



TERRAIN TECTONICS OF THE CENTRAL ASIAN FOLDED BELT

M. M. Buslov

*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of SB RAS, Novosibirsk, Russia
Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia*

Abstract: The terrain analysis concept envisages primarily a possibility of approximation of fragments / terrains of various geodynamic settings which belong to different plates. The terrain analysis can supplement the theory of plate tectonics in solving problems of geodynamics and tectonics of regions of the crust with complex structures. The Central Asian belt is among such complicated regions. Terrain structures occurred as a result of combined movements in the system of 'frontal' and/or oblique subduction – collision. In studies of geological objects, it is required first of all to prove their (vertical and horizontal) autochthony in relations to each other and then proceed to paleogeodynamic, paleotectonic and paleogeographic reconstructions. Obviously, such a complex approach needs data to be obtained by a variety of research methods, including those applied to study geologic structures, stratigraphy, paleontology, paleogeography, lithology, geochemistry, geochronology, paleomagnetism etc. Only by correlating such data collected from inter-disciplinary studies of the regions, it is possible to establish reliable characteristics of the geological settings and avoid mistakes and misinterpretations that may be associated with the 'stratigraphic' approach to solutions of both regional and global problems of geodynamics and tectonics of folded areas.

The terrain analysis of the Central Asian folded belt suggests that its tectonic structure combines marginal continental rock complexes that were formed by the evolution of two major oceanic plates. One of them is the plate of the Paleo-Asian Ocean. As the analogue of the current Indo-Atlantic segment of Earth, it is characterised by the presence of continental blocks in the composition of the oceanic crust and the formation of oceanic basins resulting from the breakup of Rodinia and Gondwana. In the course of its evolution, super-continent disintegrated, and the blocks were reunited into the Kazakhstan-Baikal continent. The base of the Kazakhstan-Baikal continent was formed in the Vend-Cambrian due to subduction of the oceanic crust of the Paleo-Asian Ocean, including the Precambrian microcontinents and terrains of the Gondwana group, underneath the south-eastern margin of the Siberian continent (in the current coordinates). Due to subduction followed by collision of the microcontinents with the Kazakhstan-Tuva-Mongolia island arc, the crust had consolidated, and a complex continent was formed.

Another major plate is the plate of the Paleo-Pacific Ocean. It is characterized by the long-term tectono-magmatic evolution without any involvement of the continental crust and by complex processes of the formation of the continental margins. Its evolution resulted in the formation of the Vend-Paleozoic continental margin complexes of the western segment of the Siberian continent which comprise the Vend-Cambrian Kuznetsk-Altai island arc and a complex of rocks of the Ordovician-Early Devonian passive margin and the Devon-Early Carbonic active margin. In the accretional wedges of the Kuznetsk-Altai island arc, abundant are only fragments of the Vend-Early Cambrian oceanic crust including ophiolites and paleo-oceanic uplifts. The contemporary analogue of the Central Asian folded belt is the south-eastern margin of Asia, represented by the junction area of the Indo-Australian and Pacific plates.

Key words: Central Asian folded area, Siberian continent, Gondwana, Kazakhstan-Baikal continent, Altai-Sayan folded area, terrain analysis, Paleo-Asian Ocean, Paleo-Pacific Ocean, collision, accretion, subduction, shear faults.

Recommended by V.S. Imaev

Citation: Buslov M.M. 2014. Terrain tectonics of the Central Asian folded belt. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (3), 641–665. doi:10.5800/GT-2014-5-3-0147.

ТЕРРЕЙНОВАЯ ТЕКТНИКА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

М. М. Буслов

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия
Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия*

Аннотация: Концепция террейнового анализа предусматривает прежде всего возможность сближения фрагментов (террейнов) самых различных геодинамических обстановок, принадлежащих различным плитам. В связи с этим террейновый анализ дополняет теорию литосферных плит в решении вопросов геодинамики и тектоники сложно построенных регионов земной коры, к числу которых относится Центрально-Азиатский складчатый пояс. Сформированные террейновые структуры являются результатом комбинированных движений в системе «фронтальная» и (или) «косая» субдукция – коллизия. При изучении конкретных геологических объектов в первую очередь нужно доказать их автохтонность (вертикальную и латеральную) относительно друг друга, а затем выполнять палеогеодинамические, палеотектонические и палеогеографические реконструкции. Несомненно, такой подход является очень сложным и требует разноплановых исследований (структурных, палеонтолого-стратиграфических, палеогеографических, литологических, геохимических, геохронологических, палеомагнитных и др.). Лишь на основе корреляции данных, полученных при междисциплинарном изучении регионов, можно получить качественную характеристику геологического строения и избежать ошибок, связанных со «стратиграфическим» подходом в решении как региональных, так и глобальных проблем геодинамики и тектоники складчатых областей.

Террейновый анализ структуры Центрально-Азиатского складчатого пояса позволяет утверждать, что в нем тектонически совмещены окраинно-континентальные комплексы пород, сформированные при эволюции двух крупнейших океанических плит. Одна из них, плита Палеоазиатского океана, аналог современного Индо-Атлантического сегмента Земли, характеризуется наличием континентальных блоков в составе океанической коры и формированием океанических бассейнов в результате деструкции Родинии и Гондваны. В результате ее эволюции происходили процессы распада суперконтинентов и повторное объединение блоков в составе Казахстано-Байкальского континента. Фундамент Казахстано-Байкальского континента сформирован в венде–кембрии в результате субдукции под юго-восточную окраину Сибирского континента (в современных координатах) океанической коры Палеоазиатского океана, включающей докембрийские микроконтиненты и террейны гондванской группы. Субдукция и последующая коллизия микроконтинентов и террейнов с Казахстано-Тувинно-Монгольской островной дугой привели к консолидации земной коры и формированию составного континента.

Другая плита, Палеопацифики, аналог современного Тихоокеанского сегмента Земли, характеризуется длительной тектономагматической эволюцией без участия континентальной коры и сложными процессами формирования материковых окраин. В результате его эволюции созданы венд-палеозойские окраинно-континентальные комплексы западной части Сибирского континента, состоящие из венд-кембрийской Кузнецко-Алтайской островной дуги, комплексов пород ордовикско-раннедевонской пассивной окраины и девонско- раннекарбоновой активной окраины. В аккреционных клиньях Кузнецко-Алтайской островной дуги широко представлены только фрагменты вендско-раннекембрийской океанической коры, состоящей из офиолитов и палеоокеанических поднятий. Современным аналогом Центрально-Азиатского складчатого пояса является юго-восточная окраина Азии, представленная зоной сочленения Индо-Австралийской и Тихоокеанской плит.

Ключевые слова: Центрально-Азиатская складчатая область, Сибирский континент, Гондвана, Казахстано-Байкальский континент, Алтае-Саянская складчатая область, террейновый анализ, Палеоазиатский океан, Палеопацифика, коллизия, аккреция, субдукция, сдвиги.

1. ВВЕДЕНИЕ

Начиная с 2003 г. в Институте земной коры СО РАН по инициативе и под руководством члена-корреспондента РАН Е.В. Складова ежегодно проводится Всероссийское научное совещание «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту». Совещания направлены на рассмотрение и обсуждение новых оригинальных результатов, полученных российскими учеными по ключевым вопросам геологии, тектоники

и металлогении крупнейшего в мире орогенного сооружения, каковым является Центрально-Азиатский подвижный (складчатый) пояс (ЦАСП).

Основное внимание на совещаниях сосредоточено на рассмотрении следующих основных вопросов:

- 1) общие и региональные проблемы геодинамики;
- 2) петрология и геохронология магматических образований кратонов и складчатых поясов;
- 3) петрология, геохронология и металлогения магматических комплексов кратонов и складчатых поясов;

4) Ольхонский геодинамический полигон; тектоника и метаморфизм: общие и региональные вопросы;

5) проблемы стратиграфии и геохимии осадочных толщ;

6) глубинное строение, вопросы палеомагнетизма и сейсмичности.

Автор статьи ежегодно принимал участие в данном совещании и во многом благодаря этому приобрел богатый опыт для реализации террейнового анализа в обобщении многочисленных данных по тектонике и геодинамике складчатых областей Центральной Азии, которые разделяются по региональному признаку на «алтаиды», «казахстаниды» и «уралиды».

В последнее десятилетие складчатые сооружения Центральной Азии были охарактеризованы как аккреционно-коллизийные, сформированные из фрагментов коры Палеоазиатского океана, островных дуг и микроконтинентов [Zonenshain et al., 1990; Zonenshain, Kuz'min, 1993; Mossakovsky et al., 1993; Berzin et al., 1994; Belichenko et al., 1994; Didenko et al., 1994; Dobretsov, 2003; Parfenov et al., 1993a, 1993b, 1996; Berzin, Dobretsov, 1993]. Исходя из аналогии строения современных конвергентных границ океанических и континентальных плит и линейных складчатых областей, протягивающихся на многие тысячи километров, делались попытки выделения маркирующих структурных единиц (фронтальных частей островных дуг, офиолитовых сутур, высокобарических метаморфических поясов), которые позволили бы в мозаике блоков Центральной Азии оконтурить палеотектонические зоны и выявить геодинамику и этапы формирования складчатых сооружений региона. Так, в работах [Berzin et al., 1994; Belichenko et al., 1994; Berzin, Dobretsov, 1993] выделены несколько разновозрастных аккреционно-коллизийных зон, образованных в течение венда – раннего карбона последовательным присоединением к Сибирскому континенту островных дуг, микроконтинентов и океанических поднятий. Коллизия перечисленных структур друг с другом и Сибирским континентом на фоне эволюции Палеоазиатского и Туркестанского океанов является основным механизмом структурно-вещественных преобразований земной коры Азии в палеозое–мезозое. Близкая точка зрения высказана в работе [Didenko et al., 1994], в которой авторы обратили больше внимания на роль продольных и поперечных сдвигов в процессе закрытия Палеоазиатского океана. Согласно модели [Sengör et al., 1993, 1994], в истории Палеоазиатского океана существовала единая венд-палеозойская субдукционная зона, над которой сформировались дуги Кипчак и Тувино-Монгольская. В течение палеозоя в результате дрейфа и вращения Сибирского и Восточно-Европейского континентов произошли деформации дуги, выраженные в формировании ороклинальных складок и крупноамплитудных сдвигов.

В работах [Belichenko et al., 1994; Berzin et al., 1994; Berzin, Dobretsov, 1993; Buslov et al., 2004; Dobretsov et

al., 2003] подробно рассмотрена история формирования Палеоазиатского океана в неопротерозое – раннем ордовике. Показано, что его раскрытие произошло в период 970–850 млн лет и фиксируется возрастом базитовых даек, расположенных внутри блоков Родинии, а также возрастом древнейших офиолитов. В периоды 850–750 и 750–700 млн лет литосфера Палеоазиатского океана субдуцировала под Сибирский континент. Эти периоды коррелируются с этапами раскрытия Северной и Южной Пацифики. Раскрытие океана Япетус между Лаврентией и Балтикой в период 650–620 млн лет считается финальной стадией раскола Родинии, а период 620–550 млн лет – стадией максимального раскрытия Палеоазиатского океана и формирования протяженных островодужных систем Центральной Азии, в том числе в обрамлении Сибирского континента. В статьях [Buslov et al., 2000, 2003, 2004] на основе структурных, палеомагнитных, геохронологических и палеогеографических данных делается заключение о крупноамплитудных позднепалеозойских сдвиговых перемещениях в Алтае-Саянской складчатой области и Восточном Казахстане, сформировавших окончательную структуру этих регионов в результате закрытия Палеоазиатского океана. Показано, что позднепалеозойские сдвиговые деформации с амплитудой более 1000 км сильно нарушили раннюю тектоническую зональность. Показано, что сдвиговые деформации формируют коллаж террейнов, образованный в позднем девоне – раннем карбоне при столкновении Казахстанского составного континента с Сибирским и в позднем карбоне – перми при столкновении Восточно-Европейского, Казахстанского и Сибирского континентов. В результате коллизий аккреционно-коллизийные окраины Сибирского и Восточно-Европейского континентов и весь Казахстанский составной континент разделились сдвигами и сопряженными надвигами на множество террейнов. В связи с этим существует проблема выявления допозднепалеозойской тектонической зональности Центральной Азии.

