купола, тектонически перекрытые фрагментами островодужных пород и аккреционной призмы;
- 6) микрогнейсы и амфиболиты в аллохтонных пластинах, возможно, фрагменты задугового бассейна;
- 7) мраморы, кремнисто-карбонатные породы, метасубщелочные вулканы (амфиболиты) островной дуги;
- 8) метавулканогенно-осадочные породы, дайки и массивы субщелочных габбро и диоритов островной дуги.

Структурные единицы 3—5 отнесены в состав Анга-Сахюртской зоны, представляющей образования аккреционной призмы, 8 — в состав Крестовой зоны, являющейся кембрийским островодужным террейном, а его краевая северо-восточная часть и структурная единица 7 включены в состав Правоангинской зоны сдвиговых деформаций.

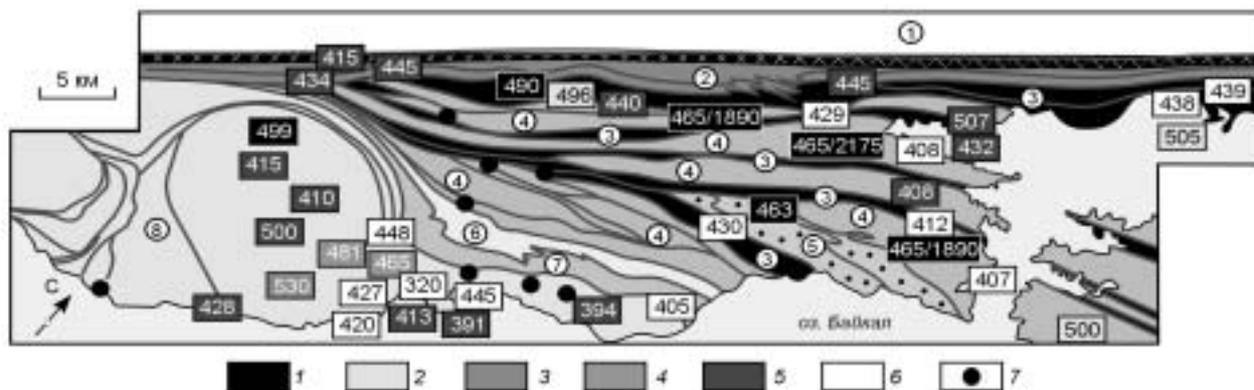


Рис. 7. Тектоническая схема юго-западной части Ольхонской коллизионной зоны и геохронологический возраст (млн лет) пород [Федоровский, 1995; Fedorovsky et al., 2005].

Цифры в кружках: 1 — Сибирский кратон, 2 — коллизионная sutura, отделяющая Сибирский кратон от Ольхонской зоны, 3 — метаморфические породы островной дуги и задугового бассейна, включая толеитовые серии и офиолиты, 4 — гранитогнейсовые купола (ремобилизованная в раннем палеозое палеопротерозойская кора), 5 — гнейсовые купола, тектонически перекрытые покровами островной дуги и аккреционной призмы, 6 — микрогнейсы и амфиболиты, 7 — мраморы, кремнисто-карбонатные породы, амфиболиты, 8 — метаморфизованные образования островной дуги: субщелочные габбро и долериты, осадочно-вулканогенные породы. Пояснения см. в тексте.

Методы датирования: 1 — U-Pb по циркону, сплавление; 2 — SHRIMP; 3 — Sm-Nd; 4 — Rb-Sr; 5 — Ar-Ar; 6 — K-Ar; 7 — U-Pb по циркону, в процессе датирования.

Структурные единицы сформированы в четыре этапа деформаций, последовательно сменяющих друг друга: 1, 2) позднекембрийский надвиговый и раннеордовикский куполообразующий (500—480 млн лет); 3) среднеордовикский сдвиговый (460—445 млн лет) и 4) раннесилурийский сдвиговый (445—430 млн лет), которые сопровождались формированием структурно-метаморфических парагенезисов и синколлизионных магматических и метаморфических пород. Плоскости надвигов трассируются зонами гранулитов и мраморным меланжем, состоящим из мраморного матрикса и блоков метакремнистых пород. Ранние сдвиги трассируются зонами мраморного меланжа, бластомилонитов и кристаллических сланцев высокой степени амфиболитовой фации, поздние сдвиги — кристаллическими породами и сланцами низкой степени амфиболитовой фации. Структурно и генетически гранитогнейсовые купола связаны с формированием надвигов и затем совместно деформированы сдвигами [Федоровский и др., 1995; Федоровский, 1997; Fedorovsky et al., 2005].

