

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ И МАГМАТИЗМА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

УДК 551.243, 552.122 (571.151)

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ГОРНОГО АЛТАЯ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ СТРУКТУР
АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

М.М. Буслов^{1,3}, Х. Джен², А.В. Травин¹, Д. Отгонбаатар^{3,4}, А.В. Куликова^{1,3}, Чен Минг², С. Глори⁵,
Н.Н. Семаков^{1,3}, Е.С. Рубанова^{1,3}, М.А. Абилдаева^{1,3}, Е.Э. Войтишек³, Д.А. Трофимова^{1,3}

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Department of Earth Sciences, University of Hong Kong, Pokfulam Road, Hong Kong

³ Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

⁴ Институт геологии и минеральных ресурсов Монгольской Академии Наук, Улан-Батор, Монголия
Geochronology Group, Dept. of Mineralogy Petrology, Ghent University, B-900, Ghent, Krijgslaan, 281/S8

В Алтае-Саянской складчатой области широко распространены позднепалеозойские тектонические покровы, ассоциирующие с одновозрастными крупноамплитудными сдвигами северо-восточного простирания. В позднепалеозойских аллохтонах и автохтонах сохранились фрагменты ранних этапов складчатости. Каледонские покровно-сдвиговые и сдвиговые структуры, сопровождающиеся формированием метаморфических комплексов и гранитов, характерны для субширотной сутурно-сдвиговой зоны, разделяющей Казахстанско-Байкальский составной континент и Сибирский континент. На Горном Алтае позднепалеозойские покровы оконтуривают автохтонную структуру, сложенную фрагментом венд-кембрийской Кузнецко-Алтайской островной дуги Сибирского континента, включающей аккреционные клинья Бийско-Катунской и Курайской зон, покровно-складчатые деформации в которых проявились в позднем докембрии—раннем кембрии, т.е. соответствуют салаирской складчатости. Салаирская покровно-складчатая структура стратиграфически перекрыта мощным (достигающим 15 км) стратифицированным комплексом пород Ануйско-Чуйской зоны, представленным среднекембрийско-раннеордовикскими образованиями преддугового прогиба, сменяющимися несогласно залегающими ордовикско-раннедевонскими карбонатно-терригенными толщами пассивной окраины. В свою очередь, они прорваны интрузиями и несогласно перекрыты вулканогенно-осадочным комплексом пород девонской активной окраины. Завершает разрез фаменско-визейская моласса, трансгрессивно перекрывающая девонские образования. Моласса и несогласие в ее основании фиксируют крупную позднепалеозойскую складчатость, которая интенсивно проявлена в деформациях краевых частей автохтона вблизи Каимской, Чарышско-Теректинской и Телецко-Курайской покровно-сдвиговых структур. К двум последним приурочены тектонические пластины верхнекарбоневой угленосной молассы.

Возрасты детритовых цирконов из среднекембрийско-раннеордовикских осадочных пород преддугового прогиба Ануйско-Чуйской зоны Горного Алтая свидетельствуют, что их источником являлись верхнепротерозойско-кембрийские магматические породы Кузнецко-Алтайской островной дуги. Они в большей мере также представлены в отложениях ордовикско-раннедевонской пассивной окраины, где малую долю составляют палеопротерозойские цирконы, которые могли быть принесены с Сибирского кратона. Широкий возрастной спектр цирконов среднедевонско-раннекарбоневой, позднеордовикско-раннесилурийского, кембрийско-раннеордовикского, мезопротерозойского, раннепротерозойского и раннепалеопротерозойского возрастов датирован в позднекарбоневой молассе Юго-Восточного Алтая. Выявленные даты сопоставимы с магматическими и метаморфическими породами Казахстанско-Байкальского составного континента, включающего Тувино-Монгольскую островную дугу и аккрецированные к ней континентальные блоки Гондваны, и ограничивающей его с севера каледонской сутурно-сдвиговой зоны. Приведенные в статье данные подтверждают точку зрения, что в Алтае-Саянском регионе совмещены комплексы пород различной геодинамической природы. С одной стороны, они представлены окраинно-континентальными образованиями западной части Сибирского континента, в аккреционных комплексах которой распространены только фрагменты океанической коры. С другой стороны, Казахстанско-Байкальским составным континентом, включающим континентальные блоки

Гондваны. В раннем—среднем палеозое они были отделены Обь-Зайсанским океаническим бассейном, его фрагменты представлены в вышеуказанной каледонской сутурно-сдвиговой зоне. На древние структуры наложены позднепалеозойские деформации, формирующие крупный Центрально-Азиатский внутриконтинентальный ороген, образованный дальним воздействием коллизией Восточно-Европейского, Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов.

Коллизия, аккреция, субдукция, герциниды, каледониды, салаириды, сдвиги, тектонические покровы, Центрально-Азиатская складчатая область, Сибирский континент, Гондвана, Алтае-Саянская складчатая область, Горный Алтай, Палеоазиатский океан.

TECTONICS AND GEODYNAMICS OF GORNY ALTAI AND ADJACENT STRUCTURES OF THE ALTAI-SAYAN FOLDED AREA

M.M. Buslov, H. Geng, A.V. Travin, D. Otgonbaatar, A.V. Kulikova, Chen Ming, S. Glorie, N.N. Semakov, E.S. Rubanova, M.A. Abildaeva, E.E. Voitishke, and D.A. Trofimova

Packages of Late Paleozoic tectonic nappes and associated major NE-trending strike-slip faults are widely developed in the Altai-Sayan folded area. Fragments of early deformational phases are preserved within the Late Paleozoic allochthons and autochthons. Caledonian fold-nappe and strike-slip structures, as well as accompanying metamorphism and granitization in the region, are typical of the EW-trending suture-shear zone separating the composite Kazakhstan-Baikal continent and Siberia. In the Gorny Altai region, the Late Paleozoic nappes envelop the autochthon, which contains a fragment of the Vendian-Cambrian Kuznetsk-Altai island arc with accretionary wedges of the Biya-Katun' and Kurai zones. The fold-nappe deformations within the latter zones occurred during the Late Cambrian (Salairian) and can thus be considered Salairian orogenic phases. The Salairian fold-nappe structure is stratigraphically overlain by a thick (up to 15 km) well-stratified rock unit of the Anyui-Chuya zone, which is composed of Middle Cambrian-Early Ordovician fore-arc basin rocks unconformably overlain by Ordovician-Early Devonian carbonate-terrigenous passive-margin sequences. These rocks are crosscut by intrusions and overlain by a volcanosedimentary unit of the Devonian active margin. The top of the section is marked by Famennian-Visean molasse deposits onlapping onto Devonian rocks. The molasse deposits accumulated above a major unconformity reflects a major Late Paleozoic phase of folding, which is most pronounced in deformations at the edges of the autochthon, nearby the Kaim, Charysh-Terekta, and Teletskoe-Kurai fault nappe zones. Upper Carboniferous coal-bearing molasse deposits are preserved as tectonic wedges within the Charysh-Terekta and Teletskoe-Kurai fault nappe zones.

Detrital zircon ages from Middle Cambrian-Early Ordovician rocks of the Anyui-Chuya fore-arc zone indicate that they were primarily derived from Upper Neoproterozoic-Cambrian igneous rocks of the Kuznetsk-Altai island arc or, to a lesser extent, from an Ordovician-Early Devonian passive margin. A minor age population is represented by Paleoproterozoic grains, which was probably sourced from the Siberian craton. Zircons from the Late Carboniferous molasse deposits have much wider age spectra, ranging from Middle Devonian-Early Carboniferous to Late Ordovician-Early Silurian, Cambrian-Early Ordovician, Mesoproterozoic, Early-Middle Proterozoic, and early Paleoproterozoic. These ages are consistent with the ages of igneous and metamorphic rocks of the composite Kazakhstan-Baikal continent, which includes the Tuva-Mongolian island arc with accreted Gondwanan blocks, and a Caledonian suture-shear zone in the north. Our results suggest that the Altai-Sayan region is represented by a complex aggregate of units of different geodynamic affinity. On the one hand, these are continental margin rocks of western Siberia, containing only remnants of oceanic crust embedded in accretionary structures. On the other hand, they are represented by the Kazakhstan-Baikal continent composed of fragments of Gondwanan continental blocks. In the Early-Middle Paleozoic, they were separated by the Ob'-Zaisan oceanic basin, whose fragments are preserved in the Caledonian suture-shear zone. The movements during the Late Paleozoic occurred along older, reactivated structures and produced the large intracontinental Central Asian orogen, which is interpreted to be a far-field effect of the colliding East European, Siberian, and Kazakhstan-Baikal continents.

Collision, accretion, subduction, Hercynides, Caledonides, Salairides, strike-slips, overthrust nappe, Central Asian folded area, Siberian continent, Gondwana, Altai-Sayan folded area, Gorny Altai, Paleo-Asian Ocean

ВВЕДЕНИЕ

В середине прошлого столетия в основу тектонического районирования Горного Алтая и сопредельных структур положено выделение двух основных структурных элементов: структурно-формационных зон и глубинных разломов [Кузнецов, 1963; Нехорошев, 1966; Сурков и др., 1973]. Были выделены разновозрастные складчатые зоны, отличающиеся историей развития и различным набором осадочных и магматических формаций. По возрасту складчатости зоны подразделены на салаирскую Бийско-Катунскую, каледонские Телецкую (Саянскую) и Холзунско-Чуйскую, герцинские Ануйско-Чуйскую и Уйменско-Лебедскую. Эти представления и результаты многочисленных геолого-съемоч-

ных и научно-исследовательских тематических работ стали базовыми для создания многочисленных геологических, тектонических, метаморфических и металлогенических карт, а также стратиграфических схем Алтае-Саянской складчатой области.

В дальнейшем в решении проблемы палеотектонической зональности и возраста складчатых зон наметились другие тенденции. По мнению А.Б. Дергунова [1988, 1989], Алтае-Саянская область и Западная Монголия являются каледонскими покровно-складчатыми сооружениями, сформированными в процессе преобразования океанической коры венд-раннекембрийского бассейна в девонско-верхнепалеозойскую континентальную кору. В эволюции покровно-складчатых структур каледонид выделяются океаническая (венд—ранний кембрий), переходная (средний кембрий—силур) и континентальная (девон—поздний палеозой) стадии. Окончание океанической и переходной стадий сопровождалось тектоническим скучиванием, метаморфизмом и гранитизацией. Континентальная стадия характеризовалась проявлением орогенного вулканизма и гранитообразования. В результате преобразования океанической коры в континентальную была создана каледонская структура, в которой формации различных палеотектонических зон сохранили относительное положение друг к другу и Сибирскому кратону. Позже складчатые зоны Центральной Азии рассматривались как результат аккреционно-коллизийных взаимодействий плиты Палеоазиатского океана с Сибирским континентом [Зоненшайн и др., 1990; Berzin, Dobretsov, 1993; Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994; Берзин и др., 1994; Берзин, Кунгурцев, 1996; Добрецов, 2003]. Были выделены разновозрастные аккреционно-коллизийные зоны, образованные в течение венда—раннего карбона последовательным причленением к Сибирскому континенту островных дуг, микроконтинентов и океанических поднятий. Основным механизмом структурно-вещественных преобразований земной коры Центральной Азии в палеозое считается коллизия перечисленных структур друг с другом и Сибирским континентом, проявившаяся на фоне эволюции Палеоазиатского океана. Еще один поворот в представлениях связан с работами Дж. Шенгёра, Б.А. Натальина и В.С. Буртмана [Sengör et al., 1993; Шенгёр и др., 1994]. По их мнению, в истории Палеоазиатского океана существовала единая венд-палеозойская субдукционная граница, над которой сформировалась дуга Кипчак. В течение палеозоя в результате дрейфа и вращения Сибирского и Восточно-Европейского континентов произошли деформации дуги, выраженные в формировании ороклинальных изгибов и крупноамплитудных сдвигов, вызвавших многочисленные повторения ее фрагментов. Наиболее важными эпизодами в формировании аккреционного коллажа считаются правосторонние позднекарбоновые, а затем левосторонние позднепермские смещения террейнов. Согласно этой модели, в Центрально-Азиатском складчатом поясе (алтаидах, по [Sengör et al., 1993; Шенгёр и др., 1994]) к позднему палеозою были совмещены фрагменты континентальных окраин Сибирского и Восточно-Европейского континентов.

В последнее время на основе результатов детального геологического картирования, структурного анализа и новых геохронологических данных [Буслов, 1992; Буслов и др., 2000, 2003, 2009; Смирнова и др., 2002; Buslov et al., 2004; Добрецов, Буслов, 2007; Зиновьев, Травин, 2012; Коробкин, Буслов, 2012] в Центрально-Азиатском складчатом поясе выделены следующие основные тектонические элементы [Буслов, 2011; Добрецов, Буслов, 2011] (рис. 1).

1. Венд-палеозойские окраинно-континентальные комплексы западной части Сибирского континента (в современных координатах), состоящие из венд-кембрийской Кузнецко-Алтайской островной дуги, комплексов пород ордовикско-раннедевонской пассивной окраины и девонско-раннекарбоновой активной окраины. В аккреционных клиньях островной дуги широко представлены фрагменты вендско-раннекембрийской океанической коры, состоящей из офиолитов и палеоокеанических поднятий. На западной окраине Сибирского континента отсутствуют докембрийские континентальные блоки Гондваны, что предполагает ее образование на конвергентной границе Палеопацифики.

2. Казахстанско-Байкальский составной континент, фундамент которого сформирован в венде—кембрии в результате субдукции плиты Палеоазиатского океана, включающей докембрийские микроконтиненты и террейны гондванской группы, под Казахстанско-Тувинно-Монгольскую островодужную систему, обрамляющую Сибирский континент с юго-востока (в современных координатах). Субдукция и последующая коллизия микроконтинентов и террейнов с островной дугой привели к консолидации земной коры и формированию фундамента составного континента. В раннем—среднем палеозое он был отделен от Сибирского континента Обь-Зайсанским океаническим бассейном.

3. Каледонская Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянско-Ольхонская сутурно-сдвиговая зона, разделяющая окраинно-континентальные комплексы Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов. В ее строение в Алтае-Саянском регионе (Чарышско-Теректинская, Улаганская, Западно-Саянская зоны) принимают участие фрагменты поздневендско-раннеордовикской океанической коры Обь-Зайсанского океанического бассейна, ордовикские голубые сланцы и кембро-ордовикские турбидиты, ордовикско-силурийские коллизийные граниты и метаморфические породы зон смятий. В восточном сегменте, в Туве и Прибайкалье, она представлена глубокометаморфизованными породами Сангиленской и Ольхонской сдвиговых зон, включающих также сильнодеформированные фрагменты океанической

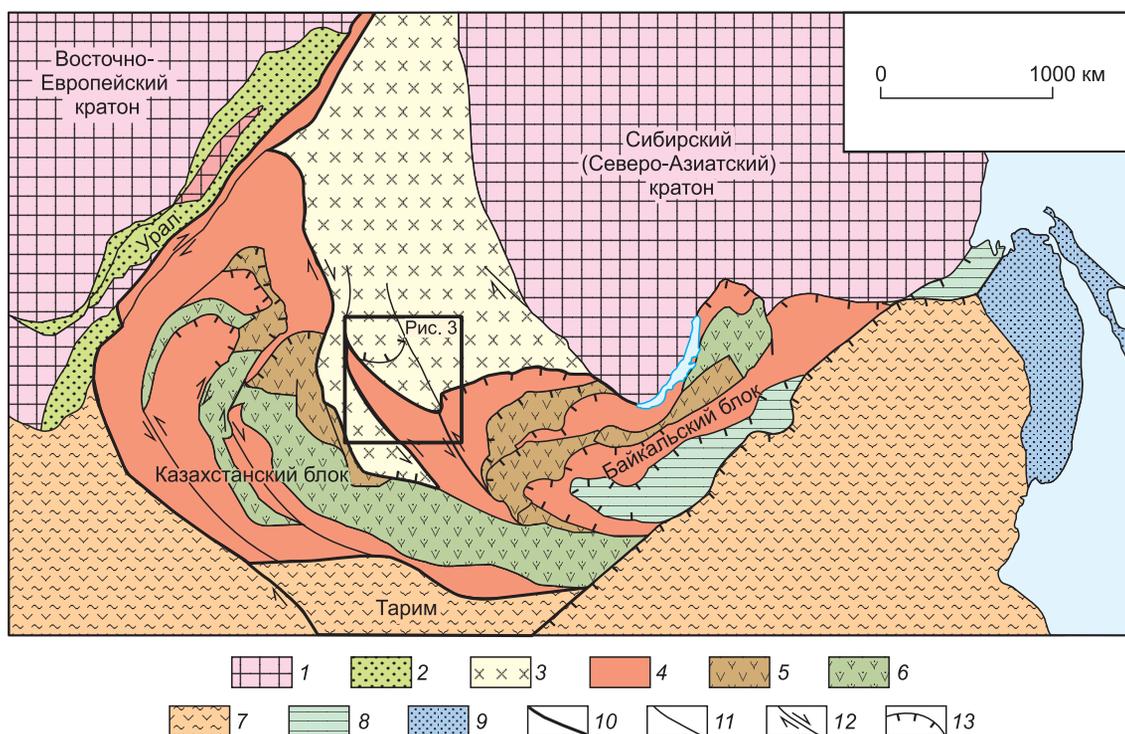


Рис. 1. Схема тектонического районирования Центрально-Азиатского складчатого пояса [Буслов, 2011].