На примере восточной части Центральной Азии выделены следующие наиболее важные структурные элементы и сегменты [Dobretsov, Buslov, 2007]:

1. Южный сегмент (юг Алтае-Саянской области, Тува, Монголия, Прибайкалье), где венд-палеозойские островные дуги и аккреционно-коллизийные пояса включают докембрийские микроконтиненты гондванского происхождения (Кокчетавский, Алтае-Монгольский, Тувино-Монгольский, Муйский и др.) [Berzin et al., 1994; Belichenko et al., 1994; Buslov et al., 2000; Berzin, Dobretsov, 1993; Dobretsov, 2003].

2. Северный сегмент (север Алтае-Саянской области, часть фундамента Западно-Сибирской плиты), где развиты окраинно-континентальные образования Сибирского континента, представленные венд-кембрийской Кузнецко-Алтайской островной дугой, комплексами пород ордовикско-силурийской пассивной окраины и девонско-раннекарбоновой островной дуги. В

аккреционных клиньях островных дуг широко представлены фрагменты вендско-палеозойской океанической коры, состоящей из офиолитов и палеоокеанических поднятий. В структуре северного сегмента отсутствуют гондванские микроконтиненты [Buslov et al., 2000, 2003, 2004; Dobretsov et al., 2004].

3. Чарышско-Теректинско-Саянская сутурная зона, разделяющая северный и южный сегменты. В ее строении принимают участие фрагменты позднекембрийско-раннеордовикской океанической коры и ордовикско-силурийские голубые сланцы [Buslov et al., 2003, 2004; Volkova et al., 2005].

4. Разновозрастные продольные и поперечные сдвиги, которые как завершают формирование сутурных зон или (и) развиваются субпараллельно офиолитовым сутурам, так и нарушают их. Выделяются сдвиги среднепозднеордовикского, позднедевонского, позднедевонско-раннекарбонового, раннекарбонового, позднекарбоново-пермского, пермско-триасового и триас-юрского возраста, сформировавшие современный рисунок мозаично-блоковой структуры Центральной Азии [Berzin et al., 1994; Buslov et al., 2000, 2003, 2004; Berzin, Dobretsov, 1993].

Наиболее ярко проявились разломные структуры позднекарбоново-пермской коллизии Восточно-Европейского, Казахстанского и Сибирского континентов, которые сильно усложнили структурный рисунок предыдущих геодинамических обстановок. В Восточном Казахстане, южной части Алтае-Саянской области, Туве, Монголии хорошо сохранились фрагменты вендско-кембрийских и ордовикских островных дуг в ассоциации с микроконтинентами гондванской группы. В то же время в венд-палеозойских складчатых поясах Северо-Восточного Казахстана и северной части Алтае-Саянской области отсутствуют микроконтиненты. В них выявлена последовательность окраинно-континентальных обстановок Сибирского континента: венд-кембрийских островных дуг, включающих аккреционные призмы (с фрагментами офиолитов, пород океанических плато и симаунтов, эклогитов и голубых сланцев), ордовикско-раннедевонской пассивной окраины, девонско-раннекарбоновой активной окраины [Buslov et al., 2000, 2003, 2004; Dobretsov et al., 2004a, 2004b].

Установлено, что в Центральной Азии широко проявлены аккреционно-коллизионные события позднекембрийско-ордовикского возраста [Dobretsov, Buslov, 2007], в результате которых сформированы (с запада на восток): 1. Кокчетавский субдукционно-коллизионный пояс, образованный в результате двух этапов: венд-кембрийской субдукции и позднекембрийско-ордовикской субдукции и коллизии Кокчетавского микроконтинента с Ишимской и Степнякской островными дугами [Dobretsov et al., 2005a, 2006]. Аналоги пояса широко распространены в Западном Казахстане и в фундаменте Западно-Сибирской плиты. 2. Покровно-сдвиговый складчатый пояс центральной части Алтае-Саянской складчатой области, сформированный также

в два этапа – позднекембрийско-ордовикской субдукции океанической коры под Алтае-Монгольский микроконтинент и позднедевонской коллизии микроконтинента с Сибирским континентом [Buslov et al., 2003, 2004]. 3. Покровно-сдвиговый складчатый пояс Тувы, Бурятии и Северо-Западной Монголии, образованный в результате венд-кембрийской субдукции и позднекембрийско-ордовикской коллизии Тувино-Монгольского микроконтинента с одноименной островной дугой [Vladimirov et al., 2000; Kuzmichev, 2004]. 4. Покровно-сдвиговая складчатая структура Прибайкалья [Fedorovsky et al., 1993, 1995; Sklyarov et al., 2001], где важную роль сыграла позднекембрийско-ордовикская коллизия Байкальско-Казахстанского составного континента с Сибирским континентом. С учетом поздних деформаций они могут быть реконструированы в единый орогенный пояс длиной более 6000 км. В среднем – позднем ордовике на всей рассматриваемой территории проявился постколлизионный гранитоидный магматизм, произошло накопление моласс.

Широкое проявление позднекембрийско-ордовикских субдукционно-коллизионных событий в Алтае-Саянской области, наряду с высокобарическими поясами и офиолитами этого возраста, обнаружено только в последнее время [Iwata et al., 1997; Volkova et al., 2005; Volkova, Sklyarov, 2007; Buslov et al., 2000, 2003, 2004]. Они формируют Чарышско-Теректинско-Саянскую сутурную зону, которая отделяет венд-раннепалеозойские образования окраины Сибирского континента от Казахстанско-Байкальского континента, состоящего из докембрийских микроконтинентов гондванской группы и Казахстанско-Тувино-Монгольско-Байкало-Муйской островной дуги.

При расшифровке процессов формирования складчатых поясов важную роль играют офиолиты, как реликтовые структуры древних океанических бассейнов. Они служат маркерами, позволяющими выделить важнейшие палеотектонические зоны и выявить этапы формирования складчатых сооружений региона. Палеоокеанические структуры являются, по своей сути, тектоническими и эволюционными реперами, дающими возможность наиболее достоверно расшифровывать палеогеодинамические обстановки и создавать геодинамические модели формирования складчатых областей. В связи с этим при расшифровке тектоники и геодинамики складчатых областей одновременно с использованием современных тектонических концепций значительное внимание уделяется исследованиям палеоокеанических структур.

Исследования ряда эталонных офиолитовых ассоциаций Алтае-Саянской области позволили выделить в них палеоспрединовые дайковые комплексы и индикаторные серии пород (бониниты и т.д.), что дало возможность более обоснованно судить о палеогеодинамических процессах формирования этих комплексов по аналогии с западной окраиной Пацифики [Dobretsov, 1988; Simonov et al., 1994; Dobretsov et al.,

2004a, 2004b].

В последние годы в венд-палеозойских аккреционно-коллизионных поясах Центральной Азии наряду с офиолитами все чаще отмечаются случаи нахождения фрагментов океанических плато или симаунтов [Dobretsov *et al.*, 2004a, 2004b; Buslov, Watanabe, 1996; Buslov *et al.*, 2004; Safovona *et al.*, 2004; *и др.*], формирование которых связано с проявлениями мантийных струй и плюмов. Традиционно, совместно с другими осадочными породами аккреционных клиньев покровно-складчатого строения, фрагменты океанических поднятий (плато и симаунты) включались в состав стратиграфических подразделений огромных мощностей. В этом плане наступил серьезный этап пересмотра стратиграфии позднепротерозойско-палеозойских вулканогенно-осадочных толщ складчатых областей Центральной Азии с учетом их возможной принадлежности к различным фрагментам океанической коры.

Специфика тектоники и геодинамики Центрально-Азиатского пояса заключается в том, что в его формировании и деформациях огромную роль играли разнообразные по строению фрагменты (террейны, супертеррейны и микроконтиненты) докембрийского Гондванского континента. Они субдуцировали совместно с океанической корой под Казахстанско-Тувинно-Монгольско-Байкальско-Муйскую островную дугу и в ордовике сформировали Казахстанско-Байкальский составной террейн (супертеррейн) [Dobretsov, Buslov, 2007, 2011; Buslov, 2011; Korobkin, Buslov, 2011]. В среднем–позднем палеозое составной континент имел активные окраины. В конце палеозоя в результате аккреции и последующей коллизии Восточно-Европейский, Казахстанско-Байкальский и Сибирский континенты слились в единый Евразийский континент. В конце палеозоя коллизия крупных континентальных блоков привела к разделению крупноамплитудными сдвигами их окраины и всего Казахстанско-Байкальского составного континента на множество террейнов, сформировав, таким образом, мозаично-блоковую структуру Центральной Азии. В связи с изложенным сценарием мозаично-блоковая структура Центральной Азии представлена позднепалеозойскими сдвиговыми террейнами, включающими крупные докембрийские блоки Гондваны (Иссык-Кульский, Каратауский, Улутауский, Кокчетавский, Актау-Моинтинский, Тарбагатайский, Центрально-Тяньшаньский, Алтае-Монгольский, Тувинно-Монгольский и др.), расположенные в вендско-палеозойских аккреционно-коллизионных поясах, чередующихся с фрагментами островных дуг.

Полученные за последние десятилетия структурные, геохимические, геохронологические, петрологические, палеонтологические и палеомагнитные данные о строении складчатых областей не только не укладываются в рамки геосинклинального учения, но и существенно дополняют теорию тектоники плит. Важным событием в развитии представлений о строении складчатых областей стало доказательство горизонтальных

движений в таких областях, проявленных крупноамплитудными (до 1000 км и более) и многоэтапными сдвигами и сдвиго-надвигами, которые имеют более широкое распространение, чем предполагали ранее исследователи, исходя из теории тектоники плит. Также является бесспорной огромная роль микроконтинентов и палеосимаунтов в геодинамике и тектонике складчатых поясов. Их субдукция под островные дуги привела к формированию сложных по строению аккреционно-коллизионных зон, таких как Центрально-Азиатский регион, совмещению образований различных геодинамических обстановок на этапе аккреции и тектоническому растаскиванию их вдоль крупноамплитудных сдвигов, трассирующих зоны столкновения микроконтинент – островная дуга. Строение таких областей, имеющих мозаично-блоковую структуру, может быть наиболее корректно и полно охарактеризовано с позиций признания многоэтапного проявления крупноамплитудных сдвигов, роль которых в формировании складчатых поясов наиболее полно объясняется в рамках террейновой концепции плитной тектоники. В настоящее время метод террейнового анализа в изучении складчатых областей активно развивается учеными-тектонистами всего мира. Результаты этих исследований позволят охарактеризовать строение и историю развития самых сложных участков земной коры.

Распознавание крупноамплитудных разломов, выявление их возраста и кинематики, сопоставление геологических характеристик совмещенных по ним тектонических блоков приводят к построению качественно новых палеогеодинамических реконструкций, геодинамических, тектонических и геологических карт и схем, выявлению особенностей роста континентов и геодинамики океанов.

2. ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕОДИНАМИКЕ И ТЕКТЕНИКЕ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ И ЗАРОЖДЕНИЕ КОНЦЕПЦИИ ТЕРРЕЙНОВ

В период господства геосинклинальной теории основным в районировании орогенных областей было выделение структурно-формационных зон и глубинных разломов как основных структурно-вещественных элементов. Считалось, что глубинные разломы долгоживущие и действуют на одном месте в течение всего фанерозоя. Они являются структурами, контролирующими 1) проявление мантийного и корового магматизма; 2) метаморфизм пород в зонах смятий; 3) глыбовые вертикальные движения, приводящие к складчатости и перерывам в осадконакоплении, а также смене фаций и мощностей осадков на границах структурно-формационных зон.

На основе этих представлений, а также многочисленных данных геолого-съёмочных и научно-исследовательских тематических работ в 50–60-е годы XX в.

были созданы многочисленные карты и стратиграфические схемы. Слабое развитие аналитической базы и методик не позволяло провести качественные геохимические, геохронологические, а тем более палеомагнитные исследования. К тому же исследователи того времени складчатые поверхности надвигов воспринимали чаще всего как стратиграфические контакты. В связи с отсутствием прямых (палеонтологических или геохронологических) данных о возрасте пород многие вопросы геологии решались исходя из двух основных предположений: 1) чем сильнее метаморфизм, тем древнее возраст пород; 2) вышележащая толща (свита) может подстилаться.

В начале 70-х годов прошлого столетия произошла смена тектонических парадигм. Учение о геосинклиналях уступило лидерство концепции тектоники литосферных плит. На смену фиксизму пришло представление о крупных горизонтальных перемещениях геологических тел. В связи с этим в основу дискуссий было положено выявление в складчатых областях признаков крупноамплитудных горизонтальных движений (тектонических покровов, надвигов, олистостром, меланжей). Эти признаки быстро были обнаружены и закартированы в областях линейного типа (Альпы, Аппалачи, Урал, Карпаты и др.) и медленно выделялись в складчатых областях мозаично-блокового типа.

В последнее время в тектоническом районировании складчатых областей с позиций плитной тектоники широко используется палеогеодинамический анализ, основанный на принципах актуализма. В основе палеогеодинамического анализа лежит выделение древних литосферных плит, островных дуг, зон коллизии на основе индикаторных комплексов, их характеризующих. Для этого широко используют геологические, геохимические и геофизические данные о строении и составе современных морфоструктур литосферных плит и их дивергентных и конвергентных границ.

Впервые для территории СССР палеогеодинамический анализ применили Л.П. Зоненшайн, Л.М. Натапов и М.И. Кузьмин [Zonenshain et al., 1990; Zonenshain, Kuz'min, 1993]. На аналогичной основе была проведена работа по составлению тектонической карты Центральной Азии («Tectonic transect map across Russia-Mongolia-China (western part)», масштаба 1:5000000 [Berzin et al., 1994]). В легенде карты было заложено выделение палеогеодинамических комплексов (формаций), характеризующих морфоструктуры и эволюцию взаимодействия палеолитосферных плит. Для восстановления геологического прошлого литосферных плит используют геодинамические палинспатические реконструкции, основной задачей которых является восстановление прежнего положения литосферных плит, их границ и характера взаимодействия между ними. В реконструкциях используются геологические, палеогеографические, палеомагнитные и кинематические данные, которые позволяют восстановить геологическое прошлое в определенный временной

этап. Палеогеодинамический анализ как метод палеореконокструкций детально рассмотрен в работах [Zonenshain et al., 1990; Zonenshain, Kuz'min, 1993]. По мнению авторов, в анализе геологических формаций складчатых областей прежде всего нужно не только определить их современный геодинамический аналог и структурное положение, но и сопоставить их размеры и относительное положение. Это позволяет оценить масштабность и тип структурных преобразований на границах литосферных плит и, во многих случаях, определить многоэтапность их проявления (например, фронтальная субдукция → «косая» субдукция → коллизионные надвиги → коллизионные сдвиги).

Геологические формации являются индикаторами определенных геодинамических обстановок, и многие из них являются прекрасными структурными реперами в тектоническом районировании складчатых областей. Так, субдукционные геодинамические комплексы нормальных и примитивных островных дуг, активных континентальных окраин и аккреционные призмы образуют в современной структуре Земли протяженные (многие тысячи километров) линейные пояса, расположенные на конвергентных границах литосферных плит. Обычно выделяют андийский и западно-тихоокеанский (который включает зондский, японский и марианский) тип субдукции (рис. 1). Андийский тип субдукции связан с поддвижением океанической плиты под континентальную и формированием на ее окраине вулканоплутонических поясов или активных континентальных окраин. Западно-тихоокеанский тип субдукции характеризуется поддвижением океанической плиты под океаническую или окраинно-морскую плиту. При этом неотъемлемой принадлежностью этого типа субдукции является формирование окраинных морей и вулканогенно-осадочных образований нормальных и примитивных островных дуг. Во времени один тип субдукции может сменять другой.

Считается, что островные дуги и активные окраины андийского типа, расположенные над погружающимися литосферными плитами, хорошо сохраняются в ископаемом виде, в отличие от морфоструктур океана, которые поглощаются в зонах субдукции и лишь фрагментарно фиксируются в составе аккреционных призм. В них можно найти фрагменты исчезнувшей океанической литосферы (в различной степени метаморфизованные фрагменты офиолитов, а также комплексов подводных поднятий и островов).

Зона поддвига литосферных плит в современных структурах характеризуется закономерной сменой геологических формаций по мере движения от глубоководного желоба к континенту. Во фронтальной части над погружающейся литосферной плитой расположен аккреционный клин, состоящий из тектонических чешуй, надвинутых в сторону субдукционной зоны. Он образует внешнюю невулканическую дугу шириной до 50–150 км. Следующим морфоструктурным элементом является преддуговой прогиб, шириной 50–100 км,

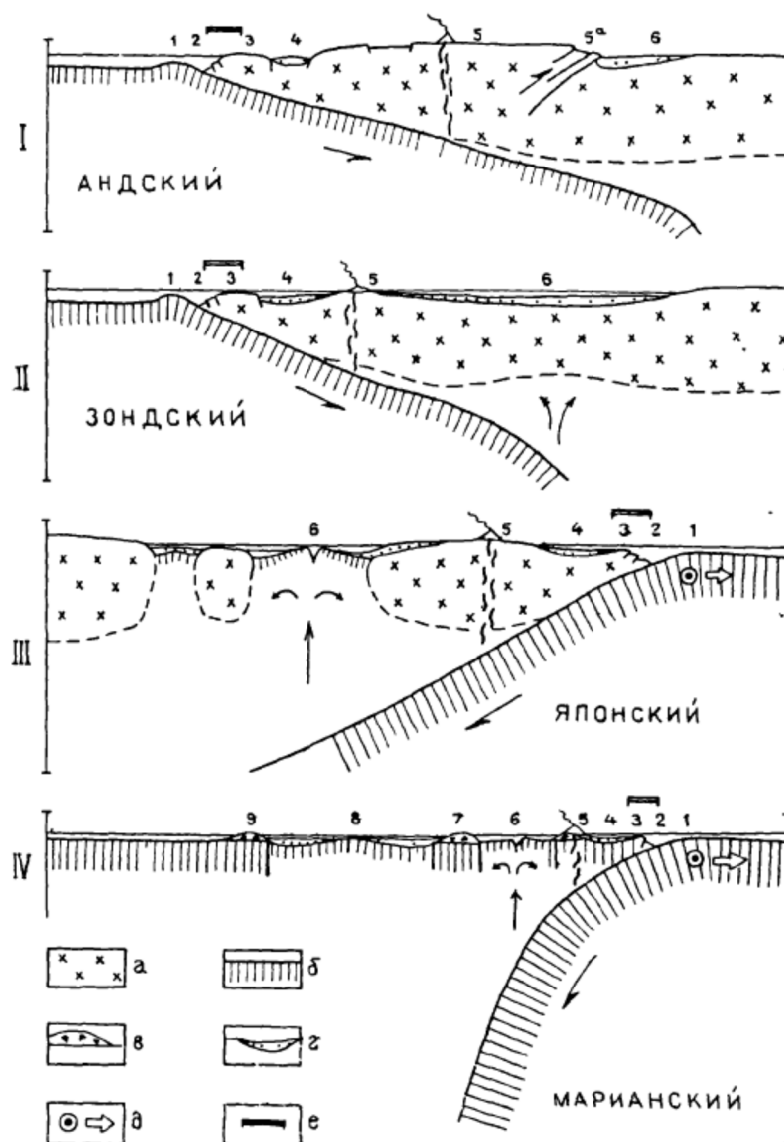


Рис. 1. Главные тектонические типы зон субдукции и их латеральные структурные ряды, по [Khain, Lomize, 1995].

I–III – окраинно-материковые зоны субдукции: андский, зондский и японский тектонотипы; IV – океанская зона субдукции, марианский тектонотип; а – континентальная литосфера; б – океанская литосфера; в – островодужные вулканиды; г – вулканогенно-осадочные формации; д – откат перегиба субдуцирующей плиты; е – место возможного формирования аккреционной призмы.

Fig. 1. Main tectonic types and lateral structural rows of subduction zones [Khain, Lomize, 1995].

I–III – continental margin subduction areas (Andes, Zond and Japan tectonic types); IV – oceanic subduction zone (Marianas type); а – continental lithosphere; б – oceanic lithosphere; в – island arc volcanic rocks; г – volcanogenic-sedimentary formations, д – subducted plate fold kick-back, е – place of potential formation of accretion prism.

в котором накапливаются вулканокластические осадки и турбидиты мощностью до многих километров. Они состоят из обломочного материала (граувакк), поступающего из невулканической дуги, но в большей мере с островной вулканической дуги, расположенной ближе к континенту или на активной окраине континента в случае андийского типа субдукции.

Для западно-тихоокеанского типа субдукции наблюдается более сложная система морфоструктур. Здесь иногда существует система из нескольких субдукционных зон. Одна из них, расположенная ближе к

континенту, приводит к формированию энсиалических островных дуг с шириной субконтинентального фундамента и вулканических построек более чем в 200–250 км. Между энсиалическими островными дугами и континентом расположены окраинные моря, которые представляют собой новообразованные бассейны, сложенные океанической корой, возникшей в результате тыловодужного спрединга во время формирования островной дуги. Для осадочного чехла океанической коры окраинно-континентального моря характерны вулканокластические осадки, мощность которых воз-

растает в сторону островной дуги, и пелагические осадки, накапливающиеся в глубоководной части и подножии континентального склона. Реками в окраинное море со стороны островной дуги выносятся обломочный материал из ее фундамента и новообразованных вулканических построек, а со стороны континента – весь комплекс обломков сложной по составу его окраины.

Другой тип, энсиматических (примитивных) островных дуг, формируется над субдукционной зоной в результате сближения двух океанических плит или микроплит. При этом формируется дуга, состоящая из серии вулканических островов и подводных вулканов, имеющих в фундаменте океаническую кору. Ширина энсиматических дуг меньше, чем энсиалических, и составляет около 100–150 км. В тыловой части примитивной дуги расположено окраинное море, являющееся участком древнего океанического ложа, затронутого процессами задугового спрединга. Окраинные моря с древней океанической корой могут существовать как между континентами и примитивной дугой, так и между нормальной и примитивной дугами. В зависимости от структурного положения в осадках окраинных морей будет содержаться или отсутствовать обломочный материал, приносимый с континента.

Энсиалические островные дуги и активные континентальные окраины андийского типа довольно хорошо сохраняются в ископаемом виде в связи с наличием жесткого и «плавучего» сиалического или субсиалического фундамента. Можно ожидать, что их размеры должны быть близки к современным островным дугам и активным континентальным окраинам. Фрагменты энсиматических дуг в палеоструктурах, как правило, сильно деформированы. Океаническая литосфера открытых океанов и окраинных морей почти полностью исчезает в зонах субдукции и в виде фрагментов может сохраниться в аккреционных клиньях или сутурных швах.