Для надвигов выделены три стадии формирования, проявленных в период 500—480 млн лет. Надвиговые деформации и завершающее их куполообразование сопровождается формированием метаморфических пород в амфиболитовой и гранулитовой фациях, а также гранитообразованием (гранат-биотитовые, мусковит-биотитовые и гиперстеновые граниты). Возраст пород гранулитовой фации (U-Pb по циркону), характеризующих глубинные уровни деформаций разломных зон, определен в 490 ± 10 , 505 ± 10 , 494 ± 16 млн лет [Гладкочуб, 2004; Хромых и др., 2004; Fedorovsky et al., 2005].

Купола состоят из гранитогнейсов, диафторированных и пронизанных телами мигматитов и многочисленных гранитных жил, сформированных позже в результате проявления сдвиговых деформаций. Наложенные деформации фиксируются возрастом амфиболитов в 434 ± 5 и 437 ± 5 млн лет (Ar-Ag по амфиболу), гранат-амфибол-биотитовых гнейсов в 431 ± 6 млн лет (Ar-Ag по биотиту), плагиогнейсов в 413 ± 5 млн лет (Ar-Ag по биотиту), мигматизированных гнейсов в 405 ± 4 млн лет (Ar-Ag по биотиту), гранитных жил в 431 ± 6 и 392 ± 4 млн лет (Ar-Ag по биотиту) [Бибикова и др., 1990; Fedorovsky et al., 2005; Федоровский и др., 2005].

Ранние сдвиги (460—445 млн лет) сопровождаются формированием минглинг-даек гранитов и толеитовых долеритов [Склярков и др., 2001; Fedorovsky et al., 2005]. Возраст даек определен в 461 ± 2 и 463 ± 3 млн лет (U-Pb по циркону).

Поздние сдвиги (440—420 млн лет) сопровождаются формированием зоны бластомилонитов на границе с Сибирским кратоном, включающей блоки неопротерозойских пород Сибирского кратона. Возраст биотита (Ar-Ag плато) из бластомилонитов составляет 434 ± 2 и 447 ± 3 млн лет.

Постметаморфические граниты локализируются исключительно в Правоангинской зоне. Их возраст 410—380 млн лет, тогда как слюдястые сланцы из поздних сдвиговых зон чуть древнее. Ar-Ag возраст биотита из них составляет 413 ± 4 млн лет [Юдин и др., 2005].

Имеющиеся геохронологические датировки по возрастам пород из гранитогнейсовых куполов и метаморфических пород из надвиговых и сдвиговых зон уверенно подтверждают последовательность деформаций с уменьшением степени метаморфизма от гранулитовой до амфиболитовой фаций. Надвиговые структуры формировались на субдукционно-коллизийном этапе гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма, который завершился ростом куполов в период 510—480 млн лет. В дальнейшем проявились сдвиговые деформации в периоды 465—445 и 440—420 млн лет. По возрасту и особенностям формирования стадии проявления надвиговых структур Ольхонской зоны Прибайкалья и Кокчетавской зоны [Добрецов и др., 1998] хорошо коррелируются и являются результатом коллизии микроконтинентов с островными дугами в раннем ордовике.

Островодужные образования в Ольхонском районе представлены толеитовыми базальтами в Крестовой зоне, метавулканогенно-терригенными и вулканогенными породами, субщелочными габбро и диоритами в Ангинской зоне, мраморами, метакремнисто-терригенными породами и метавулканидами в Правоангинской зоне. Наиболее крупный Бирхинский массив габбро достигает 12—13 км в диаметре. Возраст кристаллизации массива определен [Бибикова и др., 1990; Розен, Федоровский, 2001] в 530 ± 23 млн лет (Sm-Nd изохрона) и амфиболитизации пород в наложенных сдвиговых зонах в 485 ± 5 млн лет (U-Pb по циркону). Метаморфизм проявился в формировании сдвиговых деформаций и формировании амфиболитов и гранитных жил. Согласно другим датировкам [Fedorovsky et al., 2005], возраст кристаллизации последней фазы габбро в массиве составляет около 499 ± 2 млн лет (U-Pb по циркону). Совокупность данных позволяет считать возраст формирования островодужной системы кембрийским, а наложенных сдвиговых деформаций — раннеордовикским.