1 — докембрийские кратоны; 2 — палеозойские образования пассивной окраины Восточно-Европейского кратона; 3 — венд-палеозойские окраинно-континентальные образования Сибирского (Северо-Азиатского) кратона; 4—7 — Казахстано-Байкальский составной континент: 4 — аккреционно-коллизийные зоны с докембрийскими микроконтинентами гондванской группы, 5, 6 — венд-раннекембрийская Казахстано-Тувинно-Монгольская островная дуга; 5 — преимущественно магматические породы, 6 — образования аккреционных призм и преддуговых прогибов; 7 — раннемезозойский аккреционно-коллизийный пояс, содержащий микроконтиненты и континенты гондванского происхождения; 8 — раннемезозойская Монголо-Охотская сутурно-сдвиговая зона; 9 — позднемеозойский аккреционно-коллизийный пояс; 10 — ограничения Казахстано-Байкальского составного континента; 11 — позднепалеозойские разломы нерасчлененные; 12 — позднепалеозойские и раннемезозойские сдвиги, стрелками показаны направления смещений, 13 — позднепалеозойские и раннемезозойские надвиги.

кой коры. По сутурной зоне вдоль юго-восточной окраины Сибирского континента происходило смещение на запад континентальных масс Казахстано-Байкальского континента с постепенным закрытием Обь-Зайсанского океанического бассейна.

4. Позднепалеозойские покровно-сдвиговые и сдвиговые зоны формируют орогенический коллаж террейнов, образованный в позднем девоне—раннем карбоне при трансформной аккреции с последующей коллизией Казахстано-Байкальского составного континента с Сибирским континентом, создавших единый Северо-Азиатский континент, и в позднем карбоне—перми при столкновении Восточно-Европейского с Северо-Азиатским континентом.

В результате коллизий окраины Сибирского и Восточно-Европейского континентов и весь Казахстано-Байкальский составной континент разделились сдвигами и сопряженными надвигами на множество террейнов, внутри которых сохранились фрагменты салаирской и каледонской складчатостей. Они характеризуют аккреционно-коллизийные орогены, сформированные в обстановках активных окраин, и коллизийные орогены, образование которых происходило в сложных взаимодействиях между коллидирующими континентами, обусловленных сменой направлений конвергенции вмещающих их тектонических плит.

Наиболее ярко проявились разломные структуры позднекарбонно-пермской коллизии составного Восточно-Европейского континента с Северо-Азиатским (рис. 2). Результаты коллизии выявлены на всей территории Алтае-Саянской области в широкой полосе более чем 1500 км от Восточного Казахстана до Байкальского региона. Она сопровождалась левосторонними перемещениями вдоль Чарской, Иртышской, Северо-Восточной, Телецко-Башкауской и Шапшальской разломных зон, Главного Саянского разлома, а также формированием надвиговых структур на Горном Алтае, Западных Саянах и Тун-

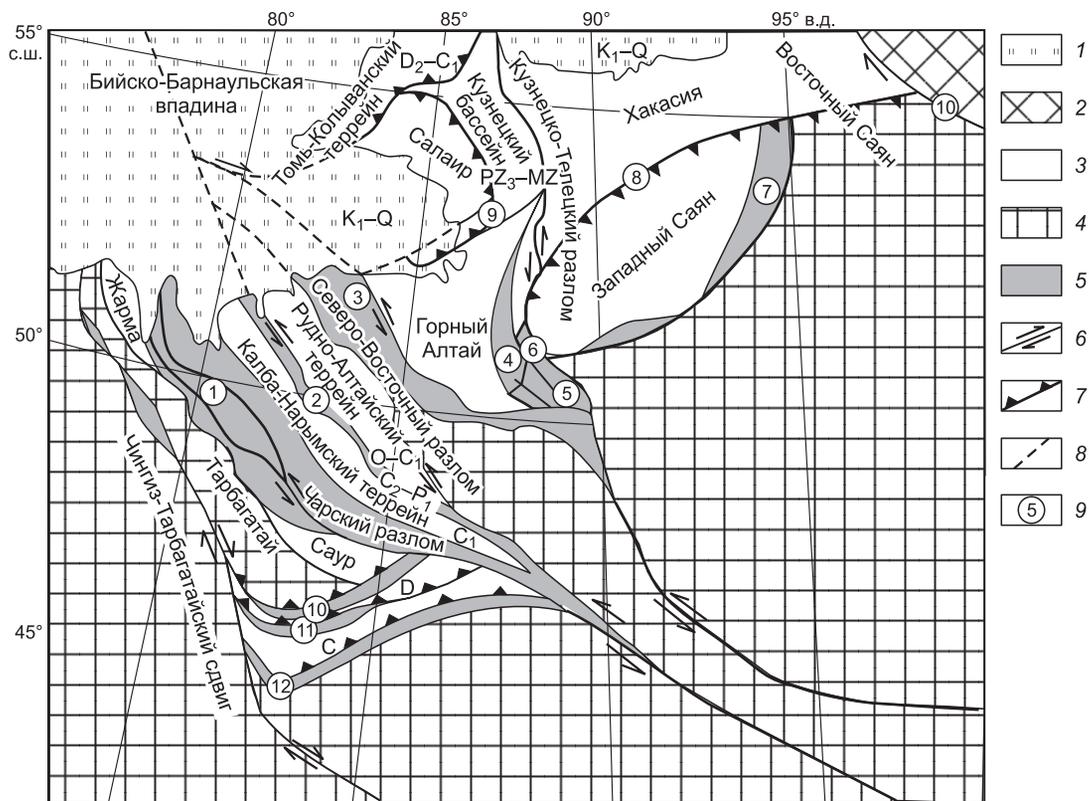


Рис. 2. Схема позднепалеозойской сдвигово-надвиговой террейновой структуры Восточно-Казахстанской и Алтае-Саянской областей.

1 — кайнозойские впадины; 2 — Сибирский кратон; 3 — сдвиговые террейны, оторванные от Сибирского континента; 4 — Казахстанско-Байкальский составной континент; 5 — зоны смятий; 6 — направления смещения по сдвигам; 7 — направления погружения надвигов; 8 — предполагаемое положение разломов; 9 — номера разломных структур: 1 — Чарская, 2 — Иртышская, 3 — Чарышко-Теректинская, 4 — Курайская, 5 — Телецкая, 6 — Улаганская, 7 — Кургушибинская, 8 — Северо-Саянская, 9 — Каимская, 10 — Барлик-Хонгулен-Хебукесайрская, 11 — Майльская, 12 — Тангбалэ.

кинских Гольцах Восточного Саяна. Амплитуда движений по сдвигам уменьшается в восточном направлении от нескольких тысяч километров до первых сотен-десятков километров [Буслов и др., 2003; Buslov et al., 2004; Буслов, 2011; Добрецов, Буслов, 2011]. Региональные позднекарбонно-пермские сдвиги северо-западного простирания разделили субширотную каледонскую Чарышко-Теректинско-Улаганско-Саянско-Ольхонскую сутурно-сдвиговую зону на ряд сегментов.

Если крупные позднепалеозойские сдвиги хорошо изучены и охарактеризованы, то сопутствующие им покровные структуры еще недостаточно выявлены. В статье приводятся обобщения по тектонике и геодинамике Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области. На основе новых геологических и геохронологических данных (Ar-Ar датированием синтектонических слюд разломных зон и U-Pb датирование обломочных цирконов осадочных толщ) показано, что в пределах Горного Алтая широко развиты позднепалеозойские покровно-сдвиговые структуры, представленные Каимской, Чарышко-Теректинской и Телецко-Курайской зонами, окружающие автохтон, сложенный фрагментом вендско-раннекарбонных окраинно-континентальных комплексов пород Сибирского континента различной геодинамической природы (рис. 3, 4). В позднепалеозойских аллохтонах и автохтоне сохранились фрагменты ранних этапов складчатости.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И НОВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Выделение слюд и цирконов проводилось в Аналитическом центре ИГМ СО РАН по стандартной методике, основанной на сочетании магнитной сепарации и разделения минералов в тяжелых жидкостях. Определение $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста слюд проводилось по монофракциям в ИГМ СО РАН по методике ступенчатого прогрева (аналитик А.В. Травин). Изучение морфологии и внутреннего строения кристал-

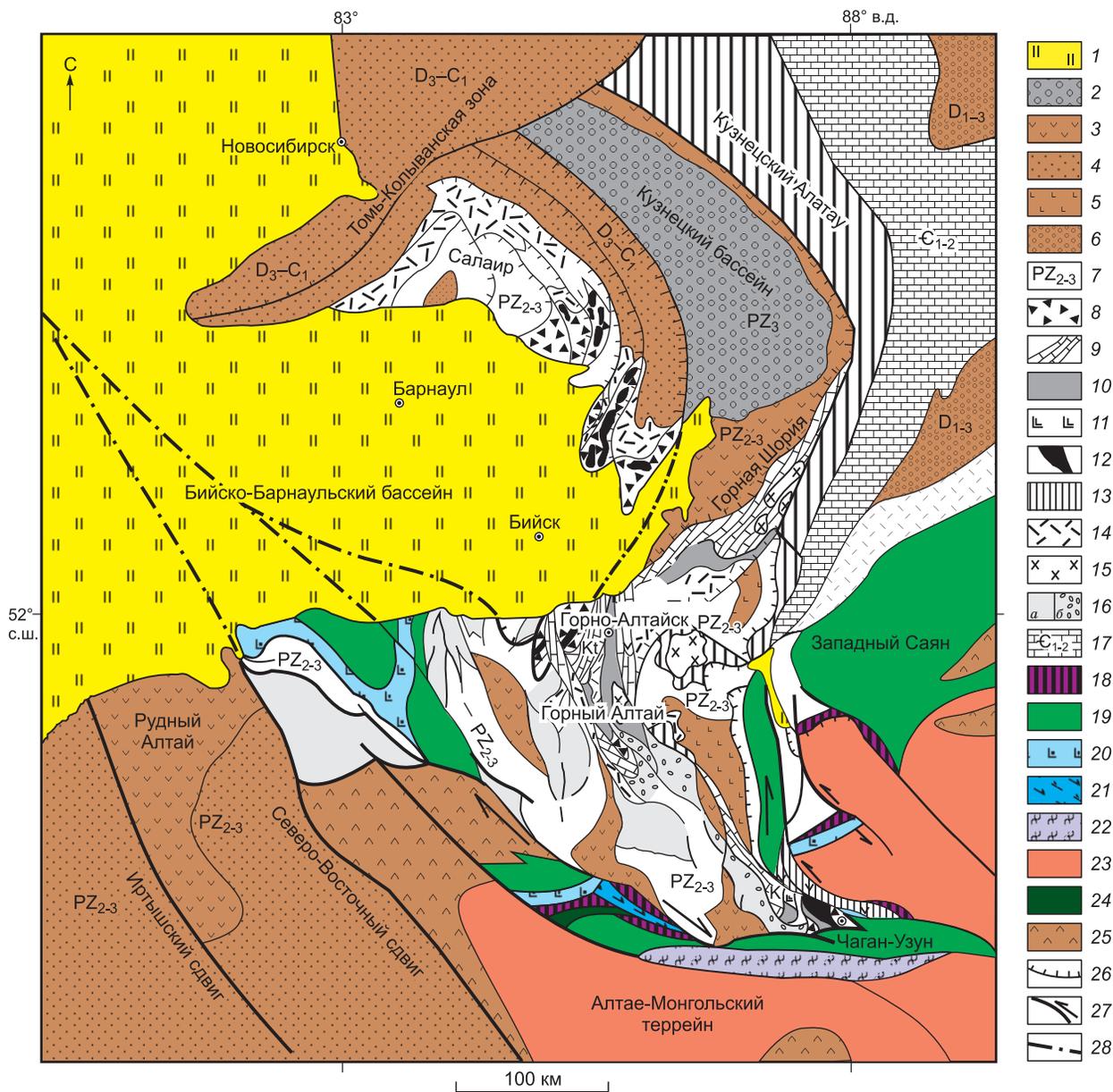


Рис. 3. Геолого-геодинамическая схема Горного Алтая и сопредельных территорий.

1 — Бийско-Барнаульская кайнозойская впадина; 2 — пермско-юрские осадочные породы Кузнецкого бассейна; 3—17 — окраинно-континентальные комплексы Сибирского континента: 3—6 — девонско-раннекарбоновой активной окраины: 3 — магматической дуги, 4 — междуговых бассейнов, 5 — риолит-базальтовых комплексов задугового бассейна, 6 — вулканогенно-осадочных пород задугового бассейна; 7 — ордовикско-раннедевонской пассивной окраины; 8—12 — вендско-раннеордовикской активной окраины: 8 — олистостромы, 9—12 — палеоокеаническая кора: 9 — карбонатные породы «шапки» палеоокеанического острова, 10 — вулканогенно-осадочные образования палеоокеанического острова, 11 — базальтово-кремнистые породы океанического дна, 12 — ультрабазиты; 13—16 — венд-раннеордовикская Кузнецко-Алтайская островная дуга: 13 — породы толеит-бонинитовой серии ранней стадии развития, 14 — породы известково-щелочной серии зрелой стадии развития, 15 — кембрийские габброиды, 16 — среднекембрийско-раннеордовикский Ануйско-Чуйский преддуговой прогиб: а — турбидиты, б — олистостромо-конгломератные образования прибрежной зоны; 17 — раннесреднекембрийские карбонатно-терригенные породы задугового бассейна; 18—22 — среднепалеозойская Чарышко-Теректинско-Улаганская сутурно-сдвиговая зона: 18 — кембрийско-раннеордовикские офиолиты, 19 — раннепалеозойские турбидиты, 20 — кембрийско-раннеордовикские комплексы пород палеоокеанических островов, 21 — ордовикские голубые сланцы, 22 — Южно-Чуйский среднепалеозойский зональный метаморфический комплекс; 23—25 — комплексы пород Казахстанско-Байкальского составного континента: 23 — позднекембрийско-раннепалеозойские турбидиты Алтае-Монгольского террейна, 24 — Сугашский раннепалеозойский островодужный террейн, 25 — девонские породы активной окраины; 26 — позднепалеозойские надвиги, 27 — позднепалеозойские сдвиги; 28 — предполагаемые разломы.

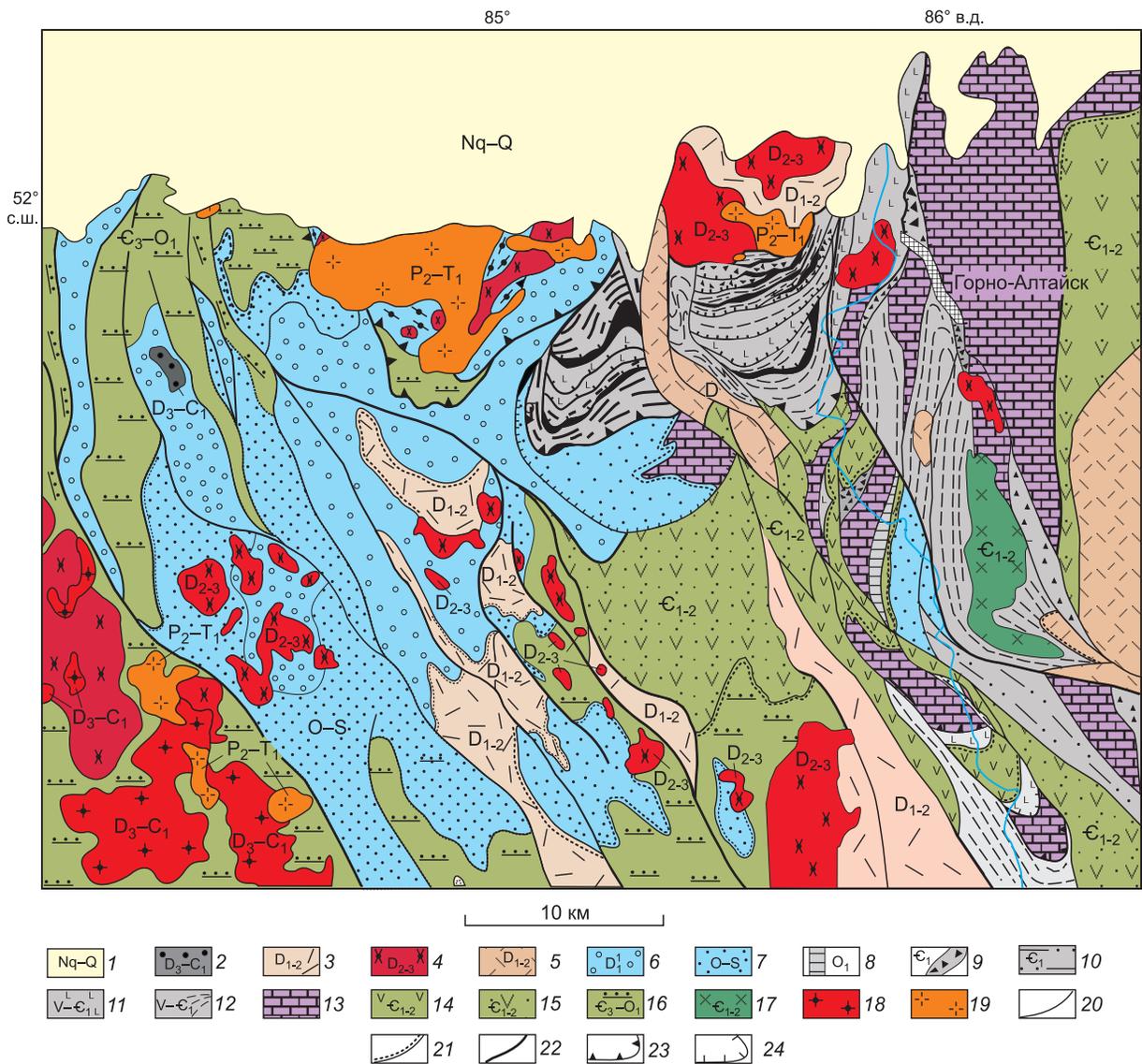


Рис. 4. Геолого-геодинамическая схема северной части Горного Алтая.