Когда к зоне поддвига вместе с океанической плитой придвинут океанический остров, подводное океаническое поднятие, древняя островная дуга, микроконтинент или континент, являющиеся по физическим свойствам «плавучими» структурами, начинается столкновение (коллизия) блоков земной коры. Исходя из возможной геометрии взаимодействия литосферных плит можно выделить четыре наиболее типовые обстановки коллизии, которые формируют различные конечные структуры: 1) коллизия морфоструктур океанической литосферы с континентом по принципу «фронтальной» субдукции; 2) коллизия морфоструктур океанической литосферы с континентом по принципу «косой» субдукции; 3) «фронтальная» коллизия крупных континентальных структур; 4) «косая» коллизия крупных континентальных структур. Во времени перечисленные типы взаимодействия плит могут сменять друг друга. Рассмотрим примеры наиболее распространенных коллизионных обстановок.

Коллизия океанических блоков при «фронтальной» и «косой» субдукции, когда к зоне погружения подходит небольшой по размерам блок, приводит к возвратным течениям вещества в аккреционном клине и затем к перескоку зоны субдукции на другую сторону придвинутого блока. Блок входит в состав аккреционного клина. Возвратные течения в аккреционном клине способствуют выводу к поверхности субдукционных меланжей с блоками высокобарических пород (эклогитов, голубых сланцев, жадеитов). Если блок достаточно велик (древняя островная дуга, микроконтинент, океаническая гора) или представлен континентом, то к поверхности могут быть выдавлены и крупные пластины субдукционных метаморфических пород, которые иногда формируют пояса протяженностью в несколько сотен километров (глаукофановые пояса Урала, Западного и Восточного Саяна, Горного Алтая).

Существенных структурных деформаций и метаморфических преобразований внутри континента «фронтальный» тип субдукции не вызывает. Происходит формирование линейного аккреционного пояса, который наращивает континент, и в нем можно без труда выявить всю последовательность морфоструктур конвергентной границы литосферных плит. В случае с коллизией по принципу «косой» субдукции также формируется линейный аккреционно-коллизионный пояс, но в результате сдвиговых перемещений нормальная латеральная последовательность будет нарушена, островные дуги, микроконтиненты и другие морфоструктуры переместятся на огромные расстояния вдоль границы с континентом и тектонически перемешаются друг с другом. В результате возникают сложные по строению аккреционно-коллизионные окраины континентов, состоящие из множества спаянных вместе чужеродных блоков (террейнов). К числу структур такого типа относятся мезозойско-кайнозойские орогены Северо-Американских Кордильер, Аляски, Альпийско-Гималайского пояса и северо-востока Азии.

Когда к зоне субдукции подходит континент, начинают сталкиваться уже сформированные аккреционно-коллизионные окраины двух континентов или аккреционно-коллизионная окраина одного континента с пассивной окраиной другого. Трудно ожидать, что континент будет представлен только консолидированным ядром и чехлом и не успеет «обрасти» окраинно-континентальными комплексами.

Исходя из этого, можно предположить, что только «фронтальная» коллизия континентов, в случае предшествующей «фронтальной» субдукции, может сформировать линейные аккреционно-коллизионные пояса, в которых можно будет провести палинспастические реконструкции, взяв за основу современные относительные положения геодинамических формаций.

В настоящее время установлено, что относительно молодые мезозойско-кайнозойские аккреционно-коллизионные пояса Земли образованы по типу «косой»

субдукции и сложены коллажем террейнов (Северо-Американские Кордильеры, Аляска и северо-восток Азии), а также «косой» субдукции, переходящей в «косую», а затем «фронтальную» коллизию континентальных масс (Альпийско-Гималайский пояс). Во всех случаях происходят колоссальные (многие тысячи километров) латеральные перемещения крупных литосферных плит относительно друг друга [Dewey et al., 1973; Dobretsov et al., 1996].

В первом случае «косой» субдукции в аккреционно-коллизиионной зоне собираются террейны, принадлежащие только океанической плите Палеопацифики, включающей офиолиты, океанические плато и симаунты, и в редком случае впаиваемые в нее микроконтиненты. Во втором случае после поглощения части океанической коры Индо-Австралийской плиты и формирования мезозойского аккреционно-коллизиионного пояса на краю Евразии с ним столкнулся Индийский континент, который за третичное время в результате «косой», а затем «фронтальной» коллизии создал мозаику микроплит Юго-Восточной Азии. Деформации в результате коллизии Индийско-Австралийского континента проникли на тысячи километров внутрь Азии и вблизи зоны столкновения привели к перемещению террейнов, захваченных движением континента, более чем на две тысячи километров. Во время «косой» коллизии внутри Евразийской плиты были сформированы многочисленные сдвиги северо-восточного простирания, а затем во время «фронтальной» коллизии и поддвигания Индийского континента под Евразийский континент возникли надвиги, складчатость и коллизиионные гранитогнейсовые комплексы [Dobretsov et al., 1996].

Концепция террейнов и собственно террейнология как метод регионального тектонического анализа орогенных поясов были разработаны в конце 70-х годов американскими геологами, в основном Д.Л. Джонсом, П. Кони и Дж. В. Монгером [Jones et al., 1983a, 1983b]. На основе данных по палеомагнетизму и распространению фауны ими впервые было отмечено, что значительная часть Аляски и Канадских Кордильер является «чужеродной» для Северо-Американского кратона и могла быть транспортирована на тысячи километров с юга. Позже появились палеомагнитные данные, свидетельствующие о кайнозойском крупномасштабном перемещении и быстром вращении больших участков земной коры внешней океанической окраины Кордильер. Американские геологи собрали, обобщили и проанализировали огромное количество данных по стратиграфии и палеонтологии, в частности по радиоляриям, и показали, что большая часть Кордильер, особенно их внешняя западная окраина, сложена тектоническими блоками размерами от десятков метров до десятков километров и что их исходное положение по отношению друг к другу и к Североамериканскому кратону трудно интерпретировать. Было выявлено, что многие блоки имеют явно океаническую природу и

состоят из фрагментов островных дуг, океанических поднятий и гор, подводных хребтов, привнесенных из Пацифики. Другие блоки представлены фрагментами древней континентальной коры, и они перемещались к северу вдоль континентальной окраины Северо-Американского континента.

В начале 80-х годов на основе детальных исследований было установлено, что фанерозойские орогенные пояса на Аляске и в Кордильерах Северной Америки представляют собой коллаж или мозаику ограниченных разломами блоков земной коры, получивших название террейнов [Jones et al., 1983a, 1983b]. Террейны являются фрагментами более крупных тектонических образований: кратонов, пассивных и активных континентальных окраин, фрагментами океанической коры (офиолитами, внутриокеанскими поднятиями и островами). В прошлом террейны находились на расстоянии в сотни и тысячи километров от мест их современного нахождения и, возможно, относительно друг друга и близлежащих континентов. Аккреционно-коллизиионные события, в результате которых формировались орогенные пояса, сопровождались крупными надвиговыми и сдвиговыми перемещениями вдоль конвергентных границ взаимодействующих континентальных плит. При этом взаимодействии происходило разделение на фрагменты ранее единых разнообразных и разновозрастных геодинамических образований и их совмещение в единую орогенную структуру. Стало очевидным, что тектоническому районированию и палеотектоническим реконструкциям складчатых поясов должна предшествовать большая и кропотливая работа по выделению террейнов, установлению их геодинамической природы, механизмов и этапов совмещения, которая сейчас определяется как террейновый анализ.

В 1989 г. в Королевском обществе Англии состоялся научный семинар «Аллохтонные террейны», который проводился с целью оценки десятилетнего развития этой концепции. На семинаре обсуждались вопросы настоящего, прошлого и будущего террейнологии и ее роли в понимании процессов, протекающих на границах плит, в частности эволюции складчатых поясов. Особое внимание было уделено механизмам тектоники, приводящим к образованию террейнов, и анализу геологической истории широкого спектра регионов для оценки террейновой методологии при изучении и обобщении тектоники различных регионов. Все эти вопросы в той или иной мере рассмотрены в дискуссионных статьях специального выпуска «Аллохтонные террейны» [Dewey et al., 1991].

Эволюция представлений о термине «террейн» и мобильности складчатых областей детально рассмотрена в статье [Şengör et al., 1978]. Ниже приведен краткий анализ становления террейновой концепции как основы тектонического районирования орогенных поясов. Главным, на наш взгляд, явилось взаимодействие понятийной базы «террейнологии» и методологии геодинамического анализа.

Долгое время обсуждалось [Şengör *et al.*, 1978], является ли «террейнология» новой концепцией или новым жаргоном для старых методов и идей, является ли термин «террейн» полезным в сравнении со структурными терминами: «покров», «сдвиговый дуплекс», «блок», «тектоническая пластина (чешуя)» и другими элементами. Слово «террейн», по мнению многих геологов, выбрано неудачно для обозначения тектонических объектов, потому что в геологической литературе оно долго использовалось как неформальный стратиграфический термин в написании не только как *terrane*, но и как *terrain*. В Оксфордском английском словаре 1989 г. и Вебстеровском третьем новом международном словаре английского языка 1966 г. предпочитают написание *terrane*, если термин используется в геологии.

До появления биостратиграфии, в конце XVIII – начале XIX в., террейном считали группу всех формаций с одним и тем же преобладающим типом пород, подразумевающим одновременное накопление в осадочном бассейне (нептуническое осадкообразование). Позже это определение изменилось вслед за изменениями во взглядах на нептунизм. Слово «террейн» часто используется как синоним слова «формация (свита)». В геологии континентов термин «террейн» постепенно стал обозначать стратиграфическую систему, но Первый международный геологический конгресс рекомендовал предпочтительное использование термина «система». С конца позапрошлого века и почти до сих пор термин «террейн» использовался в геологии в расплывчатом стратиграфическом смысле. В издании 1989 г. Оксфордского английского словаря дано такое определение террейна – «это название для связанной серии, группы или системы пород формаций, стратиграфическое подразделение». Вебстеровский словарь 1966 г. дает похожее определение: «террейн – это формация пород или группа формаций, или территория, или площадь, на которой преобладает определенный тип пород или группа пород».

Толковый словарь английских геологических терминов определяет террейн как устаревший термин, применявшийся к породе или группе пород и к географической области, где они выходят на поверхность: «террейн – это комплекс, массив, серия пластов, зона пород. Устаревший термин, использовавшийся для обозначения горных пород или групп пород, а также района их выхода. Термин используется в общем значении и не обязательно обозначает определенное геологическое подразделение или группу таких подразделений».

Таким образом, слово «террейн» использовалось и в географическом, и в стратиграфическом смысле. Так как более ранние версии термина «террейн», такие как формация, свита, система, в геологии остаются более актуальными, то, казалось бы, нет необходимости добавлять неясный тектонический смысл слова «террейн» к уже имеющимся также неясным географиче-

скому и стратиграфическому смыслу этого термина. Несомненно, что слова «блок» (воображаемый изометрический объект угловатой формы), «чешуя» (удлиненный объект с острыми концами) или «фрагмент» (это объект, отделившийся от более крупного куска) в тектонической терминологии более информативны, чем террейн, который просто обозначает некую непривязанную поверхность или обнажение, а вышеперечисленные термины не обременены никаким географическим или стратиграфическим подтекстом. В структурной геологии такие генетические термины, как покров, аллохтон растяжения, сдвиговый дуплекс, фрагмент, и такие негенетические, но достаточно информативные с точки зрения геометрии термины, как чешуя и блок, предпочтительнее, чем террейн.