Офиолиты формируют маломощные овальные тела диаметром до 500 м и состоят из ультрамафических пород, габбро и metabазальтов (амфиболитов) [Мехоношин и др., 2004; Fedorovsky et al., 2005]. Они встречаются преимущественно в Анга-Сахюртской зоне. Возраст офиолитов вероятно, среднекембрийский, так как Ag-Ag датирование флогопитов из плагиогранитовых жил, прорывающих дуниты, составляет 497 ± 1.5 млн лет [Юдин и др., 2005]. Вероятно, они могут быть аналогами офиолитов, маркирующих Чарышко-Теректинско-Саянскую сутурную зону в центральной части Алтае-Саянской складчатой области (см. рис. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

В таблице приведены геохронологические датировки магматических и метаморфических пород из каледонид Алтае-Саянской области, Тувы, Монголии и Прибайкалья. Они группируются в шесть этапов и характеризуют возраст офиолитов, высокобарических пород и аккреционно-коллизийных событий. Их сопоставление с вышеприведенными данными (см. рис. 4, 5 и 7) свидетельствует о синхронности главных коллизийных этапов от Северного Казахстана до Прибайкалья.

Отчетливо видно, что лучше всего сопоставляются события в интервале 510—480 млн лет. В Северном Казахстане, Туве, Бурятии, Монголии и Прибайкалье они связаны с коллизией соответственно Кокчетавского, Тувино-Монгольского и Баргузинского микроконтинентов с островными дугами, которые, вероятно, формировали единую Казахстанско-Тувинско-Монгольскую островную дугу. Коллизийные зоны маркируются высокобарическими породами, что свидетельствует о метаморфизме пород микроконтинентов и океанической коры Палеоазиатского океана в субдукционных зонах и последующей их эксгумацией в результате столкновения микроконтинентов с островной дугой [Dobretsov, Buslov, 2004; Добрецов и др., 2005, 2006].

Таким образом, достаточно обширные геолого-геохронологические данные указывают на проявление аккреционно-коллизийного тектонического события в позднем кембрии—ордовике, приведшего к формированию протяженного более чем на 6000 км орогенного пояса на территории Центральной Азии. В западном звене (в Казахстане) широко проявлены среднепозднекембрийские тектонические покровы и раннеордовикские сдвигонадвиги с участием пород микроконтинентов, аккреционных призм (совмещенных по латерали турбидитовых и офиолитовых террейнов), палеосубдукционной зоны (совмещенных по вертикали террейнов от алмаз-коэситовой до эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма). Для центрального звена (Алтае-Саянская область) характерны как позднекембрийско-ордовикские надвиговые, так и позднедевонские сдвиговые и сдвигонадвиговые структуры с участием ордовикских голубых сланцев и фрагментов кембрийско-раннеордовикской океанической коры. В восточном звене (в Туве, Бурятии, Прибайкалье) в большей мере развиты среднепозднеордовикские сдвиговые деформации, нарушающие позднекембрийско-раннеордовикскую надвиговую структуру, сохранившуюся фрагментарно.

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют, что на огромной территории Центральной Азии в позднем кембрии—раннем ордовике произошли крупные аккреционно-коллизийные события, которые, вероятно, проявились в единой геодинамической обстановке активной окраины с участием микроконтинентов гондванской группы. Характерно, что к северу от нее (северная часть Алтае-Саянской области) в венд-палеозойских аккреционно-коллизийных поясах окраины Сибирского континента

**Главные этапы эволюции венд-палеозойских структур Монголии, Горного Алтая, Тувы Прибайкалья
и соответствующие им магматические и метаморфические эпизоды**