1 — Бийско-Барнаульская кайнозойская впадина; 2 — позднедевонско-раннекарбоновая моласса черемшанской свиты; 3, 4 — раннесреднедевонские вулканоплутонические комплексы пород активной окраины: 3 — вулканогенно-осадочные породы, 4 — гранитные плутоны; 5 — раннесреднедевонские риолит-базальтовые породы Уйменско-Лебедского задугового бассейна; 6, 7 — карбонатно-терригенные породы пассивной окраины: 6 — раннедевонские, 7 — ордовикско-силурийские; 8 — раннеордовикская моласса; 9—13 — вендско-раннекембрийский аккреционно-коллизонный комплекс: 9 — олистостромы, 10 — турбидиты; 11—13 — палеоокеанические острова: 11 — вулканогенно-осадочные образования основного тела, 12 — вулканогенно-осадочные образования склоновых фаций, 13 — карбонатные породы «шапки»; 14—17 — венд-кембрийская Кузнецко-Алтайская островная дуга: 14 — комплексы пород палеовулканов; 15 — склоновые фации, 16 — среднепозднекембрийский Ануйско-Чуйский преддуговой прогиб, 17 — габброиды; 18 — позднедевонско-раннекарбоновые коллизонные граниты; 19 — позднепермско-раннетриасовые плумовые граниты; 20, 21 — стратиграфические границы: 20 — согласные, 21 — несогласные; 22 — позднепалеозойские сдвиги; 23 — позднепалеозойские надвиги; 24 — поздневендско-раннекембрийские надвиги.

лов цирконов проводилось в проходящем и отраженном свете. Их внутреннее строение было исследовано по катодоллюминесцентным изображениям. U-Pb изотопное датирование цирконов выполнено в Гонконгском университете (г. Гонконг, Китай) методом лазерной абляции на масс-спектрометре высокого разрешения с ионизацией в индуктивно связанной плазме Nu Plasma HR MC-ICP-MS (аналитик Х. Джен). При обработке полученных результатов рассматривались цирконы с конкордантностью более 95 %. Диаграммы относительной вероятности возрастов для проанализированных проб были построены по соотношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ для зерен моложе 1 млрд лет и по соотношениям $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для зерен древнее 1 млрд лет.

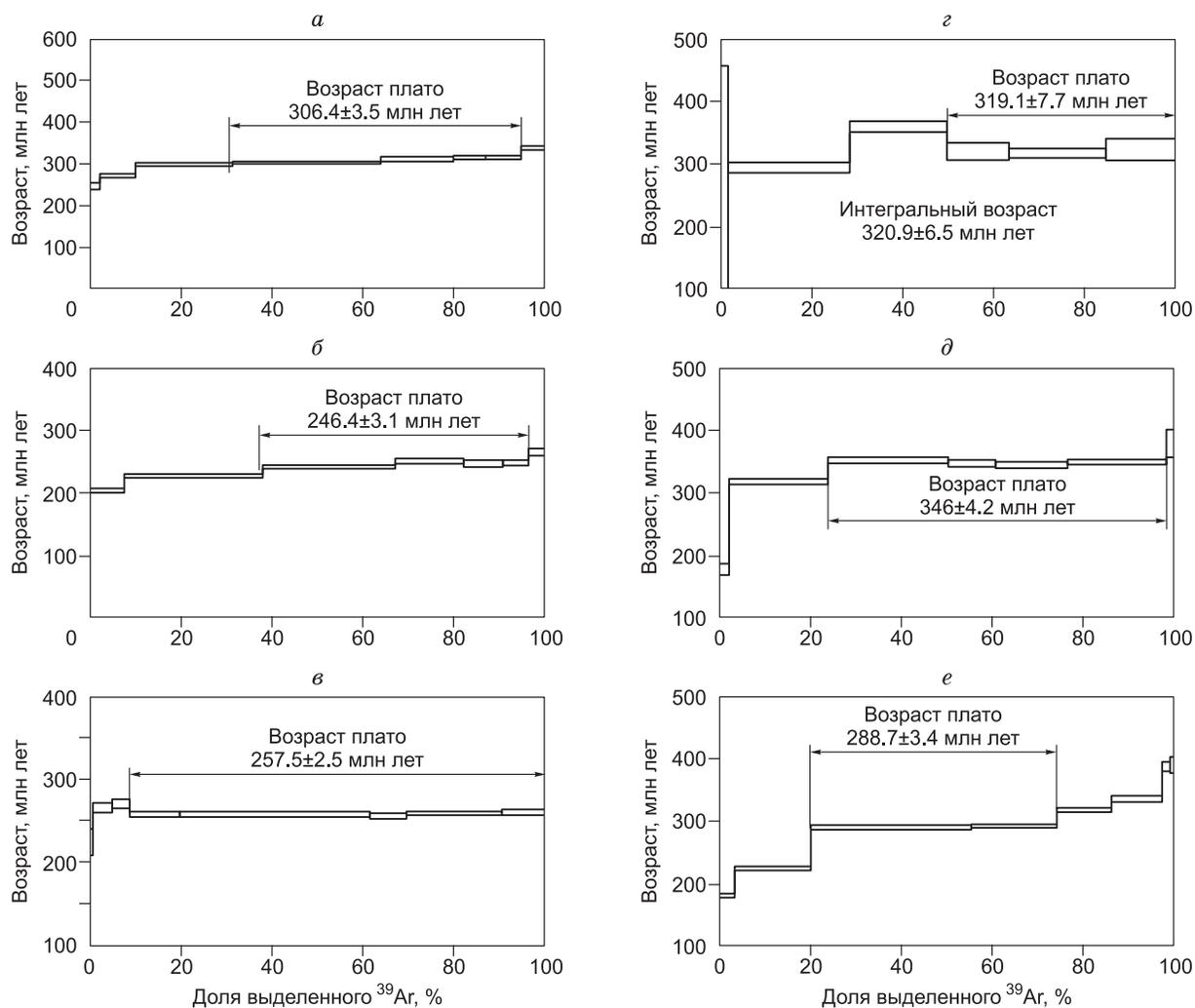


Рис. 5. Ar/Ar возраст слюд из образцов Каимской (а—в) и Курайской (г—е) разломных зон.

а — обр. 10-58 — рассланцованные кембрийские базальты; б — обр. 10-67-1 — слюдистые диафториты по гранат-андалузитовым кристаллическим сланцам белокурихинского комплекса; в — обр. 10-70 — кливажированные песчано-сланцевые породы среднеордовикской булухтинской свиты; г — обр. 09-86 — биотитовый сланец по фельзиту; д — обр. 09-123 — мусковит-хлоритовый сланец по гранитогнейсам курайского метаморфического комплекса; е — обр. 10-15 — кливажированные среднеордовикские песчано-сланцевые породы.

Для выявления возраста проявления разломных структур были проанализированы синтетектонические слюды из Каимской и Курайской надвигово-сдвиговых зон (рис. 5). В Каимской надвиговой структуре датированы образцы рассланцованных кембрийских базальтов (обр. 10-58, северная часть Горного Алтая, устье р. Мал. Шемилровка, $51^{\circ}52'50''$ с.ш., $86^{\circ}14'15''$ в.д., $h = 430$ м), слюдистых диафторитов по гранат-андалузитовым кристаллическим сланцам белокурихинского комплекса (обр. 10-67-1, северная часть Горного Алтая, левый борт р. Песчаная, $51^{\circ}49'13''$ с.ш., $81^{\circ}47'58''$ в.д., $h = 477$ м) и кливажированных песчано-сланцевых пород среднеордовикской булухтинской свиты автохтона Ануйской-Чуской зоны (обр. 10-70, северная часть Горного Алтая, $51^{\circ}47'15''$ с.ш., $84^{\circ}45'16''$ в.д., $h = 520$ м). В Курайской покровно-сдвиговой структуре датированы слюды из образцов разломных зон осевой части Курайского хребта, представленных биотитовыми сланцами (обр. Б-09-86, $50^{\circ}07'22.4''$ с.ш., $88^{\circ}52'59.7''$ в.д., $h = 2316$ м), биотит-хлоритовыми сланцами (обр. 09-87, $50^{\circ}06'53.1''$ с.ш., $88^{\circ}53'07.3''$ в.д., $h = 2174$ м) и мусковит-хлоритовыми сланцами (обр. 09-123, $50^{\circ}34'40.8''$ с.ш., $88^{\circ}01'16.2''$ в.д., $h = 1374$ м), а также расположенные вблизи ее кливажированные среднеордовикские песчано-сланцевые породы автохтона Ануйско-Чуйской зоны (обр. 10-15, правый борт р. Чуя вблизи Чуйского тракта в юго-восточной части Горного Алтая, $50^{\circ}19'51.9''$ с.ш., $87^{\circ}12'23.78''$ в.д., $h = 1035$ м).

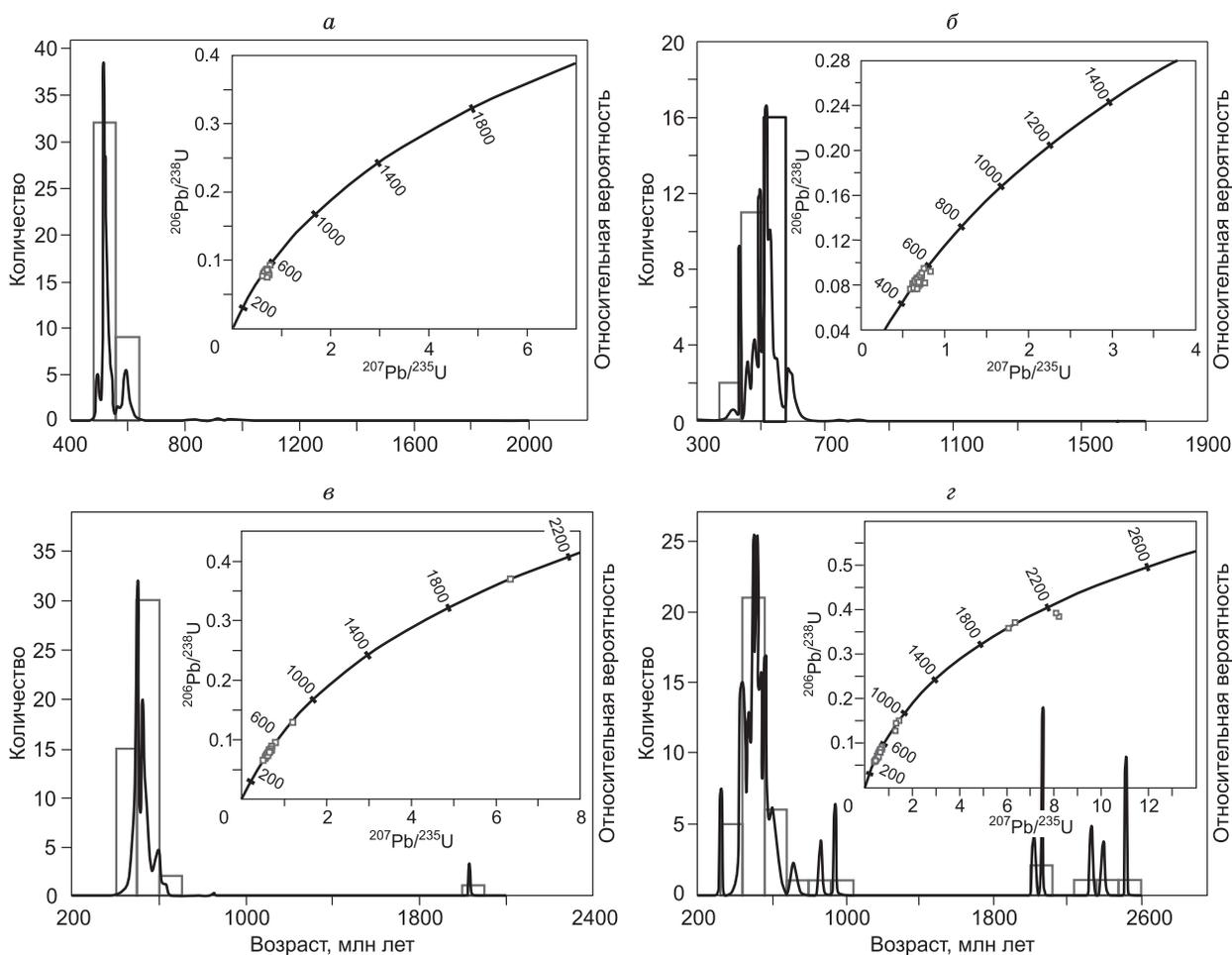


Рис. 6. U-Pb гистограммы, кривые относительной вероятности возраста и графики положения дат на конкордантной кривой:

a — детритовых цирконов из песчаников верхнекембрийской олистостромы песчанской толщи (обр. 11-160); *б* — базальных конгломератов среднеордовикской ханхаринской свиты (обр. 11-147), *в* — среднеордовикских песчаников (обр. 10-09); *г* — верхнекарбоневой молассы кызылташской свиты (обр. 10-14).

Для U-Pb изотопного датирования (рис. 6) были опробованы детритовые цирконы из песчаников верхнекембрийской олистостромы песчанской толщи (обр. 11-160, северная часть Горного Алтая, район пос. Солонюк, левый борт р. Солонюк, $51^{\circ}59'14.3''$ с.ш., $84^{\circ}33'27.8''$ в.д., $h = 430$ м), песчаников и базальных конгломератов среднеордовикской ханхаринской свиты, перекрывающих с несогласием песчанскую толщу (обр. 11-147, северная часть Горного Алтая, район к северу от пос. Лютаево, $51^{\circ}53'42''$ с.ш., $84^{\circ}25'19.8''$ в.д., $h = 438$ м), песчаников из среднеордовикских отложений (обр. Б-10-09, правый борт р. Чуя, вблизи Чуйского тракта, юго-восточная часть Горного Алтая, $50^{\circ}19'51.9''$ с.ш., $87^{\circ}12'23.78''$ в.д., $h = 1035$ м), песчаников из верхнекарбоневых отложений (обр. Б-10-14, вблизи пос. Курай, юго-восточная часть Горного Алтая, $50^{\circ}14'31.9''$ с.ш., $88^{\circ}01'12''$ в.д., $h = 1035$ м). Обзор геохронологических данных приведен ниже при характеристике геологических объектов.

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Структуры, отвечающие по возрасту салаирскому (раннекаледонскому) и каледонскому этапам складчатости, выделены на огромной территории южного складчатого обрамления Сибирской платформы, включая Алтае-Саянский регион, Монголию (Озерная зона), Туву (Сангилен) и Прибайкалье (Ольхонская зона) [Бибикова и др., 1990; Федоровский и др., 1995; Владимиров и др., 2000, 2005; Ярмолюк и др., 2003; Кузмичев, 2004; Руднев и др., 2004, 2009, 2012, 2013; Fedorovsky et al., 2005; Добрецов, Буслов, 2007; Гладкочуб и др., 2010; Руднев, 2013]. В Алтае-Саянской складчатой области наиболее деталь-

но изучены салаирские аккреционно-коллизийные зоны Кузнецко-Алтайской островной дуги, в Туве и Прибайкалье — каледонские складчато-покровные коллизийные сооружения Сангилене и Приольхонья. Формирование салаирских покровно-надвиговых структур в аккреционно-коллизийных зонах Горного Алтая происходило на фоне аккреции и последующей коллизии палеоокеанических островов с Кузнецко-Алтайской островной дугой, которые протекали в период позднего докембрия—раннего кембрия [Буслов, Ватанабе, 1996; Buslov et al., 2002; Добрецов и др., 2004]. Структуры каледонского этапа на Сангилене и Ольхонской зоне проявлены формированием ордовикских [Владимиров и др., 2000, 2005; Fedorovsky et al., 2005; Гладкочуб и др., 2010], а на Горном Алтае и Западных Саянах — позднеордовикско-раннедевонских [Буслов и др., 2003; Buslov et al., 2004; Добрецов, Буслов, 2007; Буслов, 2011; Glorie et al., 2011] метаморфических пород и гранитов в зонах сдвигов.

На основе статистической обработки поздневендско-ордовикских датировок в Алтае-Саянской складчатой области и Западной Монголии были выявлены следующие пики магматической активности: 570 ± 10 и 535 ± 10 млн лет (островодужный этап), 495 ± 5 , 475 ± 5 и 450 ± 5 млн лет (аккреционно-коллизийный этап). Магматическая активность рассмотрена как зональная относительно Сибирского кратона [Руднев и др., 2004; Руднев, 2013]. При этом отмечено, что для северной части Алтае-Кузнецко-Батеневского сегмента в большей мере представлены датировки магматических пород с пиком в 495 ± 5 и в меньшей мере с пиком в 450 ± 5 млн лет, тогда как для Тувино-Монгольского сегмента наоборот. Существуют также и различия в изотопно-геохимических характеристиках пород разных сегментов [Руднев, 2013]. Так, только в пределах Алтае-Кузнецко-Батеневского сегмента или Кузнецко-Алтайской островной дуги в диорит-тоналит-плагиогранитной и тоналит-плагиогранитной ассоциациях пород плагиограниты относятся к толеитовой и низкоглиноземистой известково-щелочной сериям, характерных для островодужного магматизма. Исходным расплавом для них предполагается метабазитовый субдукционный источник. Эта гипотеза подкрепляется тем обстоятельством, что в аккреционных клиньях Кузнецко-Алтайской островной дуги на протяжении более 1000 км от Кузнецкого Алатау на севере до юго-восточной части Горного Алтая на юге встречаются фрагменты только субдуцированной океанической коры [Берзин, Кугурцев, 1996; Добрецов и др., 2004; Буслов, 2011]. Позднекембрийские плагиограниты данного типа (например, Кожуховский массив Кузнецкого Алатау) сходны по изотопно-геохимическим свойствам с кембрийскими плагиогранитами (например, Тылинский массив Кузнецкого Алатау) и не продолжают свое развитие в ордовике в пределах Алтае-Кузнецко-Батеневского сегмента [Руднев, 2013]. В Тувино-Монгольском сегменте [Руднев, 2013], представляющим часть Казахстанско-Байкальского составного континента, среди ордовикских гранитоидов преобладают высокоглиноземистые плагиограниты известково-щелочной серии, закономерно формирующиеся вслед за габбро и низкоглиноземистыми плагиогранитами. Магмогенерирующим источником для ордовикских гранитоидов служил метабазитовый субстрат и варьирующая добавка древнего корового материала. Таким источником могла быть океаническая кора Палеоазиатского океана, включающая докембрийский Тувино-Монгольский и другие микроконтиненты.