После появления на свет теории литосферных плит стало ясно, что существуют две другие группы объектов, которые могут быть обозначены термином «террейн». Первая группа включает микроконтиненты, фрагменты островных дуг, морфоструктур океанического дна, совмещенные в аккреционно-коллизийные пояса, тогда как вторая группа представлена пачками пород, ограниченными разломами, которые образовались в результате деформации коллажа, состоящего из фрагментов пород первой группы. Интерпретируя Альпийскую горную систему с точки зрения тектоники плит, Д. Дьюи и др. [Dewey *et al.*, 1973] обосновали различия между этими двумя группами и положили начало их широкому использованию. Фактически фрагменты первичного орогенного коллажа, по Д. Дьюи, сейчас обнаружены во вторичном орогенном коллаже, включающем главные альпийские покровы [Şengör *et al.*, 1978]. В западной части Северо-Американских Кордильер Д. Уилсон также различал островные дуги, которые «столкнулись» с палеоокраиной западной части Северо-Американского континента, и их «фрагменты», образовавшиеся в зоне интенсивных дислокаций между Кордильерами Канады и США.

В теории литосферных плит складчатые пояса считаются результатом движения плит относительно друг друга. Плиты имеют сложную структуру и несут на себе континенты, микроконтиненты, океанические поднятия и острова, островные дуги. Применение теории тектоники плит при изучении складчатых поясов, без учета сложных процессов на границе литосферных плит, сильно упрощает реальную ситуацию. «... Эволюция плитной мозаики, несущей континенты и островные дуги, должна вызывать такую сложную деформацию толщ, что, учитывая сложности установления элементов относительного движения плит в прошлом, невозможно полностью понять ее с позиции тектоники плит» [Dewey *et al.*, 1973], поэтому совместно с геодинамическим анализом складчатых областей необходимо проводить их тектоническое районирование с позиций террейновой концепции.

По мнению А. Шенгера, К. Бурке и Д. Дьюи [Şengör *et al.*, 1978], невозможно рассмотреть все процессы и

последствия тектоники плит, вызывающие формирование разнообразия «террейнов», но можно их объединить в четыре главных группы, образованные в результате: а) рифтинга, б) сдвигообразования, в) субдукции и г) коллизии, хотя и в этом случае, по моему мнению, группа террейнов, образованная при сдвигах, также характерна и для субдукционных и коллизионных обстановок. Ниже приводится классификация террейнов, основанная на работе А. Шенгера и Д. Дьюи, с некоторыми уточнениями. Предлагается разделить террейнов на три группы по типу обстановок их ограничений: 1) рифтинговую; 2) коллизионную и 3) субдукционную, сформированных в результате, соответственно, раскола континентов, разрушения окраинно-континентальных образований и поглощения океанической литосферы.

1. Террейны, образованные в результате рифтинга. В результате рифтинга формируются террейны разной формы, которые откалываются от окраин крупных континентов или являются результатом полного раскола континентов. Первоначально они ограничены обычно сбросами. В конечном итоге все террейны, впаиваемые в океаническую литосферу, а также морфоструктуры океанической литосферы, «собираются» в складчатые зоны. Современные примеры рифтинговых террейнов: Ломоносовский хребет, Мадагаскар, Сейшельские острова, поднятие Лорд Хау, хребет Норфолк и побережье Ямато. В Альпийско-Гималайском складчатом поясе такие террейны хорошо известны и имеют размеры, варьирующиеся от необъятного Кимерийского континента, охватывающего значительную часть всего орогена, до небольших фрагментов Бриансонне в Альпах. К числу террейнов, образованных в результате рифтинга, в каледонидах Центральной Азии относятся Иссык-Кульский, Каратауский, Улутауский, Кокчетавский, Актау-Моинтинский, Тарбагатайский, Центрально-Тяньшаньский, Алтае-Монгольский, Тувино-Монгольский и др.

Рифтинговые террейны совместно с океанической литосферой вовлекаются в строение аккреционных зон и затем, после закрытия океанов, входят в состав внутриконтинентальных орогенных зон.

2. Террейны, образованные в результате коллизии. Сдвиговые процессы наиболее сильно проявляются во время коллизии крупных континентальных масс. Обычно они слагают тектонические чешуи во время образования регионального сдвига и последующего их разрушения поперечными разломами или через разделение (изоляция) сдвиговых дуплексов, реактивируя более древние параллельные и субпараллельные сегменты разломов.

Сдвиги в зонах коллизий континентальных массивов гораздо более разнообразные и сложные, чем те, которые локализованы в других тектонических обстановках, из-за того, что они воздействуют на большие площади континентальной литосферы. Можно выделить два основных класса сдвигов, генерируемых про-

цессами коллизии континентов: 1) сдвиги вдоль сутур и 2) сдвиги поперек коллидирующих масс, которые также могут пересекать сутуры.

Сдвиги первого класса могут развиваться в результате наклонной («косой») коллизии (например, вдоль юго-восточной окраины Азии). Правосторонняя «косая» субдукция Индо-Австралийской плиты под Евразийский континент в палеоцене–эоцене привела к коллизии Индийского континента с Евразией с формированием сдвиговых структур в ее окраинной части и перемещению террейнов с амплитудой более 1000 км [Dobretsov et al., 1996].

Сдвиги второго класса образуют внутриконтинентальные трансформные разломы или их менее глубокие внутрилитосферные аналоги. В результате олигоцен-голоценовой «фронтальной» коллизии Индостана с Евразией сдвиговые деформации и сопутствующие им надвиги и зоны растяжения сформировали современную горную систему Центральной Азии [Buslov et al., 2008; Dobretsov et al., 1996; De Grave et al., 2007].

По масштабности проявления сдвигов в коллизионных орогенах можно выделить также два класса: 1) сдвиги, образующиеся в результате закрытия небольших океанов и/или там, где коллизии предшествует конвергенция под крутым углом к ранее существовавшим континентальным окраинам; 2) сдвиги коллизионных орогенов, образованных при столкновении континентальных масс в результате закрытия крупных океанов типа океанов Палеотетис и Палеоазиатского, где субдукция до коллизии была ориентирована по-разному к коллидирующим континентальным окраинам. Сдвиги первого класса вызывают меньшее разрушение, чем сдвиги второго. Оба класса структур представлены в орогенах и охарактеризованы в том числе в Альпах, каледонидах и герценидах Центральной Азии.

В результате образуются покровно-складчатые сооружения, в которых принимают участие террейны, принадлежащие различным окраинам континентальных массивов. По мере утолщения коры сопряженное сдвигообразование начинает играть более важную роль и может вызывать значительное разрушение ранее существовавших структур с формированием локальных зон растяжения. В «горячей» литосфере зоны растяжения могут послужить каналами для проникновения магматических расплавов, а в «холодной» литосфере приводить к формированию осадочных бассейнов типа «пул-апарат» [Şengör et al., 1978].

3. Террейны, образованные в результате субдукции. Над зоной «фронтальной» субдукции в обстановке растяжения дуг могут образовываться различные плавающие структуры в результате либо «выталкивания» фрагментов ранее существовавшей континентальной окраины в виде мигрирующих энсиалических дуг (например, Японская дуга), либо формирования энсиалических дуг благодаря последовательным эпизодам открытия окраинного бассейна, как в случае системы Марианских-Филиппинских окраинных морей. В об-

становке компрессии дуг ограниченные разломами геологические объекты образуются благодаря крупномасштабному надвигообразованию, которое обычно имеет место в тылу дуг [Dewey *et al.*, 1973]. Масштабы смещений по надвигам, образованным в задуговой области дуг в условиях коллизии, несравнимы с таковыми вдоль сдвигов, параллельных побережью, действующих в преддуговой области.

В аккрегированных дугах крупные дизъюнктивы разделяют определенные пачки меланжа, которые отличаются от соседних пачек составом матрицы, возрастом, возрастом и составом обломков, структурной эволюцией и развитием метаморфизма. Такие разрывные нарушения могут быть результатом как надвигообразования, так и сдвигообразования с амплитудами в сотни и тысячи километров. Многие надвиги в субдукционно-аккреционных комплексах являются минисурами, т.е. маркирующими линиями, вдоль которых материал аккрегировался к основанию растущего клина.

Если к зоне субдукции подходит крупное океаническое поднятие или микроконтинент, то в этом случае основное постагрегационное разрушение будет обусловлено либо внутриклиновыми надвиговыми процессами, либо сдвигами, связанными с наклонной «косой» субдукцией. В случае с «фронтальной» субдукцией коллизия океанического поднятия может привести к восходящим течениям в аккреционном клине, формированию ретрошарьяжей и выводу к поверхности высокобарических пород, как это было зафиксировано для аккреционно-коллизийных структур, в частности для Курайской зоны Горного Алтая [Buslov, Watanabe, 1996; Buslov *et al.*, 2013]. В случае с «косой» субдукцией океаническое поднятие или серия поднятий может захватить часть аккреционного клина, совместно с ней переместиться относительно островной дуги на многие сотни и тысячи километров.

Если сдвиг развивается параллельно ранее существовавшей континентальной границе, то разлом, вдоль которого распространяется этот сдвиг, будет располагаться в сторону суши от границы океан-континент. Его точное положение зависит от изначального растяжения, эволюции магматизма и мощности осадочной призм на границе. Сдвиги, параллельные континентальной границе, могут откалывать тонкие пластины, которые способны мигрировать на тысячи километров от их первоначального положения, часто в виде частей других плит.

Сдвигообразование на островных дугах обычно локализуется либо вдоль осей активных вулканов [Dewey *et al.*, 1973], либо вдоль их преддуговых частей. Такие процессы чаще всего являются результатом наклонной конвергенции, посредством чего вектор конвергенции разделяется на фронтальную субдукцию и собственно сдвиги в аккреционном клине с формированием тектонических пластин. Перемещение вдоль островной дуги на тысячи километров может привести к ее распаду на

изометричные блоки, вращающиеся согласно развитию сдвига, и формированию вереницы блоков вдоль фронта субдукции.

Известно, что существует две основных причины сложной орогении: плитная кинематика и реология литосферы. Когда имеет место комбинация этих двух факторов, то, теоретически, результирующий спектр геологических процессов, генерирующих структуры орогенных поясов, так широк, что некоторые из предсказанных сложных структур до сих пор не были картированы в полевых исследованиях. К этому, вероятно, следует добавить еще один фактор – усложнение структуры за счет следующей орогении или даже нескольких орогенных этапов, как это произошло при формировании мозаично-блоковой структуры палеозойд Центральной Азии.

Объектами террейнового анализа кроме самих террейнов служат ограничивающие их шовные зоны, а также перекрывающие и сшивающие геологические комплексы. Разломы, ограничивающие террейны (шовные зоны, сутуры), могут иметь различную кинематику (сдвиги, надвиги, сбросы) и геологическое строение. Они представлены зонами катаклаза и милонитизации, в них часто локализуются меланжи, в том числе офиолитовые. Иногда шовные зоны маркируют продукты высокобарического метаморфизма – голубые сланцы и эклогиты. Перекрывающие и сшивающие образования формируются после аккреции или амальгамации террейнов и позволяют определить максимальный предел возраста этих процессов.

Перекрывающие образования представлены осадочными, вулканогенно-осадочными и осадочными породами, которые накапливались после амальгамации или аккреции террейнов и стратиграфически перекрывают два или более смежных террейнов или террейны и окраину кратона. К перекрывающим образованиям относятся чехлы древних или молодых платформ, молассы краевых и межгорных прогибов, флишевые толщи континентальных окраин и др.