Этап, млн лет	Эпизоды, млн лет				Источник
	магматические		метаморфические		
I, 570 ± 20	573 ± 6	Дарибинские офиолиты	562 ± 11	Эклогиты, Чаган-Узунский массив, Горный Алтай	[Pfander et al., 2002] [Гибшер и др., 2001] [Кепежинскас и др., 1991] [Kepezhinskas et al., 1999] [Dobretsov, Buslov, 2004]
	570 ± 2	Агардагские офиолиты			
	568 ± 4	Хан-тайширские офиолиты	562 ± 2	Метаморфиты, баян-хонгорские офиолиты	
	569 ± 21	Баян-хонгорские офиолиты			
II, 540 ± 5	546 ± 3	Андезиты и дациты Озерной зоны, Монголия	536 ± 6	Моренский комплекс	[Ярмолук и др., 2003] [Sal'nikova et al., 2001] [Buslov et al., 2002]
	545 ± 2	Гранулиты Баян-Хонгорской зоны, Монголия	529 ± 5	Эклогиты, Чаган-Узунский массив, Горный Алтай	
	539 ± 5	То же			
III, 515 ± 10	512 ± 2	Плагиограниты, Сангилен	510 ± 4	Гранулиты, Дарибинская зона	[Козаков и др., 2003] [Гладкочуб, 2004] [Kovalenko et al., 2004] [Fedorovsky et al., 2005]
	523 ± 2	Плагиограниты, Майнарский массив, Сангилен	505 ± 5	Бластомилониты, Ольхонская зона	
	515 ± 7	То же			
	517 ± 3	»			
	506 ± 2	Тоналиты, Джидинская зона, Тува			
IV, 490 ± 10	495 ± 5	Тоналиты, Озерная зона, Монголия	490 ± 4	Метаморфиты амфиболитовой фации, Дарибинская зона	[Бородина и др., 2004] [Волкова и др., 2005] [Бибикова и др., 1990] [Kovalenko et al., 2004] [Fedorovsky et al., 2005] [Добрецов и др., 2006]
	497 ± 4	Гранитоиды, Сангилен	494 ± 1	Гранулиты, эрзинский комплекс, Сангилен	
	489 ± 3	То же	490 ± 4	Метасланцы, нарынский комплекс	
	490 ± 4	Тоналиты, Дарибинский массив	485 ± 2	Голубые сланцы, Уймонская зона	
	484 ± 2	Габбро, Мажалыкский массив	483 ± 9	То же	
	485 ± 5	Офиолиты Шалкарского массива (златогорский комплекс, Кокчетав)	485 ± 5	Метасланцы, Ольхонская зона	
V, 465 ± 10	465 ± 10	Тоналиты, Озерная зона, Монголия	461 ± 2	Гранулиты, Ольхонская зона	[Козаков и др., 2003] [Волкова и др., 2005] [Буслов и др., 2004] [Хаин и др., 1995] [Kovalenko et al., 2004] [Fedorovsky et al., 2005]
	457 ± 3	Граниты, таннуольский комплекс, Тува	463 ± 3	То же	
	451 ± 3	То же	450 ± 4	Голубые сланцы, Чарский пояс, Казахстан	
	463 ± 7	Граниты, Восточный Саян	445—450	Голубые сланцы, Уймонская зона	
VI, 440 ± 20	451 ± 15	Граниты, Тува	434 ± 5	Амфиболиты, Ольхонская зона	[Буслов и др., 2004] [Владимиров и др., 2000] [Fedorovsky et al., 2005]
	442 ± 21	То же	437 ± 5	То же	
			431 ± 6	Гнейсы, Ольхонская зона	
			447 ± 3	Милониты, Ольхонская зона	
			434 ± 2	То же	
			430—435	Фенгитовые сланцы, Уймонская зона	

отсутствуют микроконтиненты и блоки гондванского происхождения (см. рис. 1, 2). Субдукция сложной по составу коры Палеоазиатского океана с последующей коллизией микроконтинентов с активной окраиной привела к формированию в позднем кембрии—раннем ордовике мощного Казахстанско-Байкальского аккреционно-коллизийного орогена. Восточное звено орогена (Ольхонская зона) (см. рис. 1, 7) формировалось вблизи Сибирского континента, тогда как другие части орогена были отделены от него Алтае-Саянским океаническим бассейном, реликты которого маркируют Чарышско-Теректинско-Саянскую зону сочленения Алтае-Монгольского микроконтинента и Сибирского континента (см. рис. 1, 2, 6). В позднем девоне центральное звено орогена было аккрегировано к Сибирскому континенту, что привело к закрытию существовавшего между ними Алтае-Саянского океанического бассейна. Западнее (в современных координатах) этот бассейн, вероятно, сочленялся с Уральским океаном, который отделял Казахстанско-Байкальский континент от Восточно-Европейского.