Особое место в магматической истории Алтае-Саянского региона, Тувы и Западной Монголии принадлежит ордовикским (с пиком в 475 ± 5 млн лет) субщелочным породам (габбро-монцодиорит-сиенитов, сиенит-граносиенит-гранитов, монцодиорит-граносиенит-сиенитов, граносиенит-гранитов). Они распространены примерно одинаково в двух перечисленных сегментах и образованы за счет обогащенного мантийного источника [Врублевский и др., 2004; Перфилова и др., 2004; Руднев, 2013]. В Алтае-Кузнецко-Батеневском сегменте распространены ордовикские интрузии субщелочных пород, приуроченные к его северо-восточной части. В Кузнецком Алатау, Горной Шории и Хакасии они локализируются как в пределах распространения пород венд-кембрийской Кузнецко-Алтайской островной дуги, так и задугового бассейна. В Тувино-Монгольском сегменте преобладают субщелочные интрузии верхнекембрийского возраста. В Восточной Туве интрузии прорывают венд-кембрийские вулканогенно-осадочные образования островодужного типа, на Сангилене Юго-Восточной Тувы — докембрийские породы Тувино-Монгольского микроконтинента.

Позднекембрийско-ордовикские субщелочные породы являются признаками проявления завершающей стадии плюмового магматизма, которая сопровождалась образованием обширного орогена на территории Северного Казахстана, Алтае-Саянской области, Тувы и Прибайкалья, раскрытием Уральского, Обь-Зайсанского и других океанических бассейнов [Добрецов, Буслов, 2007, 2011; Добрецов, 2011].

Позднепалеозойские тектонические, метаморфические и магматические события проявились с той или иной интенсивностью на огромной территории, включающей не только области собственно герцинской складчатости (Восточный Казахстан, южная часть Монголии), но и значительную часть салаирид и каледонид Алтае-Саянского складчатого пояса, что хорошо показано на примере Тункинских Гольцов Восточного Саяна [Буслов и др., 2009; Жимулев и др., 2011; Рябинин и др., 2011; Рябинин, 2012] и выявлено в последнее время на территории Горного Алтая.

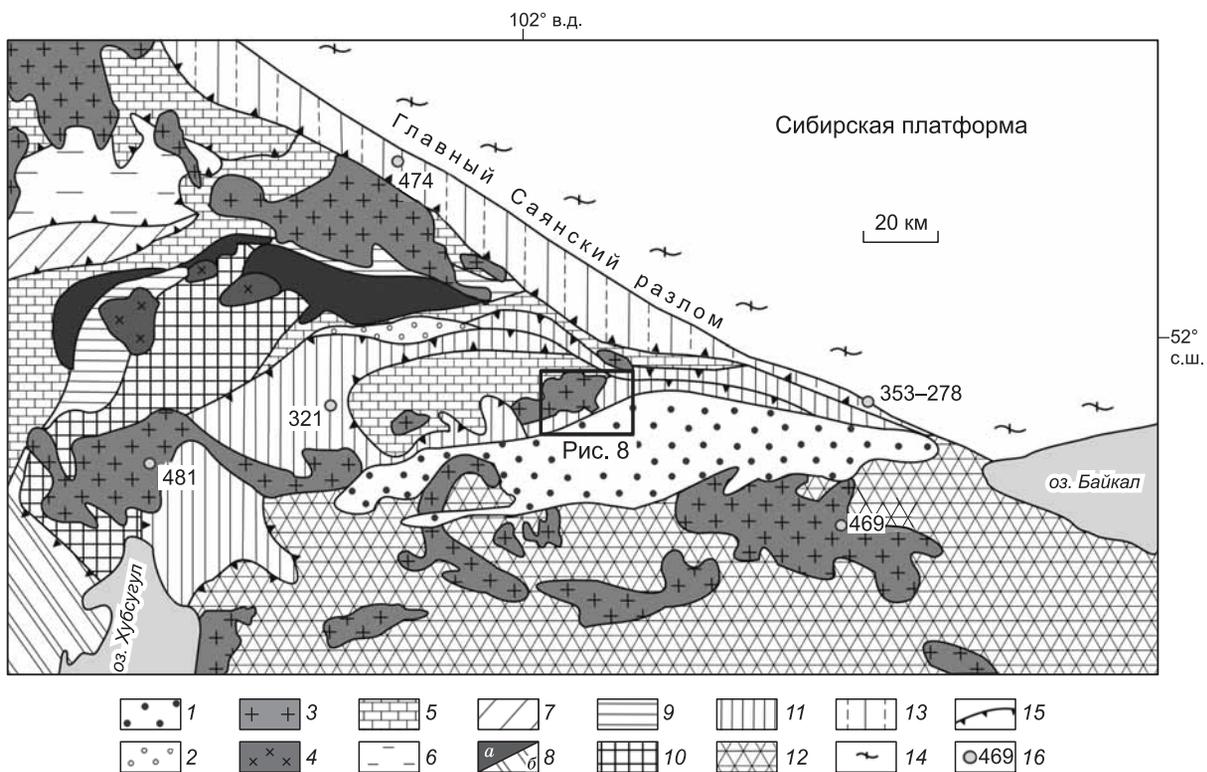


Рис. 7. Схема геологического строения Юго-Западного Прибайкалья, по [Беличенко и др., 2003] с упрощениями и изменениями [Жимулев и др., 2011].

1 — кайнозойские отложения Тункинской впадины; 2 — каменноугольно(?)—пермские молассоидные отложения (сагансайская свита); 3 — гранитоиды ордовикские и частично более поздние (неразделенные); 4 — гранитоиды рифейские; 5 — отложения венд-нижнекембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента; 6—10 рифейские образования фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента: 6 — осадочные и вулканогенно-осадочные отложения окинской серии (поздний докембрий), 7 — осадочно-вулканогенные отложения (хугейнская серия), 8 — офиолиты (а), турбидиты (б), 9 — карбонатные отложения рифейского чехла Гарганской глыбы, 10 — раннедокембрийские метаморфические образования Гарганской глыбы; 11 — Тункинский террейн; 12 — Хамар-Дабанский террейн; 13 — Китойкинская зона; 14 — фундамент Сибирской платформы (Шарыжалгайский крайовой выступ); 15 — границы тектонических покровов; 16 — значения возраста (млн лет) гранитных и метаморфических комплексов региона (481 — [Резницкий и др., 2007], 474 — [Донская и др., 2000], 469 — [Бараш и др., 2006], 353—278 — [Савельева и др., 2010], 321 — [Беличенко и др., 1988]).

В Тункинских Гольцах Восточного Саяна (рис. 7, 8) по совокупности геохронологических и геолого-структурных данных охарактеризован крупный позднепалеозойский орогенный этап, проявившейся в области каледонской структуры южного складчатого обрамления Сибирского кратона. Каледонская структура представлена Тувино-Монгольским микроконтинентом и надвинутым на него Хамар-Дабанским террейном. Он сложен высокометаморфизованными породами — кристаллическими сланцами, биотитовыми гнейсами, кальцифирами и мраморами. Первичная природа отложений Хамар-Дабанского террейна связывается с деятельностью островной дуги и задугового бассейна [Беличенко и др., 2003]. Полифациальный метаморфизм пород Хамар-Дабанского террейна достигает гранулитовой фации. Возраст метаморфизма определен в интервале 488—471 млн лет [Salnikova et al., 1998]. Граниты, рвущие метаморфическую зональность Хамар-Дабанского террейна, имеют возраст 469 ± 2 млн лет [Бараш и др., 2006]. Хамар-Дабанский террейн и Тувино-Монгольский микроконтинент образуют единую каледонскую покровно-складчатую структуру, сформировавшуюся до проявления раннеордовикского зонального метаморфизма, о чем свидетельствует наложение изоград метаморфизма на границы покровов. Метаморфические породы, в свою очередь, прорываются раннесреднеордовикскими гранитоидами сархойского комплекса.

Раннеордовикский возраст покровно-складчатых деформаций в южном обрамлении Сибирского кратона подтверждается геохронологическими данными и по сопредельным регионам. В Окинской зоне Восточного Саяна дайки кварцевых порфиров, рвущие покровную структуру, имеют возраст 476 ± 4 млн лет [Рыцк и др., 2000]. Метаморфические породы Китойкинской зоны, расположенные в восточной части Тункинских Гольцов вблизи Сибирского кратона, имеют возраст 474 ± 3 млн лет [Донская и др.,

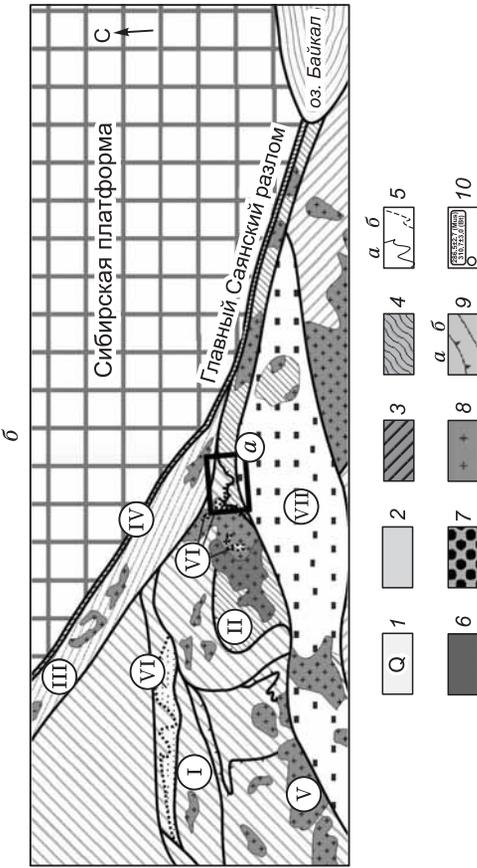
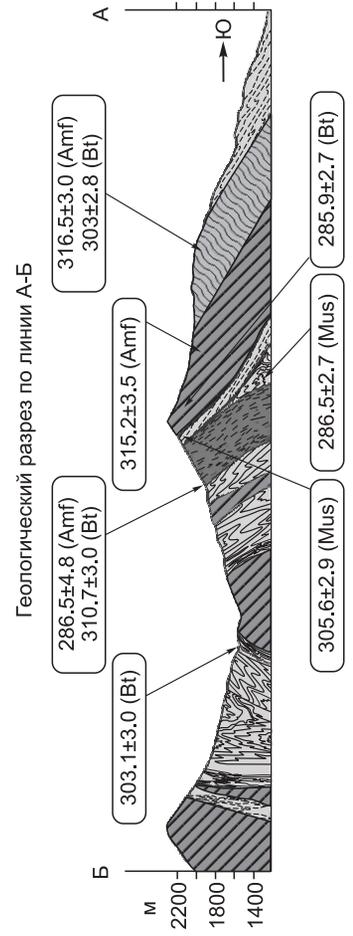
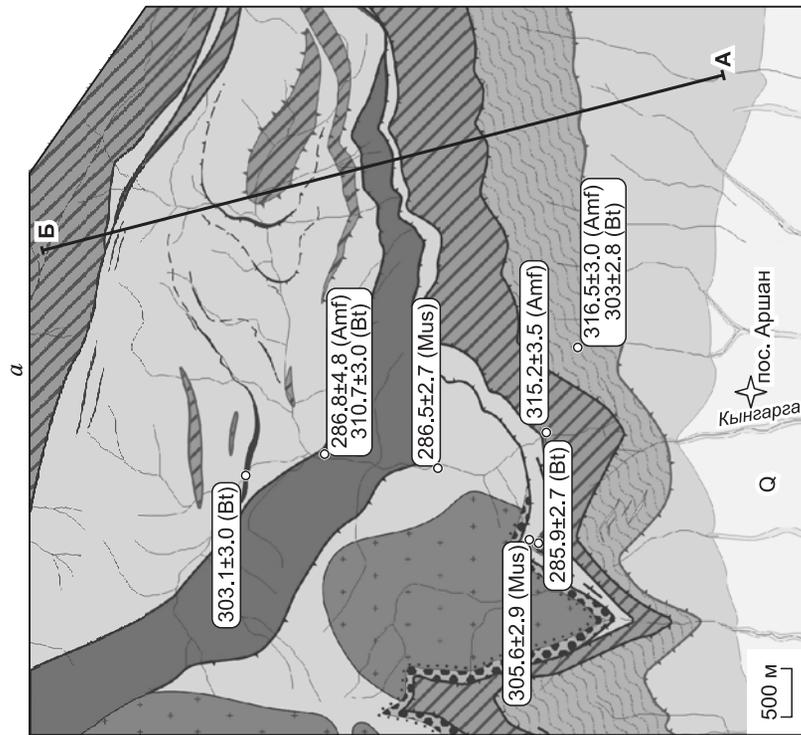


Рис. 8. Геологическое строение Аршанского участка (а) с положением в структуре южного обрамления Сибирской платформы (б) [Буслов и др., 2009].

а — 1 — четвертичные отложения кембрийской Тункинской впадины; 2 — венд-кембрийские карбонатные отложения; 3 — гнейсы, кристаллические сланцы и гранатовые амфиболиты; 4 — зона меланжа с участком диафторированных плагиотнейсов, кристаллических сланцев, гранатовых амфиболитов и милонитизированных мраморов; 5 — милонитизированные мраморы с телами гранат-биотитовых blastsомилонитов, выявленных (а) и предполагаемых (б); 6 — зеленые сланцы; 7 — позднедевонско-раннекарбонная моасса (сагансайская свита); 8 — разрывные нарушения с наклонным положением поверхности сместителей (а), крутопадающих поверхностей сместителей (б); 10 — точки отбора образцов и результаты Ar/Ar датирования. б — I, II — области развития деформационных комплексов: I — раннепалеозойских, II — позднепалеозойских; III — Китойкинская позднепалеозойская деформационная зона, IV — зона Главного Саянского разлома, V — позднепалеозойские гранитоиды, VI — позднепалеозойская моасса, VII — Тункинская кайнозойская впадина.



2000]. Возраст гранулитового метаморфизма слюдянского метаморфического комплекса и прорывающих его постметаморфических кварцевых сиенитов составляет соответственно 481 ± 2 и 474 ± 5 млн лет [Котов и др., 1997]. К северо-востоку от Байкала в пределах Баргузинского террейна выявлены гнейсограниты с возрастом 469 ± 4 млн лет, слагающие купольные структуры в составе раннепалеозойской коллизионной системы [Рыцк и др., 2009]. Во всех приведенных примерах покровно-складчатые деформации и высокоградный метаморфизм происходили одновременно с формированием Ольхонской сдвиговой зоны и отвечают начальному этапу аккреции Казахстанско-Байкальского составного континента, включающего вышеперечисленные террейны, к Сибирскому континенту [Добрецов, Буслов, 2007, 2011; Буслов, 2011].

В районе Тункинских Гольцов в строении каледонской структуры принимают участие венд-кембрийские карбонатно-терригенные отложения чехла одноименного микроконтинента (верхнешумакская, горлыкская и арашейская свиты [Боос, 1991]) и перекрывающего аллохтона (вулканическими и карбонатными отложениями Хамар-Дабанского террейна [Беличенко и др., 2003] как палеоостроводужные, так и задуговые комплексы.

В позднем палеозое регион подвергся тектонической активизации, проявившейся в магматизме, метаморфизме, осадконакоплении и покровообразовании. Детально изученная покровная структура восточной части Тункинских Гольцов (см. рис. 7, 8) имеет позднекарбово-раннепермский возраст формирования [Буслов и др., 2009; Рябинин и др., 2011]. В работе [Рябинин и др., 2011] на основании данных кинематического (в том числе петроструктурного) и динамического анализов, а также результатов $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопного датирования синтетектонических минералов были выделены следующие этапы формирования деформационной структуры района: 316—310 млн лет — покровный, 305—303 млн лет — покровно-складчатый и около 286 млн лет — сдвиговый. Данные изотопно-геохронологического датирования и структурного анализа подтверждаются прямыми наблюдениями геологических соотношений. В восточной части Тункинских Гольцов, к северо-западу от пос. Аршан, пакет тектонических пластин различного состава перекрывает по пологому надвигу синтетектоническую карбовую молассу (красноцветные конгломераты и песчаники сагансайрской свиты). Отложения сагансайрской свиты в регионе образуют асимметричные, клиновидные мульды, частично перекрытые тектоническими пластинами, содержащими в основании слюдистые милониты с Ar-Ag датами 306—285 млн лет [Буслов и др., 2009; Рябинин и др., 2011].

Формирование покровно-складчатой структуры района происходило одновременно с активизацией сдвиговых смещений по Главному Саянскому разлому, являющемуся границей между Сибирской платформой и складчатыми комплексами Алтае-Саянской области. Позднекарбовый возраст имеют синтетектонические метасоматиты в зоне Главного Саянского разлома [Савельева и др., 2003]. В зоне разлома выявлено несколько генераций гранитных жил, самые древние из которых — раннекарбовые, самые молодые — раннепермские [Савельева и др., 2006, 2010]. В центральной части Тункинских Гольцов проявлен зональный метаморфизм позднекарбового возраста [Беличенко и др., 1988].

На Горном Алтае (см. рис. 3, 4) позднепалеозойские деформации нарушили сложную структуру, представленную вендско-раннеордовикскими островодужными комплексами пород Кузнецко-Алтайской островной дуги, перекрытыми стратиграфически ордовикско-раннедевонскими толщами пассивной окраины и девонскими образованиями активной окраины, которые участвуют в строении Бийско-Катунской, Курайской и Ануйско-Чуйской зон. Геодинамические комплексы перечисленных зон образуют автохтон и характеризуют позднедокембрийско-палеозойскую историю формирования окраины Сибирского континента и ограничены с юго-запада, севера и востока позднепалеозойскими аллохтонами соответственно Чарышско-Теректинской, Курайско-Телецкой и Кимской покровно-сдвиговых структур. Закономерно, что наиболее интенсивные деформации пород автохтона (изоклиальная складчатость нескольких порядков с крутыми, местами опрокинутыми углами слоистости) проявились вблизи окружающих позднепалеозойских покровно-сдвиговых структур.