Сшивающими служат интрузивные комплексы и ассоциирующие с ними метаморфические пояса, которые пронизывают смежные террейны и окраину кратона. Плутонические образования могут быть генетически связаны с перекрывающими вулканическими породами (например, гранитоиды мелового Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулканического пояса). К сшивающим образованиям относят также тектонические меланжи шовных зон.

В тектонической эволюции отдельных террейнов или их групп выделяются следующие основные события:

Аккреция – тектоническое приращение террейна или террейнов к континенту (кратону). Аккреция является кардинальным событием в тектонической эволюции террейна. Геологические образования, сформированные до аккреции, определяются как доаккреционные, а сформированные после аккреции – как поста-

креционные.

Амальгамация – тектоническое объединение двух или более террейнов в единую более крупную тектоническую единицу, до их приращения к кратону.

Время аккреции террейнов к кратону или амальгамации террейнов определяется возрастом перекрывающих соответственно постааккреционных и постамальгамационных образований или возрастом «сшивающих» их интрузивных образований. Постааккреционные и постамальгамационные образования, как и террейны, классифицируются на основе слагающих их геодинамических комплексов. Среди них различаются комплексы вулканических дуг (поясов), активных континентальных окраин, преддуговых прогибов, плитных образований и др. В результате наложенных деформаций ранее аккретированные и амальгамированные террейны расчленяются на отдельные части. Данное тектоническое разрушение называется дисперсией.

Дисперсия – тектоническое разрушение, расчленение на фрагменты ранее аккретированных или амальгамированных террейнов.

Дисперсия террейнов может осуществляться путем:

- расчленивания и трансляции по крупным сдвиговым зонам,
- рифтогенеза,
- расчленения террейна глубинными надвигами на серию пластин.

При террейновом анализе возникает необходимость выделять супертеррейны (композитные или составные террейны (континенты)) и субтеррейны.

Субтеррейнами называют обособленные части одного и того же террейна. Субтеррейны имеют одинаковую природу, но могут отличаться по составу, деформированности и другим структурно-вещественным особенностям, например отдельные тектонические пластины в террейне аккреционной призмы, отличающиеся по степени метаморфизма, блоки в субдукционном метаморфическом террейне, разобщенные фрагменты офиолитового разреза в палеоокеаническом террейне и т. д.

Супертеррейны (составные континенты) возникают, если в результате столкновения происходит амальгамация нескольких террейнов, и в дальнейшем они развиваются как единое целое. Возраст формирования супертеррейна определяется по сшивающим и перекрывающим образованиям, а также по палеомагнитным данным. Геодинамическая природа супертеррейна определяется по обстановке накопления перекрывающих образований.

Террейны классифицируются по геодинамической обстановке формирования, или, если она не определена, по составу. По геодинамическим условиям формирования террейнов выделяются следующие типы:

Кратонный террейн – фрагмент кратона, образованный раннедокембрийскими кристаллическими породами; может иметь маломощный позднедокембрийский и (или) фанерозойский чехол (группа террейнов

гондванского происхождения в структуре Центрально-Азиатского орогена).

Миогеоклиальный террейн – фрагмент миогеосинклинали (пассивной континентальной окраины). Такого типа террейны сформированы на утоненной континентальной коре (например, Алтае-Монгольский террейн, сложенный флишем континентального склона Гондваны).

Островодужный террейн – фрагмент островной вулканической дуги и, возможно, смежного с ней преддугового прогиба, образованный островодужными вулканогенными, вулканогенно-осадочными и интрузивными породами; могут присутствовать офиолиты различного типа (например, Алазейский и Хетачанский террейны на северо-востоке России, Ирунейский и Олюторско-Камчатский террейны на Камчатке).

Океанический террейн – фрагмент океанической коры, обдуцированный на континентальную кору или расположенный в зонах аккреционного клина или крупноамплитудного сдвига. В обдуцированной океанической коре обычно наиболее полно сохраняются офиолиты. В других обстановках офиолиты сохраняются благодаря ассоциации с фрагментами океанических поднятий и островов. К обдуцированным офиолитам относятся офиолиты Урала.

Террейн аккреционного клина типа А – фрагмент аккреционного клина, окраинно-континентальной или островной магматической дуги, сложенный преимущественно турбидитами с небольшим количеством океанических пород.

Террейн аккреционного клина типа Б – фрагмент аккреционного клина окраинно-континентальной или островной магматической дуги, сложенный преимущественно океаническими породами при подчиненном распространении турбидитов.

Флишевый террейн, или террейн турбидитового бассейна, сложен мощными толщами флиша (турбидитов), которые могут иметь различное, окончательно еще не выясненное происхождение; эти толщи могут представлять собой накопления континентального склона и его подножия, преддугового или тылового прогибов вулканической дуги.

Рифтовый террейн – фрагмент рифтовой зоны, образованный осадочными и магматическими породами с характерными признаками формирования в условиях внутриконтинентального рифтогенеза.

Кроме того, по особенностям истории и взаимоотношениям с соседними комплексами выделяются перемещенные, экзотические и мистические террейны.

Перемещенные (displaced), или аллохтонные (allochthonous), – террейны, для которых доказаны значительные перемещения.

Экзотическими (exotic) террейны называют, чтобы подчеркнуть их чужеродную природу по отношению к окружающим геологическим комплексам. Например, если во внешней зоне складчатой области, насыщенной микроконтинентами, отколовшимися от ближай-

шей континентальной окраины и имеющими почти идентичный чехол, встречается обломок континентальной коры резко отличного строения, то можно предположить, что этот микроконтинент откололся от одного из противоположных берегов океана.

Мистические (suspect). Этот термин употребляется, если первоначальное положение и происхождение террейна неясно.

Таким образом, при террейновом анализе каждый террейн рассматривается как один или несколько геодинамических комплексов или тектонических ассоциаций, определяемых как структурно-вещественные комплексы, сформированные в одной или нескольких геодинамических обстановках. Террейны причленяются к континенту (кратону), наращивают его и входят в состав аккреционно-коллизийного орогенного пояса. Некоторые террейны причленяются друг к другу, амальгамируются до их аккреции к континенту, образуя супертеррейны (или микроконтиненты). В состав супертеррейнов входят террейны различной геодинамической природы. С целью упрощения последующих палеотектонических реконструкций смежные террейны одинаковой природы и возраста объединяются в составной террейн. Террейны со сходной, но не идентичной геологической историей выделяются как субтеррейны.

Границами террейнов являются крупноамплитудные сдвиги, надвиги, реже сбросы. Если в строении крупных разломов участвуют офиолиты и высокобарические ассоциации, то они обычно выделяются как шовные зоны или сутуры, которые маркируют зоны коллизии (столкновения).

Выделяемые в орогенных поясах террейны характеризуются, прежде всего, стратиграфической последовательностью геологических комплексов, сформированных в определенной геодинамической обстановке (геодинамических комплексов), а также особенностями и временем проявления процессов деформации, метаморфизма и магматизма. Обычно такого типа структуры называют тектоностратиграфическим террейном – ограниченный разломами блок земной коры, который по своей геологической истории резко отличается от смежных с ним блоков (террейнов). Геодинамические обстановки меняются во времени и могут быть наложены друг на друга, что приводит к формированию сложных по строению и условиям формирования структур, получивших название «коллаж террейнов» орогенных поясов. Типичным примером структур такого типа является Центрально-Азитский складчатый пояс.

В том случае, когда складчатая область представлена коллажем разновозрастных террейнов, главной целью террейнового анализа является выделение разновозрастных и обширных по масштабам проявления геодинамических обстановок формирования коллажа террейнов: а) рифтинговых; б) коллизийных и в) субдукционных, сформированных в результате, соответ-

ственно, раскола континентов, разрушения окраинно-континентальных образований и поглощения океанической литосферы. При этом решаются следующие задачи [Parfenov et al., 1993a]:

- выделение террейнов; выделение образований, перекрывающих террейны (осадочных и осадочно-вулканогенных) и «сшивающих» террейны (магматических и метаморфических);
- определение и типизация (надвиг, сдвиг, сброс) границ террейнов; типизация террейнов, перекрывающих и «сшивающих» их образований на актуалистической основе (выделение среди них островодужных образований, комплексов аккреционного клина, активных и пассивных континентальных окраин, фрагментов океанической коры и т.п., магматических образований, связанных с процессами рифтогенеза, коллизии, субдукции и др.);
- выделение и типизация постааккреционных разломов, возникших после причленения террейнов к кратону и приводящих к разрушению, дисперсии террейнов;
- анализ палеобиогеографических и палеомагнитных данных, необходимых для суждения о происхождении террейнов.

К этим задачам следует добавить и U-Pb-датирование детритовых цирконов осадочных толщ из террейнов и перекрывающих образований. Этот метод позволяет не только уточнить нижнюю возрастную границу осадконакопления, но, что очень важно, провести корреляцию возрастных популяций цирконов и на этой основе определить принадлежность изученных объектов к тем или иным палеогеографическим провинциям и часто уточнить их геодинамическую природу. Благодаря развитию метода U-Pb-датирования детритовых цирконов этот подход уже частично реализован в статьях специального выпуска «Корреляция геологических процессов в центрально-азиатском складчатом поясе и на сибирской платформе» журнала «Геология и геофизика» [Buslov et al., 2013; Dobretsov et al., 2013; Gladkochub et al., 2013; Prokopiev et al., 2013].

Решение перечисленных задач позволяет охарактеризовать тектонику и геодинамику складчатых областей, расположенных как по обрамлению кратона, так и в зонах столкновения нескольких континентальных структур, на разных этапах их формирования.

Таким образом, под террейновым анализом в настоящее время понимается выделение тектонических блоков, отвечающих определению террейна, определение времени и способа их соединения и, если возможно, времени, места и условий их изначального формирования.

Метод террейнового анализа включает ряд исследований, выполняемых в определенной последовательности:

- 1) стратиграфический анализ,
- 2) составление карты террейнов,

- 3) определение природы граничных разломов,
- 4) установление и датирование времени приращения террейнов друг к другу, а также их континентальной аккреции,
- 5) определение времени образования единого для террейнов осадочного чехла,
- 6) анализ данных, по которым может быть оценена величина перемещения террейнов (палеомагнитных, палеобиогеографических и литологостратиграфических),
- 7) структурный анализ,
- 8) анализ истории метаморфизма и магматизма,
- 9) палеогеографические реконструкции,
- 10) анализ перемещения террейнов после континентальной аккреции в результате последующей тектонической переработки консолидированной континентальной земной коры,
- 11) тектонический анализ террейнов.

Особая сложность состоит в определении террейна как физического тела. Если рассматривать террейн как географическую единицу с определенной тектоно-стратиграфической ассоциацией, то каковы ее минимальные и максимальные размеры? Существует ли предельный масштаб, при котором термин «террейн» приобретает смысл: от мелких блоков в меланже до таких структурных единиц, как микроконтиненты? Хотя строгие ограничения по размеру не совсем уместны, так как различные масштабы геологических карт определяют возможность детализации и расчленения, термин «террейн» следует применять в тех случаях, когда в регионе можно выделить как минимум две геодинамические единицы, разделенные крупными разломами и образованные в различных палеогеографических провинциях с набором различных тектоно-стратиграфических характеристик. Смысл пользования террейнами наступает лишь тогда, когда производится геодинамический анализ региона и выявляются проблемы, связанные с невозможностью объединить все геодинамические комплексы в палеогеографическую последовательность. На картах крупного масштаба можно выделять, например, фрагмент островной дуги и тектоническую пластину с характеристиками океанического острова как разные террейны. На средне-масштабной карте, где будет показана островная дуга и аккреционная призма, отдельные тектонические пластины (террейны) с характеристиками океанических офиолитов, островов и поднятий будут характеризовать в целом бывшую обширную океаническую литосферу и содержать информацию об ее эволюции. На мелкомасштабных картах могут быть выделены несколько геодинамических комплексов с характеристиками террейнов. При этом важно определить «нетеррейновый» сегмент орогена, который мог бы быть использован как маркер для расшифровки террейновых ассоциаций, либо исчезающих, либо повторяющихся где-то еще по простиранию сдвиговых зон. При составлении геодинамических карт крупных регионов основными структурами будут являться континенты,

микроконтиненты, а также аккреционно-коллизийные зоны, сутурные и сдвиговые зоны, содержащие все многообразие террейнов, сформированных в результате субдукции, коллизии или рифтинга.