Совпадение времени формирования позднекембрийско-раннеордовикского орогена с открытием Уральского и Монголо-Охотского (Туркестанского) океанов позволяет рассматривать это событие как результат крупной перестройки в эволюции Земли, возможно, связанной с увеличением мантийного воздействия на литосферу. Вероятно, что после раскола Родинии 970—850 млн лет и крупных событий 760—700 млн лет назад от воздействия суперплюма [Maruyama, 1994; Dobretsov et al., 2003] проявился очередной импульс мантийного магматизма в конце кембрия—начале ордовика (500—480 млн лет), который привел к раскрытию Уральского и Монголо-Охотского океанических бассейнов и ускорил аккрецию гондванских блоков. К концу ордовика был сформирован обширный Казахстанско-Байкальский составной континент, отделенный от Восточно-Европейского и Сибирского континентов океаническими бассейнами. Дальнейшая история формирования структуры Центральной Азии связана с закрытием Уральского, Алтае-Саянского и Монголо-Охотского океанических бассейнов и столкновением вышеперечисленных континентов. Закрытие бассейнов в позднем палеозое привело к формированию северной Евразии, в составе которой позднекембрийско-ордовикский Казахстанско-Байкальский континент был сильно деформирован сдвигами.

Возможно, что поздний кембрий—ранний ордовик являются временем проявления начальной фазы Североазиатского суперплюма, который, по мнению В.В. Ярмолюка и др., [2000], действовал в течение всего фанерозоя. По нашему мнению [Добрецов и др., 2003б], более вероятно независимое проявление нескольких суперплюмов на территории единого „горячего поля“ (в современном виде Африканско-Североатлантического), где в палеозое дрейфовал Сибирский континент и микроконтиненты гондванской группы. Для обоснования существования позднекембрийско-раннеордовикского суперплюма необходимо проведение специальных исследований проявлений щелочных пород в Центральной Азии. Особый интерес представляют позднекембрийско-раннеордовикские граниты и сиениты, расслоенные габбровые и перидотит-габбровые плутоны, массивы нефелиновых сиенитов [Владимиров и др., 1999; Ярмолук и др., 2000; Довгаль и др., 2004].

Таким образом, отвечая на поставленные вопросы, можно предположить: 1) позднекембрийско-ордовикские субдукционно-коллизийные события и орогенезы в Центральной Азии, вероятно, связаны с проявлением плюмовой активности, что привело к раскрытию новых океанов (Уральского и Монголо-Охотского) и аккреции гондванских микроконтинентов к Казахстанско-Тувинно-Монгольской островной дуге с формированием мощного Казахстанско-Байкальского орогенного пояса; 2) в венд-кембрийской эволюции Палеоазиатского океана существовали две островодужные системы. Одна из них, Кузнецко-Алтайская, принадлежала окраине Сибирского континента, другая, Казахстанско-Тувинно-Монгольская, была отделена от него океаническим бассейном и, вероятно, располагалась ближе к Гондване и к ней аккрегировали отрывающиеся от нее блоки. Возможно и более детальное расчленение разновозрастных островных дуг, но принципиально это мало меняет ситуацию.

Авторы искренне благодарны Е.В. Склярову за ценные замечания к первому варианту рукописи.

Работа выполнена при поддержке комплексного интеграционного проекта СО РАН № 6.4 и РФФИ (грант 05-05-64899).

ЛИТЕРАТУРА

Беличенко В.Г., Скляров Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртогов О. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 29—40.

Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Там же, с. 8—28.

Бибикова Е.В., Кориковский С.П., Кирилова Т.И., Сумин Л.В., Аракелянц М.М., Федоровский В.С., Петрова З.И. Определение возраста пород Байкало-Витимского зеленокаменного пояса изотопно-геохронологическими методами // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза. Л., Наука, 1987, с. 154—164.

Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. U-Pb, Sm-Nd и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л., Наука, 1990, с. 170—183.

Борисова Е.Ю., Бибикова Е.В., Добрженецкая Л.Ф., Макаров В.А. Геохронологическое изучение цирконов гранитоидов Кокчетавского алмазоносного района // Докл. РАН, 1995, т. 343, № 6, с. 801—805.