В геодинамической эволюции геологических образований Горного Алтая устанавливаются следующие этапы [Буслов, 2011]: 1) островодужный (венд—ранний ордовик (тремадок); 2) пассивной окраины (ордовик—ранний девон (прагий); 3) активной окраины (ранний—верхний девон); 4) ранний коллизионный (фаменско-карбовый), столкновение и амальгамация Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов с образованием молассы, сдвиговых и надвиговых структур, метаморфизма и складчатости (в результате амальгамации был сформирован Северо-Азиатский континент); 5) поздний коллизионный (поздний карбон—пермь), столкновение Восточно-Европейского континента с Северо-Азиатским, формирование молассы, сдвигово-надвиговых структур и сопутствующих метаморфизма и магматизма; 6) плюмовый (поздняя пермь—ранний триас). Структурно-вещественные комплексы перечисленных этапов показаны на рис. 3, 4).

Вендско-раннеордовикский островодужный этап характеризуется формированием примитивной и развитой стадий Кузнецко-Алтайской островной дуги, аккреционного клина и преддугового прогиба

[Buslov et al., 1993; Берзин и др., 1994; Симонов и др. 1994; Берзин, Кунгурцев, 1996; Буслов, Ватанабе, 1996; Буслов и др., 1998; Buslov et al., 2002; Добрецов и др., 2004; Dobretsov et al., 2004]. Основание горно-алтайской серии вскрывается в районе пос. Акташ, где оно представлено базальными конгломератами, перекрывающими образования аккреционного клина [Буслов и др., 1998].

В состав аккреционного клина входят фрагменты палеоокеанических островов и офиолитов, олистостромы, серпентинитовые меланжи с эклогитами. Наиболее полно они представлены в Бийско-Катунской и Курайской зонах, где со структурным и стратиграфическим несогласием перекрыты образования среднекембрийско-раннеордовикского преддугового прогиба Ануйско-Чуйской зоны. Прогиб выполнен граувакковыми и вулканомиктовыми турбидитами горно-алтайской серии мощностью до 5 км, содержащими линзы олистостром и олистостромо-конгломератов, а также маломощные лавовые потоки андезитобазальтов в районе пос. Черга. По составу обломочный материал соответствует продуктам разрушения аккреционно-коллизионного комплекса и островной дуги. Турбидиты состоят из ритмично переслаивающихся голубовато-зеленых, реже лиловых песчаников и алевролитов. В юго-восточной части зоны в районе пос. Акташ в горно-алтайской серии встречаются прослой вишневого кремнисто-глинистых сланцев мощностью до первых метров. Они содержат спикулы губок среднераннекембрийского возраста [Буслов и др., 1998]. В северной части Горного Алтая вблизи сел Солонюк и Лютаево в составе турбидитов, содержащих прослой до первых метров кремнистых и кремнисто-глинистых пород, отмечаются линзы и прослой песчано-гравийного материала с олистолитами различных размеров от первых дециметров до нескольких метров, представленные яшмоидами, фтанидами, известняками и базальтами. Датировки детритовых цирконов (см. рис. 6) из песчаников верхнекембрийской олистостромы песчанской толщи (обр. 11-160) образуют две возрастные группы: кембрийскую (540—500 млн лет, более 30 зерен) и позднепротерозойскую (620—600 млн лет, шесть зерен). Их источником могли быть магматические породы Кузнецко-Алтайской островной дуги.

Ордовикско-раннедевонский этап пассивной окраины характеризуется накоплением ордовикско-раннедевонских отложений, представленных терригенно-карбонатной и карбонатной формациями мощностью до 5 км [Елкин и др., 1994]. В районе сел. Лютаево, по руч. Ромкин Ключ и в левобережье р. Песчаная среднеордовикская ханхаринская свита с размывом и угловым несогласием перекрывает турбидитовую толщу (см. рис. 4). В районе сел. Усть-Чагарка аналогичные соотношения наблюдаются в основании воскресенской свиты, содержащей фауну аренигского возраста [Петрунина и др., 1984].

Характер терригенно-карбонатных отложений (выдержанный состав и мощности свит, наличие рифовых тел, преимущественно зрелый состав обломков и хорошая сортировка) указывает на обстановку мигрирующего к западу шельфа с пологим профилем берегового склона. В западном направлении происходит смена системы барьерных рифов в мелководные фации шельфа до перехода в глубоководные турбидитовые фации континентального склона и подножия [Елкин и др., 1994].

Возрасты обломочных цирконов (см. рис. 6) из базальных конгломератов ханхаринской свиты (обр. 11-147) разделились на две возрастные группы: ордовикскую (480—460 млн лет, пять зерен) и кембрийско-раннеордовикскую (540—485 млн лет, 25 зерен). Возрасты обломочных цирконов (см. рис. 6) из внутриформационных песчаников среднеордовикских отложений юго-восточной части Горного Алтая (обр. 10-09) разделились на четыре возрастные группы: ордовикскую (467 млн лет, одно зерно), кембрийско-раннеордовикскую (540—485 млн лет, более 50 зерен), позднепротерозойскую (625—590 млн лет, пять зерен) и палеопротерозойскую (2035 млн лет, одно зерно). Источником преобладающей кембрийской группы и позднепротерозойской группы обломочных цирконов могли быть магматические породы Кузнецко-Алтайской островной дуги, а ордовикской группы, вероятно, плюмовые магматические породы, широко развитые в Кузнецко-Батеневском секторе северной части Алтае-Саянской области [Перфилова и др., 2004; Руднев, 2013]. Источником палеопротерозойских цирконов мог быть Сибирский кратон.

Девонский этап активной окраины связан с заложением зоны субдукции вдоль западной окраины Сибирского континента (в современных координатах) с постепенным смещением магматического фронта с востока на запад [Елкин и др., 1994]. Раннесреднедевонские вулканогенно-осадочные образования девонской активной окраины (онгудайская, барагашская, куяганская свиты и их аналоги) мощностью до 2 км с угловым несогласием залегают на ордовикско-раннедевонских отложениях. Раннеживетская субдукционная деятельность характеризуется проявлением осадочно-вулканогенных образований куяганской свиты мощностью до 2.5—3 км и внедрением субвулканических и гипабиссальных интрузий пестрого состава (куяганский, топольский, урскульский и другие комплексы). Комплексы пород задугового бассейна с проявлением раннедевонской бимодальной магматической деятельности типичны для Уйменско-Лебедской зоны восточной части Горного Алтая (см. рис. 4). В позднем живете—фране магматический фронт сместился на запад в район Рудного Алтая. На территории Горного Алтая и Салаира в это время существовал режим междугловых бассейнов, фиксируемый накоплением осадочных отложе-

ний (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты в нижней части и органогенные, органогенно-обломочные известняки в верхней части) малафеевской серии и ее аналогов мощностью до 700 м, залегающих с угловым несогласием на отложениях раннего—среднего девона [Гутак, 1997].

Этап позднедевонско-раннекарбоновой коллизии Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов обусловил формирование на Горном Алтае фазы складчатости, сдвигов и молассы. В пределах северной и центральной частях Горного Алтая была сформирована верхнефаменско-карбоновая моласса черемшанской свиты (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты в нижней части и органогенные, органогенно-обломочные известняки в верхней части). Моласса мощностью до 700 м залегает с региональным несогласием на девонских вулканогенно-осадочных породах. Бассейн накопления молассы распространялся на территорию Рудного Алтая и Кузбасса, а начиная с позднего турне сообщался с акваториями Казахстана и Восточной Сибири [Богуш и др., 1978]. В восточной и южной частях Горного Алтая позднепалеозойские деформации и синтетектонические метаморфические породы локализуются в Телецко-Курайской и Чарышко-Теректинской сдвигово-надвиговых зонах [Буслов, Синтубин, 1995; Смирнова и др., 2002; Буслов и др., 2003; Buslov et al., 2004].

Этап позднекарбово-пермской коллизии Восточно-Европейского континента с Северо-Евразийским континентом характеризуется на Горном Алтае заложением Северо-Восточной зоны смятия и оперяющей его Каимской надвиговой структуры северной вергентности, трассируемой карбово-пермскими метаморфическими породами Белокурихинского комплекса (см. рис. 4). Через Каимскую надвиговую зону позднедокембрийско-палеозойские образования Салаира надвинуты на близкие по возрасту и геодинамической природе образования Горного Алтая. В восточной и южной частях Горного Алтая позднекарбово-пермские деформации локализуются в Телецко-Курайской и Чарышко-Теректинской сдвигово-надвиговых зонах соответственно восточной и южной вергентностей. В результате позднекарбово-пермской фазы складчатости Ануйско-Чуйская, Бийско-Катунская и Курайская зоны Горного Алтая, окруженные с разных сторон вышеперечисленными разломными структурами, оказались в центре деформационных процессов (см. рис. 2—4). Во фронте реактивированных Телецко-Курайской и Чарышко-Теректинской сдвигово-надвиговых зон был образован осадочный бассейн (позднекарбово-пермская угленосная моласса кызылташской свиты мощностью около 1000 м и ее аналоги).

Позднепермско-раннетриасовый плюмовый этап проявился в интрузивном магматизме с формированием Белокурихинского, Айского, Атуркольского гранодиорит-гранит-лейкогранитовых массивов (см. рис. 4) с возрастом 245—232 млн лет [Шокальский и др., 2000; Glorie et al., 2011]. Породы интрузий не подвержены деформациям и прорывают позднепалеозойские сдвигово-надвиговые структуры. Их возраст ограничивает верхний предел проявления крупных позднепалеозойских коллизионных сдвигово-надвиговых событий на Горном Алтае.

Наиболее яркие деформационные события на Горном Алтае проявились в венде—раннем кембрии (покровно-складчатые) и позднем палеозое (сдвигово-надвиговые), соответствующие по возрасту раннекаледонской (салаирской) и герцинской этапам складчатостей.

Салаирская складчатость типична для Бийско-Катунской и Курайской аккреционно-коллизионных зон Кузнецко-Алтайской островной дуги (см. рис. 3, 4). Ее формирование связано с позднедокембрийско-раннекембрийским этапом субдукции океанической коры и аккреции с последующей коллизией палеоокеанических островов с островной дугой [Buslov et al., 1993, 2002; Добрецов и др., 2004]. В результате была создана протяженная (более чем 1000 км) аккреционно-коллизионная орогенная структура в Кузнецком Алатау и восточной части Горного Алтая (см. рис. 4).

Курайская аккреционно-коллизионная зона прослеживается на расстояние более 100 км при ширине до 40 км в юго-восточной части Горного Алтая (рис. 9). Она состоит из различных по составу и размерам тектонических пластин Баратальского океанического террейна, включающих осадочно-базальтовые слои океанической коры и породы палеоокеанического острова. Они чередуются с олистостромами, офиолитами, серпентинитовыми меланжами, включающими пластины и мелкие блоки эклогитов, гранатовых амфиболитов и барруазит-актинолитовых сланцев. Последние часто присутствуют в составе аккреционной призм в виде крупных тектонических линз. В отдельных тектонических пластинах реконструируются верхняя карбонатная и нижняя вулканогенная части, а также множество разнообразных по строению и составу обломочно-оползневых пород склоновых фаций и кремнистых пород подножий Баратальского террейна. В разрезе Курайская аккреционная призма состоит из трех структурных единиц. Фрагменты океанической коры и олистостромы слагают мощные до первых километров тектонические пластины и погружаются в целом на юго-запад под углами 70—80°. Мощность пакета тектонических пластин оценивается до 15—20 км. В их основании расположена Чаган-Узунская чешуйчато-меланжевая зона мощностью более 5 км. Наиболее полно она представлена вблизи пос. Чаган-Узун на левом берегу р. Чуя, где состоит из тектонических пластин, сложенных образованиями Чаган-Узунского перидотитового массива общей мощностью до 3 км. Верхняя пластина сложена массивными ультрабазитами. В основании пластины расположен серпентинитовый меланж с включениями протяжен-

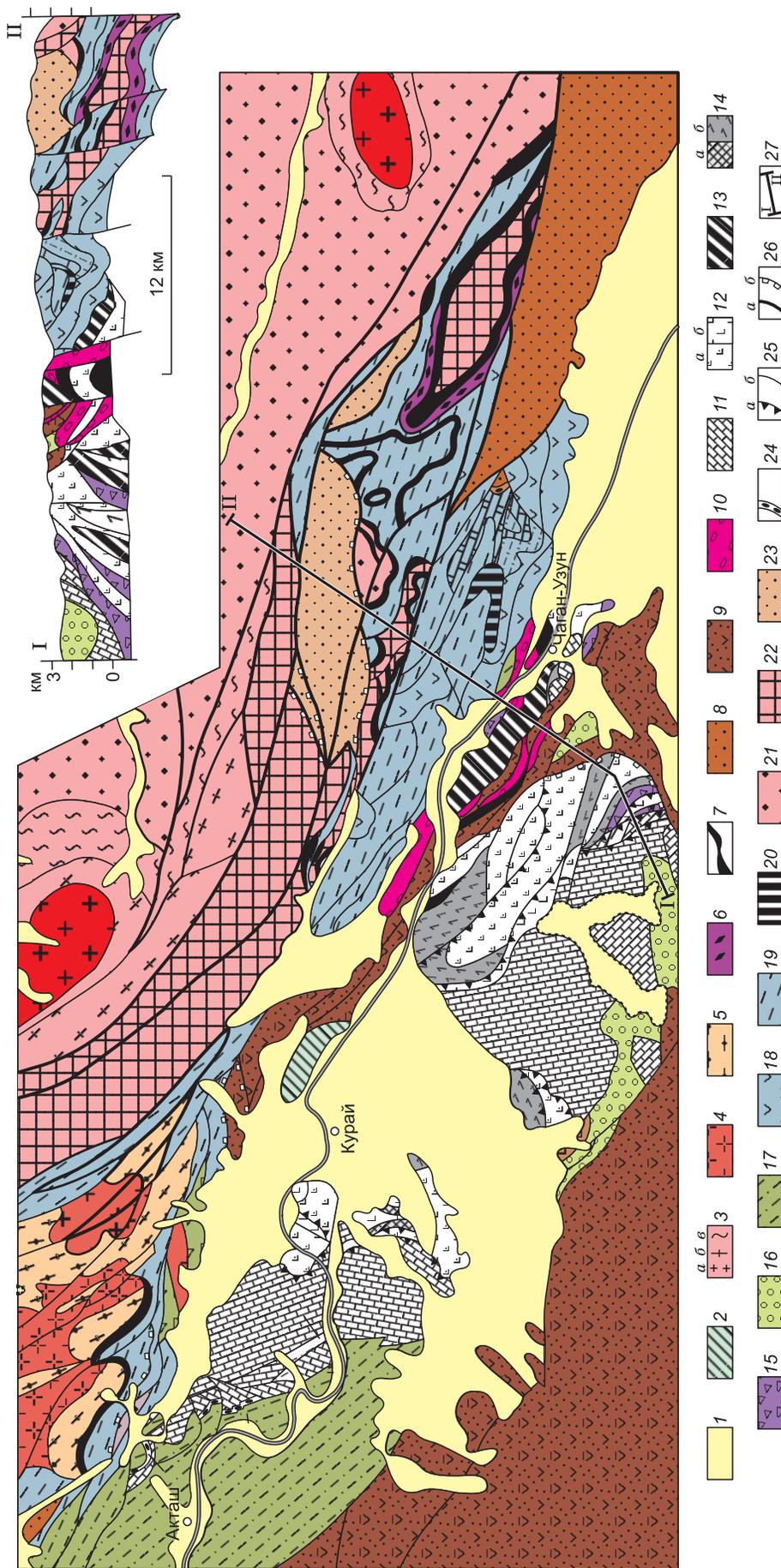


Рис. 9. Геолого-геодинамическая схема Курайской зоны юго-восточной части Горного Алтая.

1 — кайнозойские отложения Курайско-Чуйской впадины; 2 — позднекарбонная угленосная моласса; 3 — карбоново-пермский зональный комплекс: а — двухлюдные граниты, б — гранат-силлиманит-кордиеритовая, в — биотитовая метаморфические зоны; 4 — силурийско-раннедевонские гранитоиды; 5—8 — Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянская сугруно-сдвиговая зона: 5 — зеленые сланцы (метабазальты и метатурбидиты), 6 — голубые сланцы (метабазальты), 7 — серпентинитовый меланж с блоками габбро-ультрабазитов и базальтов; 8 — средневерхнедевонские турбидиты; 9 — раннесреднедевонские вулканогенно-осадочные породы активной окраины; 10—15 — салаирский аккреционно-коллизонный комплекс: 10 — кембрийские турбидиты, 11 — карбонатные породы «шляпы» палеоокеанического острова, 12 — вендские (эдикаранские) вулканы палеоокеанического острова (а) и оканнического дна (б), 13 — перидотиты Чаган-Узунского офиолитового массива, серпентинитовые сланцы, серпентинитовые меланжи с блоками эдикаранских эглогитов, 14 — вендские гранатовые амфиболиты (а) и барруазит-актинолитовые сланцы (б), 15 — поздневендская олистограмма; 16, 17 — Ануйско-Чуйский преддуговой прогиб: 16 — олистограммово-брежечные породы правой части, 17 — флиш; 18 — позднекембрийско-раннекембрийская Кузнецко-Алтайская островная дуга; 18 — вулканогенные породы, 19 — карбонатно-терригенные породы, 20 — раннекембрийские габбро-пироксениты; 21 — позднекембрийско-раннепалеозойские турбидиты Алтае-Монгольского террейна; 22 — позднесилурийско-среднедевонские гранитоиды и кристаллические сланцы курайского комплекса; 23 — среднепозднедевонские базальт-риолитовые лавы и терригенно-карбонатные породы; 24 — несогласная стратиграфические граница с базальтными конгломератами; 25 — надвиги: а — раннекембрийские, б — позднекарбонно-пермские сдвиги (а) и надвиги (б), 27 — линия разреза.