Террейновая концепция играет большую роль в современной геологической науке. Она необходима для того, чтобы выявить роль крупных надвиговых и сдвиговых перемещений, развивающихся параллельно линии орогена, и показать недостаточность разрезных корреляций для орогенов, развивающихся на окраинах океанов и, особенно, сформированных при закрытии океанов в результате «косой» коллизии континентов. Большинство орогенов состоит из коллажа террейнов континентальной и океанической природы, которые были амальгамированы в результате очень сложных процессов эволюции зон границ плит и затем разобцены и перемешаны по сдвигам в зонах столкновения континентов. Границы террейнов обычно представляют собой крупноамплитудные сдвиги и надвиги, по которым отсекаются и перемещаются ранее соединенные тектонические элементы. В связи с этим орогены океанических окраин обычно принимают сложный облик, в котором границы террейнов с большой амплитудой перемещений содержат разнообразные экзотические тектонические чешуи, а также характеризуются зонами милонитизации с признаками сдвиговых и надвиговых перемещений.

Террейновый анализ стал методом тектонического районирования орогенных поясов, который проводится на основе геологического картирования территории с применением детальных исследований (структурных, геохимических, геохронологических, палеомагнитных, палеобиогеографических и др.). Полученные результаты сравниваются с региональными и глобальными палеотектоническими реконструкциями на основе тектоники литосферных плит [Parfenov et al., 1993a, 1993b, 1996, 1998].

3. ТЕКТНИКА, ГЕОДИНАМИКА И ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА С ОКРУЖАЮЩИМИ КРАТОНАМИ

В большинстве работ последних лет складчатые сооружения Центральной Азии охарактеризованы как аккреционно-коллизийные структуры, сформированные из фрагментов коры Палеоазиатского океана, островных дуг и микроконтинентов. Исходя из аналогии строения современных континентальных окраин и мезозойско-кайнозойских складчатых областей, протягивающихся на многие тысячи километров, проводились попытки выделения маркирующих структурных единиц (островных дуг, офиолитовых сутур и высокобарических метаморфических поясов), которые позволили бы в мозаике блоков Центральной Азии оконтурить палеотектонические зоны, выявить этапы и соотно-

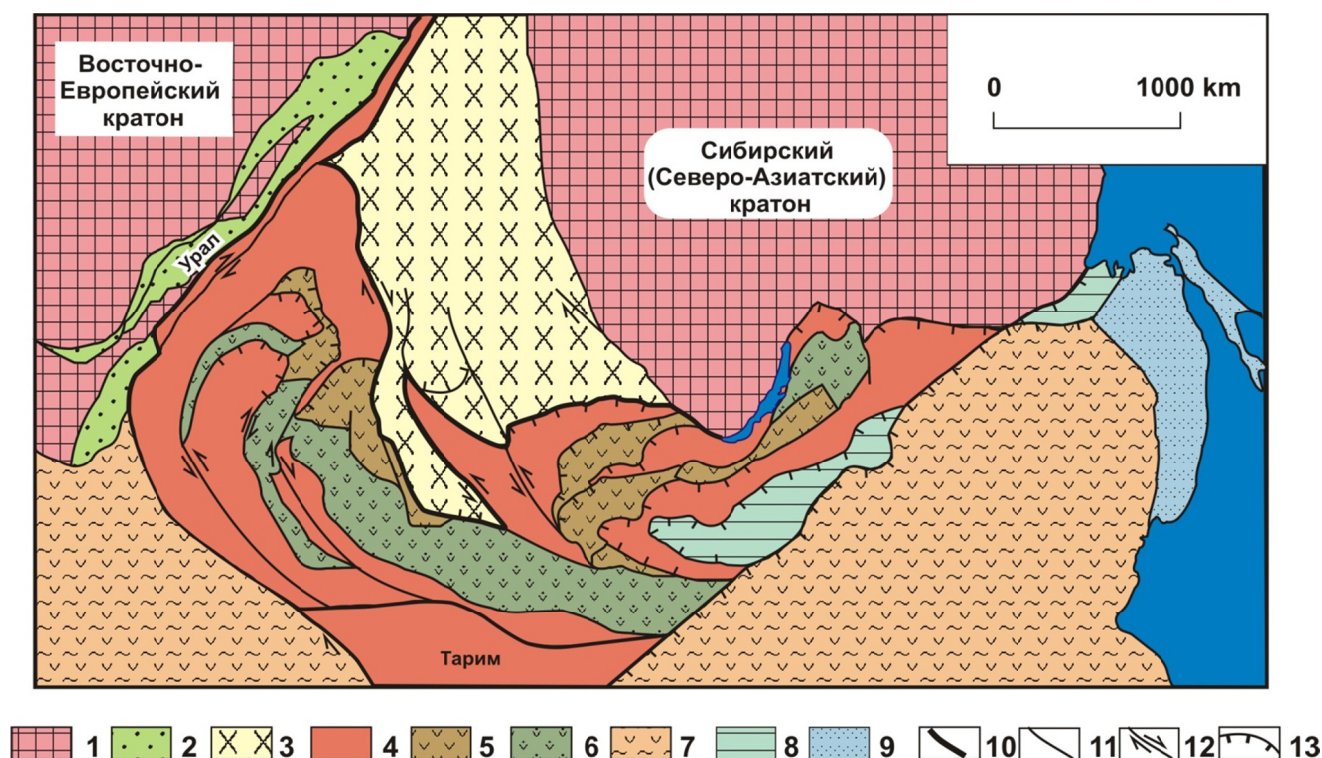


Рис. 2. Схема тектонического районирования Центрально-Азиатского складчатого пояса, по [Buslov, 2011].

1 – докембрийские кратоны; 2 – палеозойские образования пассивной окраины Восточно-Европейского кратона; 3 – венд-палеозойские окраинно-континентальные образования Сибирского (Северо-Азиатского) кратона; 4–7 – Казахстанско-Байкальский составной континент: 4 – аккреционно-коллизийные зоны с докембрийскими микроконтинентами гондванской группы, 5–6 – венд-раннекембрийская Казахстанско-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 Казахстанско-Байкальского составного континента; 11 – позднепалеозойские разломы нерасчлененные; 12 – позднепалеозойские и раннемезозойские сдвиги, стрелками показано направление смещений; 13 – позднепалеозойские и раннемезозойские надвиги.

Fig. 2. The tectonic zoning scheme of the Central Asian folded belt from [Buslov, 2011].

1 – Precambrian cratons; 2 – Paleozoic structures of the passive margin of the east European craton; 3 – Vend-Paleozoic continental margin structures of the Siberian (North Asian) craton; 4–7 – Kazakhstan-Baikal complex continent: 4 – accretion-collisional zone with Precambrian microcontinents of Gondwana group, 5–6 – Vend-Early Cambrian Kazakhstan-Tuva-Mongolia island arc: 5 – dominant magmatic rocks, 6 – accretion prisms and pre-arc troughs; 7 – Early Mesozoic accretion-collisional belt comprising microcontinents and continent of Gondwana origin; 8 – Early Mesozoic Mongolia-Okhotsk suture-shear zone; 9 – Early Mesozoic accretion-collisional belt; 10 – limits of Kazakhstan-Baikal complex continent; 11 – Late Paleozoic faults (non-segmented); 12 – Late Paleozoic and Early Mesozoic shear fault (arrows show displacement directions); 13 – Late Paleozoic and Early Mesozoic thrust faults.

шения формирования складчатых сооружений относительно друг друга и окружающих кратонов [Şengör et al., 1993; Dobretsov, 2003]. В связи с этим складчатых зоны Урала («уралиды»), Тянь-Шаня и Алтае-Саяна, расположенные вблизи кратонов, рассмотрены как их окраинно-континентальные геодинамические комплексы, тогда как складчатые зоны Казахстана («казахстаниды») оказались изолированными от пространственной привязки к перечисленным выше кратонам.

Согласно представлениям [Şengör et al., 1993; Windley et al., 2002, 2007], в истории Палеоазиатского океана существовала единая венд-палеозойская субдукционная зона, над которой по обрамлению Восточно-Европейского и Сибирского кратонов сформировались

дуги, соответственно, Кипчак и Тувинно-Монгольская. Ассоциирующие с ними докембрийские микроконтиненты рассмотрены как отколовшиеся при раскрытии задуговых бассейнов блоки континентальной коры кратонов. В течение палеозоя в результате дрейфа и вращения Сибирского и Восточно-Европейского континентов произошли деформации дуг, выраженные в формировании ороклинальных изгибов и крупноамплитудных сдвигов. Сложнодеформированная структура обозначена термином «алтаиды».

В работах [Dobretsov, Buslov, 2007; Buslov, 2011; Buslov et al., 2013] на основе обобщения вышеприведенных работ и новых данных в основе тектонического районирования Центральной Азии (рис. 2) выделя-

ются следующие основные структурные элементы:

1. Казахстанско-Байкальский составной континент (супертеррейн), фундамент которого сформирован в венде–кембрии в результате субдукции под юго-восточную окраину Сибирского континента (в современных координатах) океанической коры Палеоазиатского океана, включающей докембрийские микроконтиненты и террейны гондванской группы (Муйский, Тувино-Монгольский, Кокчетавский и др.). Субдукция и последующая коллизия микроконтинентов и террейнов с Казахстанско-Тувино-Монгольской островной дугой привела к широкому проявлению коллизионного метаморфизма и магматизма и в целом к консолидации земной коры и формированию фундамента составного континента («казахстанид»). В кембрии – раннем ордовике он был отделен от Сибирского континента Обь-Зайсанским океаническим бассейном, который на начальной стадии существовал, вероятно, как задуговой бассейн Казахстано-Тувино-Монгольской островной дуги.

Начиная с раннего ордовика составной континент смещался в западном направлении относительно Сибирского континента, разделяющий их океанический бассейн субдуцировал под Казахстанско-Байкальский континент в ордовике–девоне. Субдукция океанической коры и последующая коллизия Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов в конечном итоге привели к формированию Чарышско-Теректинско-Саянской сутурно-сдвиговой зоны. С юга в ордовике – карбоне составной континент наращивался активными окраинами, к которым аккретировали континентальные блоки Гондваны. В современной структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса Казахстанско-Байкальский составной континент представлен в восточной части Урала, западной части фундамента Западно-Сибирской плиты, на Тянь-Шане, Казахстане, в южной части Алтае-Саянской области, в Туве, Прибайкалье и Забайкалье, Монголии и северной части Китая. Отличительной чертой его структуры является наличие континентальных блоков Гондваны. От окраинно-континентальных комплексов западной части Сибирского континента составной континент отделен Чарышско-Теректинско-Саянской сутурно-сдвиговой зоной. В северо-западном направлении она интенсивно нарушена позднепалеозойскими сдвигами и скрыта под мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом Западно-Сибирского бассейна. В восточном направлении, в Байкальском и Забайкальском регионах, ее продолжение может быть представлено ордовикской Ольхонской сдвиговой зоной, реактивированной в среднем-позднем палеозое [Dobretsov, Buslov, 2007], в пределах которой расположены метавулканогенно-осадочные породы ольхонской серии, представляющие собой венд-кембрийскую океаническую кору [Zorin et al., 2009]. Граница Казахстанско-Байкальского составного континента с Восточно-Европейским проходит по Главному Уральскому разлому. Палеогеографические

особенности позднекарбонно-пермских угленосных бассейнов (Печорского, Карагандинского, Кузбасского) [Betekhtina, 1983] и палеомагнитные данные [Didenko et al., 1994] показывают, что начиная с позднего карбона Восточно-Европейский континент сместился на север на расстояние в несколько тысяч километров. Северный дрейф Восточно-Европейского континента и вращательные движения Сибирского континента привели к формированию крупноамплитудных сдвигов вдоль окраин континентов. Восточно-Европейский континент достиг современного положения к началу юры и окончательно спаялся с Северо-Азиатским континентом в это время [Buslov et al., 2003]. С юга Казахстанско-Байкальский составной континент в течение всего палеозоя наращивался континентальными блоками Гондваны, которые амальгамировали к нему и в мезозое.