Бородин Е.В., Егорова В.В., Изох А.Э. Петрология ордовикских коллизийных расслоенных перидотит-габбровых массивов (на примере Мажылыкского интрузива, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (9), с. 1074—1091.

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.-мин. наук. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1998, 32 с.

Буслов М.М., Фудживара И., Сафонова И.Ю., Окада Ш., Семаков Н.Н. Строение и эволюция зоны сочленения террейнов Рудного и Горного Алтая // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (3), с. 383—398.

Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., Де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 49—75.

Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // Докл. РАН, 1999, т. 369, № 6, с. 795—798.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Владимиров В.Г., Гибшер А.С., Руднев С.Н. Синкинематические граниты и коллизионно-сдвиговые деформации Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (3), с. 398—413.

Владимиров А.Г., Владимиров В.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Юдин Д.С., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В. Ранние каледониды Тувино-Монгольского микроконтинента: модель эволюции коллизионного орогена (на примере нагорья Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Материалы совещания „Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)“, Т. 1. Иркутск, Изд-во Института географии, 2004, с. 72—76.

Волкова Н.И., Ступаков С.И., Третяков Г.А., Симонов В.А., Травин А.В., Юдин Д.С. Глаукофановые сланцы Уймонской зоны — свидетельство ордовикских аккреционно-коллизионных событий в Горном Алтае // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (4), с. 129—144.

Гибшер А.С., Хаин Е.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Поздневендский возраст хантайширского офиолитового комплекса Западной Монголии // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (8), с. 1179—1185.

Гладкочуб Д.Р. Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии—раннем палеозое: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М., ГИН РАН, 2004, 35 с.

Де Граве И., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Вермиш П., Мак-Виллиамс М.О., Меткалф Дж. Раннеордовикский возраст деформаций в Кокчетавской субдукционно-коллизионной зоне: новые структурные и ^{40}Ar - ^{39}Ar данные // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (4), с. 445—454.

Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 59—75.

Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика, 2003а, т. 44 (1—2), с. 5—27.

Добрецов Н.Л. Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика, 2003б, т. 44 (12), с. 1243—1251.

Добрецов Н.Л., Тениссен К., Смирнова Л.В. Структурная и геодинамическая эволюция алмазосодержащих метаморфических пород Кокчетавского массива (Казахстан) // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (12), с. 1645—1666.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А. Фрагменты океанических островов в структуре курайского и катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (12), с. 1383—1405.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В. Кокчетавский массив: деформированная кембрийско-раннеаренигская коллизионно-субдукционная зона // Докл. РАН, 2005, т. 402, № 2, с. 1—5.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В., Заячковский А.А. Венд-раннеордовикская геодинамическая эволюция и модель эксгумации пород сверхвысоких и высоких давлений Кокчетавской субдукционно-коллизионной зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (4), с. 428—444.

Довгаль В.Н., Изох А.Э., Поляков Г.В., Телешев А.Е. Тектоническое положение и особенности состава высококальциевых ультрабазит-базитовых магматических комплексов складчатых областей (на примере Алтае-Саянской области) // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (9), с. 1102—1113.

Донская Т.В., Склярёв Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // Докл. РАН, 2000, т. 374, № 1, с. 79—83.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, т. 1, 327 с.; т. 2, 334 с.

Ивата К., Сенников Н.В., Буслов М.М., Обут О.Т., Шокальский С.П., Кузнецов С.А., Ермиков В.Д. Позднекембрийско-раннеордовикский возраст базальтово-кремнисто-терригенной засурийской свиты (северо-западная часть Горного Алтая) // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (9), с. 1427—1444.

Кеpezинскас П.К., Кеpezинскас К.Б., Пухтель И.С. Sm-Nd-возраст океанических офиолитов Баянхонгорской зоны // Докл АН СССР, 1991, т. 316, № 3, с. 718—721.

Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология, 2003, т. 11, № 5, с. 491—511.

Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М., Пробел-2000, 2004, 192 с.

Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Федоровский В.С., Волкова Н.И., Травин А.В., Колотилина Т.Б., Хромых С.В., Юдин Д.С. Базит-ультрабазитовый магматизм Ольхонской коллизионной системы Западного Прибайкалья: состав, ^{40}Ar - ^{39}Ar возраст, структурная позиция // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания, Т. 2. Иркутск, Изд-во Института географии СО РАН, 2004, с. 40—43.