ных чешуй метаolistостром, известняков, базальтов и субдукционных пород — амфиболитов, гранатовых амфиболитов, эклогитов. Ag-Ag возраст амфиболов из эклогитов группируется в два этапа — 636—627 и 586—573 млн лет, а фенгитов, локализующихся в зонах рассланцевания эклогитов, — 569—565 млн лет [Buslov et al., 2002; Ota et al., 2007]. Ниже находится тектоническая пластина, сложенная массивными и рассланцованными серпентинитами, которые содержат будинированные и деформированные дайки габбро, габбро-диабазов и диабазов. Поверхности тектонических пластин выполнены гранат-мусковитовыми сланцами. Ag-Ag возраст мусковита составляет 585 ± 6 млн лет (новые данные, аналитик А.В. Травин, ИГМ СО РАН). Приведенные даты указывают на позднедокембрийский (салаирский) возраст формирования структуры курайского аккреционного комплекса Кузнецко-Алтайской островной дуги и позволяют ограничить раннюю стадию ее образования древнее возраста эклогитов — поздним мезопротерозоем—ранним вендом.

Бийско-Катунская аккреционно-коллизийная зона (см. рис. 4) расположена в северо-восточной части Горного Алтая и прослеживается на расстояние более 120 км при ширине до 30—40 км. В ее состав входят тектонические пластины, в которых диагностируются различные фации раннекембрийского Катунского палеоострова и подстилающих позднедокембрийских офиолитов, позднедокембрийско-раннекембрийских турбидитов глубоководного желоба [Buslov et al., 1993, 2002; Буслов, Ватанабе, 1996; Добрецов и др., 2004; Dobretsov et al., 2004]. В целом вулканогенно-осадочные толщи (улус-чергинская, эсконгинская и манжерокская свиты) представлены тремя группами пород, формировавшими ранее единый комплекс образований палеоокеанического острова: 1) магматическими породами основного тела, включая его офиолитовое основание; 2) брекчированными карбонатно-кремнисто-терригенно-базальтовыми образованиями склоновых фаций; 3) массивными и слоистыми карбонатными отложениями вершины («карбонатная шапка»). Фрагменты позднедокембрийских офиолитов представлены базальт-кремнистыми породами и выявлены в составе эсконгинской и манжерокской свит, где занимают нижние части вулканогенно-осадочных разрезов. Возраст палеоокеанического острова надежно датируется как поздневендско-раннекембрийский по находкам микрофитолигов, водорослей и спикул кремневых губок в осадках склоновых фаций [Постников, Терлеев, 2004].

Тектонические пластины бийско-катунского аккреционно-коллизийного комплекса погружаются на восток под Кузнецко-Алтайскую островодужную систему [Добрецов и др., 2004; Ota et al., 2007]. Слои внутри пластин смяты в линейные, местами изоклинальные складки. Надвиговые поверхности сопровождаются развитием слюдястых сланцев и милонитов.

Комплексы пород аккреционной призмы несогласно перекрываются через базальные конгломераты карбонатной шашкунарской свитой, которая совместно с вышележащей рифогенной чепошской свитой содержит археоциаты и трилобиты раннего кембрия. Стратиграфически выше залегает среднекембрийская усть-семинская свита, в ее состав входят лавы, туффиты, туфопесчаники и кремнисто-карбонатные породы. На усть-семинской свите залегают карбонатно-терригенно-кремнистые образования еландинской свиты, содержащие трилобиты майского яруса среднего кембрия [Репина, Романенко, 1978]. Комагматичные лавам усть-семинской свиты дайки оливин-пироксеновых, пироксен-плагиоклазовых порфиринов, долеритов и габбро прорывают образования аккреционного клина, а также шашкунарскую и чепошскую свиты. Они часто формируют рассеянные серии параллельных даек, в которых мощность отдельных даек достигает первых метров, а серий даек — до первых десятков метров. Дайки имеют субмеридиональное простирание и встречаются на всей территории Катунской зоны на протяжении более 150 км от пос. Суртайка на севере до р. Эдиган на юге. Базальты усть-семинской свиты близки по химическому составу как к базальтам срединно-океанических хребтов, так и к островодужным толеитам [Сафонова и др., 2011]. Геолого-геохимические характеристики базальтов усть-семинской свиты позволяют сделать вывод, что они сформированы в процессе рифтинга аккреционного клина при погружении срединно-океанического хребта в зону субдукции. Этим событием обусловлена смена геодинамической обстановки вендско-кембрийской активной окраины на ордовикско-раннедевонскую пассивную окраину.

Древняя покровно-складчатая структура Бийско-Катунской зоны (см. рис. 4) нарушена позднепалеозойскими левосторонними сдвигонадвигами, которые разбивают ее на ряд узких протяженных сегментов. В связи с этим участки салаирской складчатости оказываются раздробленными, в различной степени тектонизированными и разобщенными. В строении покровно-сдвиговой структуры региона принимают участие доломиты, содержащие силурийско-пермские фораминиферы [Терлеев, Задорожный, 1997]. Субмеридиональные позднепалеозойские разломы развиваются параллельно разновозрастной Телецко-Курайской сдвигово-надвиговой зоне (см. рис. 3).

Позднепалеозойские деформации на Горном Алтае проявились в результате двух крупных этапов складчатости: позднеживетско-карбоновой и позднекарбоново-пермской, характеризующих соответственно коллизию Казахстанско-Байкальского составного континента с Сибирским континентом и коллизию Восточно-Европейского континента с Северо-Азиатским континентом. В позднеживетско-карбо-

новый этап деформаций развивались и активизировались правосторонние сдвигонадвиги, наиболее полно проявившиеся в Чарышско-Теректинской разломной зоне [Буслов и др., 2003; Buslov et al., 2004]. Вдоль Чарышско-Теректинского сдвигонадвига, например, в обрывах р. Катунь, слои раннесреднедевонских пород, так же как и подстилающих раннепалеозойских пород, собраны в крупные (с размахом крыльев до многих километров) изоклиналильные складки. Фрагментарно проявлен кливаж осевой плоскости, где породы метаморфизованы в пренит-пумпеллиитовой фации. В позднекарбово-пермский этап происходит формирование Каимской зоны надвигов и метаморфизма северной вергентности, а также проявляются преимущественно левосторонние взбрососдвиги запад-северо-западного простирания в Курайско-Телецкой разломной зоне. В этот период времени в осевой зоне Чарышско-Теректинского разлома происходили левосторонние смещения с характерным проявлением оперяющих разломов в форме «конского хвоста» [Буслов и др., 2003; Buslov et al., 2004]. С позднекарбово-пермским этапом связано формирование изоклиналильных складок во фронте Курайско-Телецкого сдвигонадвига. Слои деформированы в крупные и линейные изоклиналильные складки субмеридионального простирания, что хорошо видно на юго-восточном выклинивании Ануйско-Чуйской зоны в районе прохождения Чуйского тракта между поселками Иня и Чибит. В строении складок принимают участие среднекембрийско-девонские образования. Порода интенсивно кливажирована с развитием мусковита вдоль осевых и послонных зон. Возраст мусковита из среднеордовикских кливажированных песчано-сланцевых отложений (обр. 10-15, см. рис. 5) определен в 288.7 ± 3.4 млн лет (ранняя пермь).

Таким образом, в автохтоне Ануйско-Чуйской зоны вблизи крупных Каимской, Чарышско-Теректинской и Телецко-Курайской разломных зон слои кембрийско-девонских отложений дислоцированы в узкие протяженные изоклиналильные складки, ориентированные субпараллельно их простиранию. Они осложнены изоклиналильными складками различных порядков. Для пород типичен региональный кливаж, интенсивный будинаж, разлинзование и региональный метаморфизм пренит-пумпеллиитовой фации с формированием хлорита и серицита. Метаморфические минералы локализируются в плоскостях осевого и послонного кливажа.

В центральной части автохтона развиты простые линейные и брахиформные складки с углами падения слоистости до $30-40^\circ$. Характерным является соотношение недеформированных позднедевонско-раннекарбовых гранитов (Кадринский, Южно-Яломанский и другие массивы) с девонскими вулканоплутоническими образованиями. В центральной части Горного Алтая (район пос. Шибалино, пос. Онгудай, Семинского и Чикетаманского перевалов) они прорывают дислоцированные девонские образования, в которых осадочно-вулканогенные породы кливажированы, а граниты интенсивно расланцованы [Белоусов и др., 1963; Buslov et al., 1993; Glorie et al., 2011]. Данные соотношения указывают на то, что в центральной части Горного Алтая сохранились признаки проявления позднедевонских деформаций.

Взаимосвязанно с позднепалеозойской реактивацией структуры Горного Алтая произошло формирование позднекарбовой угленосной молассы кызылташской свиты, сохранившейся в виде тектонических клиньев в Курайско-Телецкой покровно-сдвиговой структуре юго-восточной части Горного Алтая (см. рис. 9). Датировки обломочных цирконов (см. рис. 6) из внутриформационных песчаников (обр. 11-14) составляют широкий спектр возрастных групп: среднедевонско-раннекарбовая (401—347 млн лет, семь зерен), позднеордовикско-раннесилурийская (469—429 млн лет, семь зерен), кембрийско-раннеордовикская (541—482 млн лет, более 25 зерен), раннесреднепротерозойская (901—774 млн лет, шесть зерен), раннепалеопротерозойская (2525—2099 млн лет, семь зерен). Среднедевонско-раннекарбовые и кембрийско-раннеордовикские цирконы могут быть продуктом разрушения магматических пород соответственно девонско-раннекарбовой и позднекембрийско-раннеордовикской активных окраин, широко представленных на Горном Алтае (см. рис. 7, 8), Позднеордовикско-раннесилурийские цирконы развиты в магматических и метаморфических породах Горного Алтая (рис. 10) и в целом в Алтае-Саянской складчатой области, где приурочены к Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянско-Ольхонской сутурно-сдвиговой зоне. Все остальные возрастные группы, вероятно, представляют продукты разрушения пород составного Казахстанско-Байкальского континента с типичными для него проявлениями магматизма и метаморфизма раннесреднепротерозойского и раннепалеопротерозойского возрастов, что показано для территории Монголии [Rojas-Agramonte et al., 2011].

Чарышско-Теректинская сдвигово-надвиговая зона (см. рис. 2, 3) является протяженной структурой запад-северо-западного простирания со значительными амплитудами правосторонних перемещений в позднедевонское время [Буслов и др., 2003; Buslov et al., 2004]. К югу от основной сдвиговой зоны расположена дугообразная покровно-складчатая структура юго-восточной вергентности. В ее строении принимают участие тектонические пластины раннепалеозойских турбидитов, метаморфизованных до зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, кембрийско-раннеордовикской океанической коры, представленной серпентинитовыми меланжами с блоками габбро-пироксенитов, кремнистыми породами и метабазальтами, метаморфизованными в зеленосланцевой и глаукофансланцевой фациях

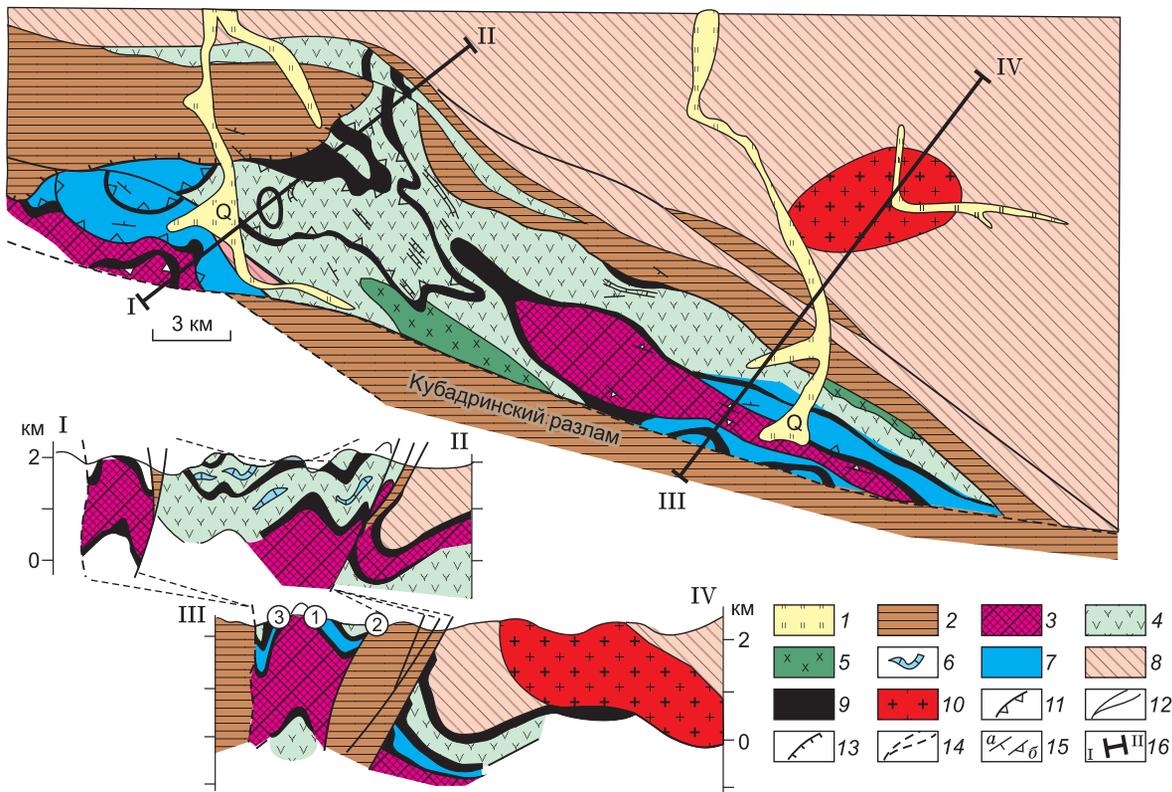


Рис. 10. Схема геологического строения Верхнеильдугемской покровно-складчатой структуры Курайской зоны надвигов и сдвигов.

1 — четвертичные отложения; 2 — девонские (D_1 - D_3 fm) вулканогенно-осадочные породы; 3 — позднесилурийско-среднедевонские гранитогнейсы и кристаллические сланцы курайского метаморфического комплекса; 4 — венд-кембрийские вулканогенно-осадочные породы Кузнецко-Алтайской островной дуги; 5 — позднекарбоновые габбро-диориты; 6 — вендские карбонатные породы; 7 — вендские черные сланцы; 8 — позднекембрийско-раннепалеозойские турбидиты Алтае-Монгольского террейна; 9 — серпентинитовые меланжи и сланцы с блоками ультрабазитов, габбро-диабазов и базальтов; 10 — позднедевонско-раннекарбоновые граниты; 11 — позднедевонско-раннекарбоновые надвиги; 12 — позднекарбоново-пермские сдвиги и сдвигонадвиги; 13 — позднекарбоново-пермские надвиги; 14 — пермско-триасовые сдвиги; 15 — элементы залегания: а — слоистости, б — сланцеватости; 16 — линия разреза. 1—3 — место отбора образцов на Ar-Ar датирование: 1 — обр. 09-123, 2 — обр. 09-86, 3 — обр. 09-123 (описание см. в тексте).

метаморфизма. Этот набор тектонических пластин совместно с надвинутым на них докембрийским Алтае-Монгольским террейном прорван позднесилурийско-раннедевонскими интрузиями гранитов (рис. 11) [Glorie et al., 2011]. В западной части каледонская покровно-складчатая структура надвинута на интенсивно рассланцованные эйфельские вулканогенно-осадочные породы холзунской свиты [Буслов и др., 2003].

Чарышско-Теректинской зоне свойственны оперяющие с севера дугообразные взбросонадвиги восточной вергентности, образующие типичную структуру «конского хвоста». Разломы характеризуются проявлением расланцевания пластичных пород, катаклазом, брекчированием и милонитизацией хрупких разновидностей пород. Наличие правосдвиговой компоненты большинства хрупких нарушений определяется ориентировкой динамопар, оперяющих сбросов, сдвигов и складок волочения. Формирование этой структуры произошло, вероятно, в позднем карбоне—перми и взаимосвязано с заложением Телецко-Курайской сдвигонадвиговой зоны.

Каимская зона надвигов включает серию разломов, образующих в плане субширотную дугообразную структуру (см. рис. 2—4) северной вергентности. Покровно-чешуйчатая структура разбита поперечными взбросодвижениями и сбросодвижениями на три крупных звена. Каимская зона надвигов с востока через Катунский сдвиг граничит с Бийско-Катунской, с юга с Ануйско-Чуйской зоной, на севере перекрыта мезозойско-кайнозойским чехлом Бийско-Барнаульской впадины. Зона в качестве самостоятель-

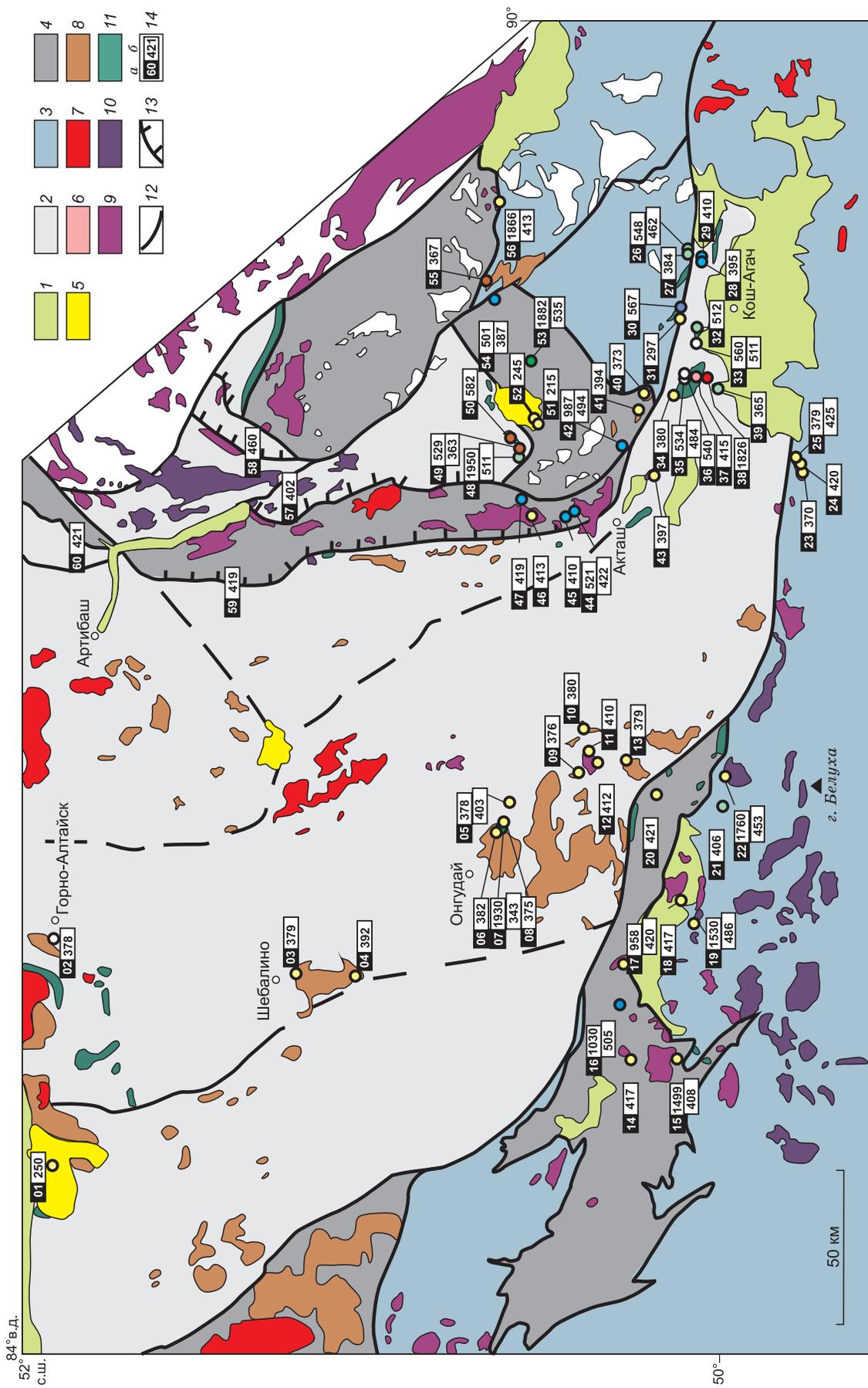


Рис. 11. Схема расположения магматических пород западной части Алтае-Саянской складчатой области [Glorie et al., 2011].

1 — кайнозойско-четвертичные впадины; 2, 3 — террейны; 2 — Горно-Алтайский, 3 — Алтайско-Теректинско-Улаганская сутурно-сдвиговая зона; 4 — Чарышко-Теректинско-Улаганская сутурно-сдвиговая зона; 5 — поздние пермско-раннепермские пломовые граниты; 6 — пермские диориты; 7 — позднедевонско-раннекарибонные граниты; 8 — раннедевонские граниты; 9 — силурийско-раннедевонские граниты; 10 — ордовикские граниты; 11 — кембрийские граниты; 12 — сдвиги; 13 — надвиги; Цифры означают 14 — а — порядковый номер образца, б — возраст (млн лет).

ной тектонической единицы обоснована по результатам крупномасштабных геологических съемок [Туркин и др., 2001; Кривчиков и др., 2001]. До этого она частично или полностью включалась в состав Катунской (Бийско-Катунской) СФЗ, имеющей сходный вещественный состав. В пределах двух зон широко развиты аккреционные образования, представленные фрагментами офиолитов, палеоокенических островов и олистостром. В качестве возможного продолжения ее структуры на северо-восток рассматривается система надвигов Салаира, в строении которых, кроме перечисленных выше пород, участвуют также позднекембрийско-раннекембрийские вулканогенно-осадочные и кембрийско-девонские осадочные породы (см. рис. 4) [Buslov et al., 1993; Токарев и др., 1996; Добрецов и др., 2004; Зыбин, 2012].

В пределах Каимской зоны выделяются надвиги двух типов: поздневендско-раннекембрийского возраста, плоскости которых трассируются серпентинитовыми меланжами с блоками габбро-пироксенитов и габбро, и позднепалеозойского возраста, плоскости которых выполнены метаморфическими породами пренит-пумпеллиитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма. Местами (см. рис. 4) молодые надвиги под острым углом срезают древнюю структуру аккреционного клина.

Фронтальный надвиг Каимской покровно-чешуйчатой структуры отчетливо фиксируется проявлением позднепалеозойских глубокометаморфизованных пород белокурихинского метаморфического комплекса [Каргополов и др., 1995; Зыбин, 2012]. В западном звене плоскости надвигов покровно-чешуйчатой структуры представлены кристаллосланцами и биотит-амфиболовыми гнейсами эпидот-амфиболитовой фации повышенных давлений. Отмечаются зоны наложенного диафтореза, ориентированные под углом к первичной сланцеватости. Диафториты характеризуются зелено-серой окраской, плейчатой текстурой и представлены серицит-хлоритовыми сланцами. Восточнее, в верховьях р. Белокуриха, плоскости надвигов сложены преимущественно кордиеритсодержащими гнейсами амфиболитовой фации, отличающимися от метаморфитов западного звена минеральным составом и минимально проявленным диафторезом. Гнейсы представлены кварцем, биотитом, гранатом, иногда микроклином, часто кордиеритом, реже андалузитом и силлиманитом. Среди них распространены мигматиты и массивные амфиболиты. Формирование пород происходило в условиях высоких температур и низких давлений. Возраст высокотемпературного метаморфизма (U/Pb метод по циркону из гнейсов) определен в 311 ± 12 млн лет [Шокальский и др., 2000].

В основании фронтального надвига Каимского аллохтона расположены кембрийско-раннекарбонные осадочные породы Ануйско-Чуйской зоны, интенсивно дислоцированные в широкой приразломной полосе до нескольких десятков километров с формированием изоклиналильных складок с послынным и осевым кливажем. Падение сместителей надвигов у поверхности крутое, по геофизическим данным отмечается выполаживание с глубиной до 30° [Зыбин, 2012]. Поверхность надвига к западу от Белокурихинского массива вблизи пос. Солоновка имеет опрокинутое залегание, связанное с проявлением позднекайнозойских деформаций Белокурихинского надвига. По нему породы Горного Алтая надвинуты на палеоген-неогеновые осадки Бийско-Барнаульской впадины. Зона разлома выполнена милонитами (в том числе по гранитам) мощностью до 10—20 м. Надвиг прослеживается вдоль фаса Горного Алтая и по данным бурения его поверхность погружается на север под углами $30\text{—}40^\circ$ с амплитудой до 250 м. Граниты частично надвинуты на неогеновые отложения, а частично перекрыты ими. В отложениях расположены блоки гранитов, что свидетельствует о конседиментационном возрасте формирования надвига [Кривчиков и др., 2001].

Возраст мусковитов из разломных зон Каимской надвиговой структуры (см. рис. 5, а—в) соответствует интервалу позднего карбона—перми, что отвечает заключительной фазе ее развития. В начальной фазе, в позднем карбоне, формировались глубокометаморфизованные породы белокурихинского комплекса.

Курайская зона надвигов и сдвигов (см. рис. 9, 10) расположена в основании покрова, представленного Алтае-Монгольским террейном. В составе зоны выделяются крупные тектонические пластины, чешуйчатые структуры, миланитовые и меланжевые зоны. Наиболее ярко Курайская зона надвигов и сдвигов выражена в осевой части Курайского хребта и состоит из крупных (мощностью до 2 км) тектонических пластин, сложенных венд-кембрийскими вулканогенно-осадочными породами и раннесреднедевонским курайским метаморфическим комплексом. Она нарушена раннекарбонными сдвигами и пермско-триасовыми взбросами и взбросонадвигами. Поверхности надвигов часто трассируются серпентинитами, слагающими линейные тела сланцев, а также моно- и полимиктового меланжа. Мощность тел обычно составляет до первых сотен метров. Основное тело структуры представлено курайским зонально-метаморфизованным комплексом позднесилурийско-раннедевонских пород эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Мощность пластины метаморфических пород достигает нескольких километров, длина и ширина выхода на дневную поверхность соответственно 70 и 10 км. Комплекс пород представлен гранитогнейсами, мигматитами, различными по составу гнейсами и кристаллосланцами, амфиболитами и пегматитами.

В связи с тем, что в строении Курайской зоны надвигов участвуют девонские образования, а сдвиговые зоны раннекарбонного возраста нарушают ее, то время формирования надвигов определяется как позднедевонско-раннекарбонное. Сдвиговые зоны раннекарбонного возраста широко проявлены по южному и северному обрамлению Курайской зоны надвигов. Они формируют серию тектонических чешуй, представленных милонитизированными и катаклазированными породами курайского метаморфического комплекса и рассланцованными венд-среднекембрийскими вулканогенно-осадочными образованиями, разделенными иногда серпентинитовым меланжем. По породам курайского комплекса широко развиты милониты и бластомилониты, сопровождаемые линейными зонами биотитовых сланцев. Геохронологический возраст биотитов К-Аг и Аг-Аг методами соответствует узкому интервалу 333—323 млн лет (ранний карбон). Микроструктурные особенности метаморфических пород, выраженные в биотитовой линейности, предполагают правостороннее смещение вдоль раннекарбонных сдвиговых зон [Буслов и др., 2003].

Зоны надвигов хорошо сохранились в Верхнеильдугемской структуре (см. рис. 10), расположенной в верховьях рек Верх. Ильдугем, Бол. Салжек, Узунюк, Мал. Кокоря — левых притоков р. Башкаус, берущих начало в осевой части Курайского хребта. Здесь она выклинивается в юго-восточном направлении по позднепалеозойским сдвигам. Надвиговая структура состоит из пластин, деформированных в крупные брахиформные складки северо-западного простирания. Мощность пластин местами достигает 1.5—2.0 км. Они сложены венд-нижнекембрийскими вулканогенно-осадочными и магматическими образованиями, а также глубокометаморфизованными породами курайского метаморфического комплекса. Внутренняя структура пластин в общем конформна ограничивающим надвигам. Надвиги в большинстве случаев трассируются серпентинитовым меланжем и сланцами, мощность которых достигает 250 м. Складчатая поверхность надвигов имеет самые различные углы погружения, вплоть до опрокинутых. Они выполнены слюдисто-хлоритовыми агрегатами с хорошо выраженной линейностью. Возраст синтектонических слюд определен в интервале 338—321 млн лет (визе—серпук).

Таким образом, в Курайской зоне сдвигов и надвигов проявились многочисленные этапы деформаций. Позднедевонско-раннекарбонный этап фронтальной коллизии Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов представлен покровно-чешуйчатой структурой, в строении которой принимают участие крупные пластины и чешуи девонских кристаллических пород и гнейсов курайского комплекса, серпентинитовые сланцы и меланжи, силурийские осадочные и девонские вулканогенно-осадочные породы, а также раннепалеозойские вулканогенно-осадочные образования Курайской зоны, являющиеся параавтохтоном Курайского покрова, на который, в свою очередь, надвинуты докембрийские породы Алтае-Монгольского террейна Казахстанско-Байкальского составного континента (см. рис. 9, 10).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Приведенные в статье материалы расширяют представление о формировании Алтае-Саянской складчатой области и окружающих территорий как крупной позднепалеозойской покровно-сдвиговой орогенной структуры, проявленной в результате внутриконтинентальных деформаций. Причинами орогении являются коллизии Казахстанско-Байкальского составного континента с Сибирским континентом в позднем девоне—раннем карбоне, создавших Северо-Азиатский континент, и в позднем карбоне—перми Восточно-Европейского континента с Северо-Азиатским континентом. Важным выводом является широкое распространение в Алтае-Саянской складчатой области позднепалеозойских покровов, которые ассоциируют с разновозрастными крупноамплитудными сдвигами. Позднепалеозойские деформации выявлены от Чарской зоны Восточного Казахстана, локализующейся внутри Казахстанско-Байкальского составного континента, до Главного Саянского разлома в Восточных Саянах, расположенного по обрамлению Сибирского кратона.

В пределах позднепалеозойской структуры как в аллохтонах, так и автохтонах сохранились фрагменты ранних этапов складчатости. В Восточных Саянах среднеордовикские граниты сархойского комплекса прорывают каледонскую складчато-покровную структуру, перекрытую через базальные конгломераты красноцветной молассой сагансайрской свиты карбонного(?) возраста. На отложения сагансайрской свиты надвинуты пакеты тектонических пластин, представленных фрагментами той же каледонской покровно-складчатой структуры. На Горном Алтае позднепалеозойские покровы оконтуривают автохтонную структуру, сложенную фрагментом венд-кембрийской Кузнецко-Алтайской островной дуги, включающей аккреционные клинья Бийско-Катунской и Курайской зон, покровно-складчатые деформации в которых проявились в позднем докембрии, т.е. соответствуют салаирской складчатости. В свою очередь, салаирская покровно-складчатая структура стратиграфически перекрыта мощным (достигающим 15 км) стратифицированным комплексом пород Ануйско-Чуйской зоны. В последней среднекембрийско-раннедевонские образования преддугового прогиба и пассивной окраины имеют мощ-

ность до 8—10 км. Они несогласно перекрываются раннесреднедевонской вулканогенно-осадочной толщей мощностью до 3 км. Выше с базальными конгломератами в основании залегают верхнеживецко-франские осадочные породы, мощностью более 2 км. Завершает разрез фаменско-визейская моласса мощностью около 750 м, трансгрессивно перекрывающая ранне- и среднедевонские образования. Таким образом, Ануйско-Чуйская зона Горного Алтая является уникальным объектом, в котором запечатлена почти непрерывная геологическая история длительностью около 200 млн лет (от 520 до 320 млн лет), характеризующая эволюцию окраинно-континентальных геодинамических комплексов Сибирского континента. Моласса и несогласие в ее основании фиксируют крупную позднепалеозойскую складчатость, которая интенсивно проявлена в деформациях краевых частей Ануйско-Чуйской зоны, а также в Бийско-Катунской и Курайской зонах, вблизи ограничивающих их Каимской, Чарышско-Теректинской и Телецко-Курайской покровно-сдвиговых структур. Учитывая, что Каимская надвиговая зона, ограничивающая с юга структуры Салаира, сложена вендско-раннекембрийскими тектоническими пластинами океанической коры (офиолитами и палеоокеаническими островами) и олистостромами, то следует предполагать, что в результате проявления позднепалеозойских надвигов на поверхность выведены фрагменты аккреционного клина, перекрытые до этого палеозойским чехлом вулканогенно-осадочных образований Ануйско-Чуйской зоны. При такой интерпретации вендско-кембрийские образования Каимской зоны и Салаира, Бийско-Катунской и Курайской зон являются частями единой раннекаледонской аккреционно-коллизийной структуры Кузнецко-Алтайской островной дуги Сибирского континента.

Возрасты магматических цирконов из различных возрастных уровней (от позднего кембрия до карбона) Ануйско-Чуйской зоны свидетельствуют, что основным их источником являлись позднекембрийско-раннеордовикские магматические породы Кузнецко-Алтайской островной дуги и в меньшей мере среднеордовикские плюмовые магматические породы Кузнецко-Батеневского ареала северной части Алтае-Саянской складчатой области. Малую долю составляют палеопротерозойские цирконы, которые могли быть принесены с Сибирского кратона.

Во многом отличаются популяции цирконов из чермашанской позднекарбоновой молассы Юго-Восточного Алтая. В них обнаружены цирконы, представляющие продукты разрушения пород Чарышско-Теректинско-Саянско-Улаганско-Ольхонской сутурно-сдвиговой зоны и Казахстанско-Байкальского составного континента. В позднепалеозойское время континент был интенсивно деформирован под коллизийным воздействием Восточно-Европейского континента и превращен в огромную внутриконтинентальную орогенную область, питающую обломочным материалом внутриконтинентальные и окраинно-континентальные моря. В Северной Евразии были сформированы крупные позднекарбонovo-пермские угленосные бассейны. Так, в Алтае-Саянской области на юге Сибирского континента они представлены Кузбасским, Горловским и Минусинским угленосными бассейнами. В пределах Казахстанско-Байкальского континента расположены два крупных бассейна — Кендырлыкский и Карагандинский, на северо-восточной окраине Восточно-Европейского континента — Печерский.

Отмечается [Бетехтина, 1983], что по распространению неморских двустворок существовала тесная связь между Печерским, Карагандинским и Кендырлыкским бассейнами. Флористические и фаунистические сообщества перечисленных бассейнов указывают на то, что в позднем карбоне—перми Сибирский континент располагался в умеренном климатическом поясе, а Казахстанско-Байкальский и Восточно-Европейский континенты в тропическом климатическом поясе.

Современное положение Печерского бассейна вблизи границы Северного полярного круга свидетельствует о дрейфе Восточно-Европейского континента на север относительно Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов, что послужило причиной формирования позднепалеозойских деформаций в Алтае-Саянском регионе и в целом в Центрально-Азиатской складчатой области, сложенной вендско-палеозойскими окраинно-континентальными комплексами Восточно-Европейского и Сибирского континентов, а также докембрийскими блоками Гондваны.

Таким образом, в южном складчатом обрамлении Сибирского кратона выделяются структуры салаирской аккреционно-коллизийной стадии, характеризующей эволюцию Кузнецко-Алтайской островной дуги, каледонской аккреционно-коллизийной стадии, связанной с аккрецией Казахстанско-Байкальского составного континента, состоящего из раннекаледонской структуры, включающей аккрецированные докембрийские континентальные блоки Гондваны к венд-кембрийской Тувино-Монгольской островной дуге. На древние структуры наложены позднепалеозойские деформации, формирующие внутриконтинентальные орогены, образованные аккрецией с последующей коллизией Восточно-Европейского, Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов.