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—33.

Обут О.М., Буслов М.М., Ивата К., Жимулев Ф.И. Время коллизии Кокчетавского массива со Степнякской островной дугой по конодонтам и радиоляриям из кремнистых пород совмещенных террейнов разных геодинамических обстановок // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (4), с. 455—462.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгаков А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоогоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 7—41.

Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских систем). М., Научный мир, 2001, 188 с.

Скляров Е.В., Федоровский В.С., Гладкочуб Д.П., Владимиров В.Г. Синметаморфические мафические дайки — индикаторы коллапса коллизионных систем в западной части Байкальского региона и режим растяжения // Докл. РАН, 2001, т. 381, № 4, с. 522—527.

Уиндли Б.Ф., Цзинхуэй Го, Ли Ини, Чжан Чи. Тектонические единицы и эволюция Китайского Алтая // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 116—117.

Федоровский В.С. Купольный тектогенез в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геотектоника, 1997, № 6, с. 56—71.

Федоровский В.С., Добрженецкая Л.Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.Б. Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион) // Геотектоника, 1993, № 4, с. 30—45.

Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм каледонских коллизионных зон Центральной Азии // Геотектоника, 1995, № 3, с. 3—22.

Хаин Е.В., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В. Каледонский этап ремобилизации докембрийского фундамента Гарганской глыбы, Восточный Саян (изотопно-геохронологические данные) // Докл. РАН, 1995, т. 342, № 6, с. 776—780.

Херманн Дж., Рубатто Д., Корсаков А.В., Шацкий В.С. Возраст метаморфизма алмазоносных пород: U-Pb SHRIMP изотопное датирование цирконов Кокчетавского массива // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (4), с. 513—520.

Хромых Е.В., Сергеев С.А., Матуков Д.И., Владимиров А.Г., Мехоношин А.С., Федоровский В.С., Волкова Н.И., Руднев С.Н., Хлестов В.В., Юдин Д.С. U-Pb возраст (SHRIMP-II) гиперстеновых плагиогранитов Чернорудной гранулитовой зоны (ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания, Т. 2. Иркутск, Изд-во Института географии, 2004, с. 141—145.

Шатагин К.Н. Возраст и происхождение гранитоидов Зерендинского батолита в Северном Казахстане по результатам Rb-Sr-изотопного исследования // Докл. РАН, 1994, т. 336, № 5, с. 674—676.

Шацкий В.С., Ягоуц И., Козьменко О.А., Блинчик Т.М., Соболев Н.В. Возраст и генезис эколлитов Кокчетавского массива // Геология и геофизика, 1993, т. 34 (12), с. 47—58.

Шенгёр А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С. Тектоническая эволюция алтаид // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 41—58.

Юдин Д.С., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Травин А.В., Колотилина Т.Б., Волкова Н.И. ^{40}Ar - ^{39}Ar возраст и геохимические признаки синколлизионных габброидов и гранитов Западного Прибайкалья // Докл. РАН, 2005, т. 405, № 5, с. 643—649.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 5, с. 3—29.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН, 2003, № 389, с. 354—359.

Berzin N.A., Dobretsov N.L. Geodynamic evolution of Southern Siberia in Late Precambrian-Early Paleozoic time // Reconstruction of the Paleasian Ocean. VSP Intern. Sci. Publishers, the Netherlands, 1993, p. 45—62.

Buslov M.M., Watanabe T., Saphonova I.Yu., Iwata K., Travin A., Akiyama M. A Vendian-Cambrian island arc system of the Siberian continent in Gorny Altai (Russia, Central Asia) // Gondwana Res., 2002, v. 5, № 4, p. 781—800.

Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y., Iwata K., Smirnova L.V., Saphonova I.Yu., Semakov N.N., Kiryanova A.P. Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: tectonic pattern and model of formation // J. Asian Earth Sci., 2004, v. 23, p. 655—671.

Dobretsov N.L., Buslov M.M. Serpentinic mélanges associated with HP and UHP rocks in Central Asia // Intern. Geol. Rev., 2004, v. 46, № 11, p. 957—980.

Dobretsov N.L., Shatsky V.S. Exhumation of high-pressure rocks of the Kokchetav massif: facts and models // Lithos, 2004, № 78, p. 307—318.

Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovskiy V.A. Neoproterozoic to Early Ordovician evolution of the Paleo-Asian Ocean: implications to the break-up of Rodinia // Gondwana Res., 2003, v. 6, № 2, p. 143—159.

Claoue-Long J.C., Sobolev N.V., Shatsky V.S. and Sobolev A.V. Zircon response to diamond-pressure metamorphism // Geology, 1991, v. 19, p. 710—713.

Fedorovskiy V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Khromykh V.P., Mazukabzov A.M., Mekhono-shin A.S., Sklyarov E.V., Sukhorukov V.P., Vladimirov A.G., Volkova N.I., Yudin D.S. The Olkhon collision system // Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: North-Eastern segment (Guidebook and abstract volume of the Siberian workshop IGGP-480) / Ed. E.V. Sklyarov. Irkutsk, IES SB RAS, 2005, p. 5—76.

Hacker B.R., Calvert A., Zhang R.Y., Ernst W.G., Liou J.G. Ar/Ar geochronology of diamond-bearing metasedimentary rocks from the Kokchetav massif // The diamond-bearing Kokchetav massif, Kazakhstan / Eds. C.D. Parkinson, I. Katayama, J.G. Liou, S. Maruyama. Tokyo, Japan, Universal Academy Press, 2002, p. 397—412.

Herman J., Rubatto D., Korsakov A.V., Shatsky V.S. Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav massif, Kazakhstan) // Contr. Miner. Petrol., 2001, v. 141, p. 66—82.

Katayama I., Maruyama S., Parkinson C.D., Terada K., Sano Y. Pressure-temperature-time path of the Kokchetav UHP metamorphism deduced from mineral inclusions and SHRIMP geochronology of zircons // The diamond-bearing Kokchetav massif, Kazakhstan / Eds. C.D. Parkinson, I. Katayama, J.G. Liou, S. Maruyama. Tokyo, Japan, Universal Academy Press, 2002, p. 381—395.

Kepezhinskas P.K., Kepezhinskas K.B., Puchtel I.S. Lower Paleozoic oceanic crust in Mongolian Caledonides: Sm-Nd isotope and trace element data // Geophys. Res. Lett., 1999, v. 18, p. 1301—1304.

Kovalenko V.I., Yarmoluk V.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Kozakov I.K., Salnikova E.B., Levin A.M. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian Mobile Belt: geological and isotopic evidence // J. Asian Earth Sci., 2004, v. 23, p. 605—627.

Maruyama S. Plume tectonics // J. Geol. Soc. Japan, 1994, v. 100, № 1, p. 24—49.

Pfander J.A., Jochim K.P., Kozakov I.K., Kroner A. Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the Late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from element and Sr-Nd-Pb isotope data // Contr. Miner. Petrol., 2002, v. 143, p. 154—174.

Safonova I.Yu., Buslov M.M. Geochemical diversity in oceanic basalts of the Zasurin Formation, NE Altai, Russia: trace element evidence for mantle plume magmatism // Problems of sources of deep magmatism and plumes / Ed. N.V. Vladykin. Irkutsk, Inst. Geochem., 2005, p. 247—266.

Salnikova E.B., Kozakov I.K., Kotov A.V., Kroner A., Todt W., Bibikova E.V., Numan A., Yakovleva S.Z., Kovach V.P. Age of Paleozoic granites and metamorphism in the Tuvino-Mongolian massif of the Central Asian Mobile Belt: loss of the Precambrian microcontinent // Precamb. Res., 2001, v. 110, p. 143—164.

Sengör 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.

Theunissen K., Dobretsov N.L., Korsakov A., Travin A., Shatsky V.S., Smirnova L., Boven A. Two contrasting petrotectonic domains in the Kokchetav megamélange (north Kazakhstan): Difference in exhumation mechanisms of ultrahigh-pressure crustal rocks, or a result of subsequent deformation // The Island Arc, 2000, v. 9, p. 284—303.

Windley B.F., Kroner A., Guo J., Qu G., Li Yi, Zhang Ch. Neoproterozoic to Paleozoic geology of the Altai orogen, NW China: new zircon age data and tectonic evolution // J. Geol., 2002, v. 110, p. 719—737.

*Поступила в редакцию
1 сентября 2006 г.*