Особенности формирования внутриконтинентальных орогенов выявлены на примере кайнозойской коллизии Индийского континента с Евроазиатским. Показана роль эффекта дальнего распространения деформаций внутрь континента при взаимодействии крупных континентальных плит [Dobretsov et al., 1996; De Grave et al., 2004, 2006, 2007; Buslov et al., 2007; Буслов и др., 2008]. В результате коллизии

были сформированы современные горы Центральной Азии, а также сопутствующие им осадочные бассейны, сдвигонадвиговые структуры и рифты. Современный Центрально-Азиатский горный пояс протягивается более чем на 4000 км от зоны активных деформаций в Гималаях и Тибете (Индия, Южный Китай) на север до Памира и Тянь-Шаня (Киргизия, Узбекистан, Таджикистан, Западный Китай), горных систем Южной Сибири и далее на северо-восток вплоть до Байкальской рифтовой зоны в Восточной Сибири. Формирование кайнозойской структуры Центральной Азии является результатом передачи деформаций от Индо-Евразийской коллизии на дальние расстояния по «принципу домино» через жесткие структуры докембрийских микроконтинентов, расположенных среди палеозойско-мезозойских складчатых зон [Dobretsov et al., 1996; Buslov et al., 2007; Буслов и др., 2008]. В результате сжатия складчатые зоны перерастали в горные системы, а микроконтиненты служили фундаментом для кайнозойских бассейнов (Таримского, Джунгарского и др.). В мезозое конвергенция между дрейфующими фрагментами Гондваны с активной границей Евразии привела к образованию субдукционно-аккреционных поясов, киммерийской и монголо-охотской внутриконтинентальных орогений [De Grave et al., 2007; Буслов и др., 2008]. Следует предполагать, что позднепалеозойская структура Центральной Азии была сформирована по аналогичному сценарию, но в большем масштабе, так как взаимодействовали тектонические плиты, включающие крупные континентальные массы Восточно-Европейского и Сибирского кратонов, а также Казахстанско-Байкальский составной континент, включающий Гондванские континентальные блоки. Масштабы этих событий еще недостаточно оценены как в решении вопросов роста и деформаций континентальной коры Евразии, так и в формировании крупнейших внутри- и окраинно-континентальных осадочных бассейнов.

Авторы выражают благодарность Н.Л. Добрецову и О.М. Туркиной за обсуждение работы и ценные замечания, профессору Мин Суну за помощь в организации аналитических работ в Гонконгском университете.

Работа выполнена в рамках проекта НИР ИГМ СО РАН VIII. 66.1, при поддержке междисциплинарного интеграционного проекта № 20b СО РАН и партнерского проекта СО РАН № 49.

ЛИТЕРАТУРА

Бараш И.Г., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеев А.М. Возрастные соотношения метаморфизма слюдянского гранулитового и Хамар-Дабанского зонального метаморфических комплексов: результаты U-Pb геохронологических исследований // ДАН, 2006, т. 409, № 3, с. 381—385.

Беличенко В.Г., Боос Р.Г., Колосницина Т.Н., Лепин В.С., Солодянкина В.Н., Снытко А.В. Новые данные о возрасте метаморфической серии Тункинских Гольцов (Восточный Саян) // Докл. АН СССР, 1988, т. 301, № 2, с. 402—405.

Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (6), с. 554—565.

Белоусов А.Ф., Кузнецов В.А., Лапин Б.Н., Михалева Л.А., Оболенская Р.В., Оболенский А.А. Путеводитель экскурсий III Всесоюзного петрографического совещания // Горный Алтай, 1963, 48 с.

Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 63—81.

Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 8—28.

Бетехтина О.А. Палеобиогеография неморских двустворок в позднем палеозое. Среда и жизнь в геологическом прошлом // Палеобиогеография и палеоэкология. Новосибирск, Наука, 1983, с. 98—107.

Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В., Богдановский О.Г., Кирнозова Т.И., Ляликов А.В., Макаров В.А., Аракелянц М.М., Кориковский С.П., Федоровский В.С., Петрова З.И., Левицкий В.И. 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.

Богуш О.И., Бумшина Л.С., Грацианова Р.Т., Ермиков В.Д. Нижний карбон Горного Алтая // Биостратиграфия и палеогеография девона и карбона азиатской части СССР. Новосибирск, Наука, 1978, с. 29—66.

Боос Р.Г. Палеозой Тункинских Гольцов Восточного Саяна. Новосибирск, Наука, 1991, 143 с.

Буслов М.М. Тектонические покровы Горного Алтая. Новосибирск, Наука, 1992, 95 с.

Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 66—90.

Буслов М.М., Синтубин М. Структурная эволюция Телецкой зоны Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (10), с. 91—98.

Буслов М.М., Ватанабе Т. Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционного клина (на примере Курайской зоны Горного Алтая, Центральная Азия) // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 82—93.

Буслов М.М., Сенников Н.В., Ивата К., Зыбин В.А., Обут О.Т., Гусев Н.И., Шокальский С.П. Новые данные о строении и возрасте олигоценовой и песчано-алевролитовой толщ горноалтайской серии на юго-востоке Ануйско-Чуйской зоны Горного Алтая // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (6), с. 789—798.

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—397.

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.

Буслов М.М., Кох Д.А., де Граве И. Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и северного Казахстана по результатам трекового датирования апатитов // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (9), с. 862—870.

Буслов М.М., Рябинин А.Б., Жимулев Ф.И., Травин А.В. Проявление позднекарбонново-раннепермских этапов формирования покровно-складчатых структур в южном обрамлении Сибирской платформы (Восточные Саяны, Южная Сибирь) // ДАН, 2009, т. 428, № 4, с. 1—4.

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

Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В. Модель тектонометаморфической эволюции Сангилена (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизийного тектогенеза // ДАН, 2005, т. 405, № 1, с. 82—89.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Владимиров А.Г., Руднев С.Н., Борисов С.М., Левченков О.А., Войтенко Д.Н. Геохронологические рубежи и геодинамическая интерпретация щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау // ДАН, 2004, т. 398, № 13, с. 374—378.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Ларионов А.Н., Сергеев С.А. Ольхонский метаморфический терреин Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 571—588.

Дергунов А.Б. Зоны тектонического сгущивания в каледонидах Центральной Азии // Геотектоника, 1988, № 3, с. 63—75.

Гутак Я.М. Стратиграфия и история развития Алтая в девоне и раннем карбоне: Автореф. дис. ... Новокузнецк, ТГУ, 1997, 25 с.

Дергунов А.Б. Каледониды Центральной Азии. М., Наука, 1989, 191 с.

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, 2003, т. 44 (1—2), с. 5—27.

Добрецов Н.Л. Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 1957—1973.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 93—108.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М. О проблемах геодинамики, тектоники и металлогении складчатых поясов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 1911—1926.

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. 1381—1403.

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 коллизийный метаморфический пояс // ДАН, 2000, т. 374, № 1, с. 79—84.

Елкин Е.А., Сенников Н.В., Буслов М.М., Язиков А.Ю., Грацианова Р.Т., Бахарев Н.К. Палеогеографические реконструкции западной части Алтае-Саянской области в ордовике, силуре и девоне и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 118—144.

Жимулев Ф.И., Буслов М.М., Глорие С., де Граве Й., Фидлер М.А., Измер А. Соотношение ордовикских и каменноугольно-пермских коллизионных событий в юго-восточной части Тункинских Гольцов Восточного Саяна (юго-западное обрамление Сибирской платформы) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 2075—2086.

Зиновьев С.В., Травин А.В. К проблеме динамометаморфических преобразований пород и руд верхней части Риддер-Сокольного месторождения (Рудный Алтай) // ДАН, 2012, т. 444, № 5, с. 339—344.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, кн. 1, 311 с.; кн. 2, 334 с.

Зыбин В.А. Петротип каимского базальтового комплекса раннего кембрия (Горный Алтай). Новосибирск, СНИИГТИМ, 2012, 115 с.

Каргополов С.П., Маликова О.Ю., Владимиров А.Г. Метаморфические комплексы в обрамлении Белокурихинского гранитного массива // Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Алтае-Саянской области. Новокузнецк, 1995, с. 228—230.

Коробкин В.В., Буслов М.М. Тектоника и геодинамика западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (палеозоиды Казахстана) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 2032—2055.

Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Васильев Е.П., Козаков И.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Бережная Н.Г. О возрасте метаморфизма слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология, 1997, т. 5, № 4, с. 380—393.

Кривчиков В.А., Селин П.Ф., Русанов Г.Г. Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Издание 2-е. Серия Алтайская. Лист М-45-1 (Солоношное) / Ред. С.П. Шокальский. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2001, 183 с.

Кузнецов В.А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая // Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1963, с. 8—68.

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

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.

Нехорошев В.П. Тектоника Алтая. М., Недра, 1966, 306 с.

Перфилова О.Ю., Махлаев М.Л., Сидорас С.Д. Ордовикская вулканоплутоническая ассоциация в структурах горного обрамления Минусинских впадин // Литосфера, 2004, № 3, с. 137—152.

Петрунина З.Е., Сенников Н.В., Ермиков В.Д., Зейферт Л.Л., Кривчиков А.В., Пузырев А.А. Стратиграфия нижнего ордовика Горного Алтая // Стратиграфия и фауна нижнего ордовика Горного Алтая. М., Наука, 1984, с. 3—33.

Постников А.А., Терлеев А.А. Стратиграфия неопротерозоя Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (3), с. 295—309.

Резницкий Л.З., Сальникова Е.Б., Бараш И.Г., Беличенко В.Г., Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Ковач В.П. Верхняя возрастная граница аккреции террейнов северо-западной части восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2007, т. 414, № 4, с. 79—83.

Репина Л.Н., Романенко Е.В. Трилобиты и стратиграфия нижнего кембрия Алтая. М., Наука, 1978, 304 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 382).

Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2013, 300 с.

Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Пономарчук В.А., Бабин Г.А., Борисов С.М. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность, источники) // ДАН, 2004, т. 396, № 3, с. 369—373.

Руднев С.Н., Изох А.Э., Ковач В.П., Шелепаев Р.А., Терентьева Л.Б. Возраст, состав, источники и геодинамические условия формирования гранитоидов северной части Озерной зоны Западной Монголии: механизмы роста палеозойской континентальной коры // Петрология, 2009, т. 17, № 5, с. 470—508.

Руднев С.Н., Изох А.Э., Борисенко А.С., Шелепаев Р.А., Орихаши Ю., Лобанов К.В., Вишневский А.В. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Бумбатхаирханского ареала Озерной зоны

Западной Монголии (геологические, петрохимические и геохронологические данные) // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (5), с. 557—578.

Руднев С.Н., Бабин Г.А., Ковач В.П., Киселева В.Ю., Серов П.А. Ранние этапы островодужного плагиогранитоидного магматизма Горной Шории и Западного Саяна // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (1), с. 27—44.

Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Глебовицкий В.А., Скопинцев В.Г., Котов А.Б., Гусев Ю.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. О верхней возрастной границе окинской серии (Восточный Саян) // ДАН, 2000, т. 374, № 1, с. 84—87.

Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Макеев А.Ф., Богомоллов Е.С., Ризванова Н.Г. Восточная граница Прибайкальского коллизионного пояса: геологические, геохронологические и Nd-изотопные данные // Геотектоника, 2009, № 4, с. 16—26.

Рябинин А.Б. Позднепалеозойская покровно-складчатая структура юго-западного обрамления Сибирского кратона (Тункинские Гольцы Восточного Саяна). Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2012, 66 с.

Рябинин А.Б., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В. Позднепалеозойская складчато-покровная структура Тункинских Гольцов Восточного Саяна (южное обрамление Сибирской платформы) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 2087—2109.

Савельева В.Б., Травин А.В., Зырянов А.С. ^{40}Ar - ^{39}Ar датирование метасоматитов в зонах глубинных разломов краевого шва Сибирской платформы // ДАН, 2003, т. 391, № 4, с. 523—526.

Савельева В.Б., Костицын Ю.А., Травин А.В., Пономарчук В.А., Мощенко А.С. Геохимия и Rb-Sr возраст графитсодержащих гранитоидов юго-восточной части Главного Саянского разлома // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (2), с. 216—231.

Савельева В.Б., Ларионов А.Н., Травин А.В., Базаров Е.П. Возраст и геодинамическая позиция гранитоидов юго-восточной части Главного Саянского разлома // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 2. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2010, с. 64—66.

Сафонова И.Ю., Буслов М.М., Симонов В.А., Изох А.Э., Комия Ц., Курганская Е.В., Оно Т. Геохимия, петрогенезис и геодинамическое происхождение базальтов из катунского аккреционного комплекса Горного Алтая (Юго-Западная Сибирь) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (4), с. 541—567.

Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 182—199.

Смирнова Л.В., Тениссен К., Буслов М.М. Кинематика и динамика формирования позднепалеозойской структуры Телецкого региона (зона сочленения Горного Алтая и Западного Саяна) // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (2), с. 115—127.

Сурков В.С., Жеро О.Г., Уманцев Д.Ф., Зайцева Г.М. Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области. М., Недра, 1973, 144 с.

Терлеев А.А., Задорожный В.М. Находки фораминифер в «древних» отложениях Восточного Саяна, Тувы и Горного Алтая (поздний докембрий?—палеозой) // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (3), с. 620—627.

Токарев В.Н., Дергачев В.Б., Нечаев В.В. Рабочая корреляционная схема магматических и метаморфических комплексов Салаира и Томь-Кольванской зоны. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1996, 24 с.

Туркин Ю.А., Федак С.И., Гусев А.И., Русанов Г.Г., Николенко Н.М., Поважук Г.А., Карабина Л.П. Государственная геологическая карта РФ м-ба 1:200 000. Лист М-45-III (Чемал). Объяснительная записка / Ред. В.Н. Коржнев. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2001, 193 с.

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

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

Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М., Гусев Н.И., Токарев В.Н., Зыбин В.А., Дубский В.С., Мурзин О.М., Кривчиков В.А., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Федосеев Г.С., Титов А.В., Сергеев В.П., Лихачев Н.Н., Мамлин А.Н., Котельников Е.И., Кузнецов С.А., Зейферт Л.Л., Яшин В.Д., Носков Ю.С., Уваров А.Н., Федак С.И., Гусев А.И., Выставной С.А. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000, 188 с.

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 // ДАН, 2003, т. 389, № 3, 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, Netherlands, 1993, p. 45—62.

Buslov M.M., Berzin N.A., Dobretsov N.L., Simonov V.A. Geology and tectonics of Gorny Altai. Guide-book for post-symposium excursion // The 4th International Symposium of IGCP Project 283 «Geodynamic evolution of the Paleasian Ocean», Appendix. Novosibirsk, UIGGM SD RAS Publ., 1993, 122 p.

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, p. 781—800.

Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y., Iwata K., Smirnova L.V., Saphonova I.Yu., Semakov N.N. 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.

Buslov M.M., De Grave J., Bataleva E.A., Batalev V.Yu. Cenozoic tectonic and geodynamics in the Tian Shan: synthesis of geology and geophysical data // J. Asian Earth Sci., 2007, v. 29, p. 205—214.

De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P. Intercontinental deformation in Central Asia: distant effects of India—Eurasia convergence revealed by apatite fission-track thermochronology // Himalayan J. Sci., 2004, v. 21, Iss. 41 (special issue), p. 121—122.

De Grave J., Buslov M., Van den Haute P., Metcalf J., Batalev V. From Palaeozoic Eurasian assembly to ongoing Indian indentation: multi-chronometry of the northern Kyrgyz Tien Shan batholith // J. Asian Earth Sci., 2006, v. 26, № 2, p. 133.

De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P. Distant effects of India—Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: constraints from apatite fission-track thermochronology // J. Asian Earth Sci., 2007, v. 29, p. 188—204.

Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plume // Int. Geol. Rev., 1996, v. 38, p. 430—466.

Dobretsov N.L., Buslov M.M., Uchio Yu. Fragment of oceanic islands in accretion-collision areas of Gorny Altai and Salair, southern Siberia: early stages of continental crustal growth of the Siberian continent in vendian-Early Cambrian time // J. Asian Earth Sci., 2004, v. 23, p. 673—690.

Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Khromykh S.V., Mazukabzov A.M., Mekhanoshin 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 work-shop IGCP-480) / Ed. E.V. Sklyarov. Irkutsk, IES SB RAS, 2005, p. 5—76.

Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Izmer A., Elburg M.A., Ryabinin A.B., Vandoorne W., Vanhaeke F., Van den Haute P. Formation and Palaeozoic evolution of the Gorny-Altai—Altai-Mongolia suture zone (Siberia): zircon U/Pb constraints on its igneous record // Gondwana Res., 2011, v. 20, p. 465—484.

Ota T., Utsunomiya A., Uchio Y., Isozaki Y., Buslov M.M., Ishikawa A., Maruyama S., Kitajima K., Kaneko Y., Yamamoto H., Katayama I. Geology of the Gorny Altai subduction-accretion complex, southern Siberia: tectonic evolution of an Ediacaran—Cambrian intra-oceanic arc-trench system // J. Asian Earth Sci., 2007, v. 30, p. 666—695.

Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Demoux A., Xia X., Wang W., Donskaya T., Liu D., Sun M. Detrital and xenocrystic zircon ages from Neoproterozoic to Palaeozoic arc terranes of Mongolia: significance for the origin of crustal fragments in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Res., 2011, v. 19, № 3, p. 751—763.

Salnikova E.B., Sergeev S.A., Kotov A.B., Yakovleva S.Z., Steiger R.H., Reznitskiy L.Z., Vasil'ev E.P. U-Pb zircon dating of granulite metamorphism in the Sludyanskiy Complex, Eastern Siberia // Gondwana Res., 1998, v. 1, p. 195—205.

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. 36, p. 299—307.

*Поступила в редакцию
24 июня 2013 г.*