2. Венд-палеозойские окраинно-континентальные комплексы Сибирского континента, состоящие из венд-кембрийской Кузнецко-Алтайской островной дуги, ордовикско-раннедевонской пассивной окраины и девонско-раннекарбонной активной окраины [Buslov et al., 2013; Dobretsov et al., 2005b]. В аккреционных клиньях островной дуги широко представлены террейны вендско-раннекембрийской океанической коры, состоящей из офиолитов и палеоокеанических поднятий (рис. 3). В окраинно-континентальных комплексах Сибирского континента отсутствуют континентальные блоки Гондваны, что предполагает их формирование на конвергентной границе другого океана, а не Палеоазиатского, вероятно Палеопацифики. В современной структуре они приурочены к западной окраине Сибирского континента и представлены в северной части Алтае-Саянской горной области, восточной и центральной частях фундамента Западно-Сибирской плиты.

3. Средне-позднепалеозойская Чарышско-Теректинско-Саянская сутурно-сдвиговая зона, разделяющая окраинно-континентальные комплексы Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов (рис. 4). В ее строении принимают участие фрагменты кембрийско-раннеордовикской океанической коры Обь-Зайсанского океанического бассейна, ордовикские голубые сланцы и кембро-ордовикские турбидиты [Buslov et al., 2003, 2004, 2013; Dobretsov, Buslov, 2007; Volkova, Sklyarov, 2007; Volkova et al., 2004, 2008]. Вдоль сутурной зоны происходило взаимодействие по сдвиговой составляющей Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов с закрытием океанического бассейна с востока на запад. В позднем девоне – раннем карбоне континенты амальгамировали и создали единый Северо-Азиатский континент.

4. Разновозрастные группы сдвиговых террейнов, представленные фрагментами ранне-среднепалеозойских окраинно-континентальных комплексов, оторванных из обрамления Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов (рис. 4). Террейны разделены

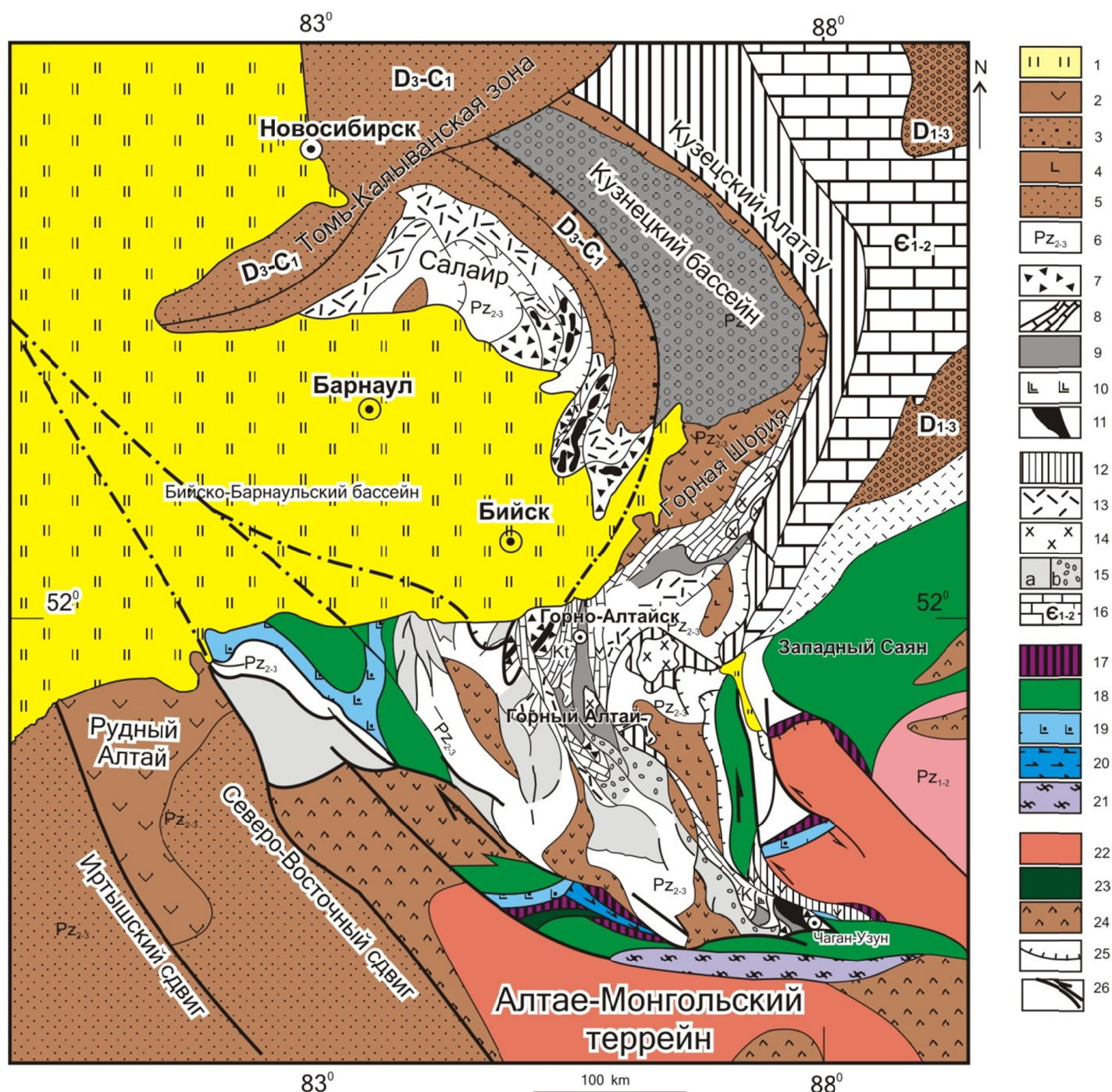


Рис. 3. Геолого-геодинамическая схема Горного Алтая и сопредельных территорий [Buslov et al., 2013].

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

Fig. 3. The scheme showing the geology and geodynamics of Gorny Altai and adjacent territories [Buslov et al., 2013].

1 – Cenozoic Biysk-Barnaul basin; 2–21 – continental margin complexes of the Siberian continent: 2–5 – Devon-Early Carbon active margin: 2 – magmatic arc, 3 – inter-arc basins, 4 – rhyolite-basalt complexes of back-arc basins, 5 – volcanogenic-sedimentary rocks of the back-arc basins; 6 – Ordovic-Early Devonian passive margin; 7–11 – Vend-Early Ordovician active margin: 7 – olistostrome, 8–11 – paleo-oceanic crust: 8 – carbonate rocks of the paleo-oceanic island's 'cap', 9 – volcanogenic-sedimentary rocks of the paleo-oceanic island, 10 – basalt-silicate rocks of the oceanic bottom, 11 – ultrabasites; 12–15 – Vend-early Ordovician Kuznetsk-Altai island arc: 12 – rocks of tholeiite-boninite series of the early stage of development, 13 – rocks of calc-alkaline series of the mature stage of development, 14 – Cambrian gabbroids, 15 – Middle Cambrian-early Ordovician Anuy-Cuya pre-arc trough: a – turbidites, b – olistostrome-conglomerate structures of the shoreline zone; 16 – Early-Middle Cambrian carbonate-terrigenous rocks of back-arc basins; 17–21 – Middle Paleozoic Charysh-Terekta-Ulagan suture-shear zone: 17 – Cambrian-early Ordovician ophiolites, 18 – Early-Late Paleozoic turbidites, 19 – Cambrian-Early Ordovician complexes of rocks of paleo-oceanic islands, 20 – Ordovician blue schists, 21 – Middle Paleozoic South Chuaya zonal metamorphic complex; 22–25 – rock complexes of the Kazakhstan-Baikal complex continent: 22 – Precambrian turbidites of the Altai-Mongolian terrain, 23 – Early Paleozoic Sugash island arc terrain, 24 – Devonian rocks of the active margin; 25 – Late Paleozoic thrust faults, 26 – Late Paleozoic shear faults.

позднепалеозойскими сдвиговыми и сдвигово-надвиговыми зонами. Они чаще всего завершают формирование сутурных зон или (и) развиваются субпараллельно офиолитовым сутурам.

Наиболее ярко проявлены сдвиговые и сдвиго-надвиговые структуры позднедевонско-раннекарбонового и позднекарбоново-пермского возраста, сформировавшие современный рисунок мозаично-блоковой структуры Центральной Азии [Buslov et al., 2003, 2004, 2009, 2013]. В результате позднепалеозойских сдвиговых перемещений Казахстанско-Байкальский составной континент был разделен на множество сдвиговых террейнов, венд-палеозойские структуры в которых осложнены надвигами и смяты в складки, в том числе крупные ороклинальные [Berzin, Dobretsov, 1993; Şengör et al., 1993, 1994; Berzin et al., 1994]. В Восточном Казахстане наиболее интенсивные позднекарбоново-пермские сдвиги разделили составной континент на два крупных коллажа сдвиговых террейнов: Казахстанский и Байкальский. Между ними сформирована линейная сдвиговая структура шириной более 500 км. Позднекарбоново-пермские сдвиговые и надвиговые структуры в Алтае-Саянской складчатой области осложняют средне-позднепалеозойскую Чарышско-Терктинско-Улаганско-Саянскую сутурно-сдвиговую структуру, завершающую этап коллизии Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов [Buslov, 2011; Buslov et al., 2013].

В результате коллизий окраины Сибирского и Восточно-Европейского континентов и весь Казахстанско-Байкальский составной континент разделились сдвигами и сопряженными надвигами на множество сдвиговых террейнов, внутри которых сохранились фрагменты структур различного возраста. Они характеризуют аккреционно-коллизионные орогены («алтаиды»), сформированные в обстановках активных окраин, и коллизионные орогены, образование которых происходило в сложных взаимодействиях между коллидирующими континентальными массами, обусловленных сменой направлений конвергенции вмещающих их тектонических плит.

В зоне фронтального столкновения Восточно-Европейского и Казахстанско-Байкальского континентов в

позднем карбоне–перми был сформирован Уральский аллохтонный ороген («уралиды»), тогда как на большей части Центрально-Азиатского складчатого пояса проявились сдвиговые деформации и ороклинальные складки. Восточно-Европейский кратон, совместно с залегающим на нем уральским орогеном, с востока ограничен крупноамплитудной зоной сдвигов от основной части Казахстанско-Байкальского континента. По обрамлению Восточно-Европейского континента проявлена Троицкая система разломов, вдоль которой фиксируются крупные сдвиговые деформации [Puchkov, 2000]. Крупные сдвиги на Урале возникли в поздней перми – раннем триасе и деформируют палеозойскую покровно-складчатую структуру уральского орогена, как это показано на примере Магнитогорской зоны [Saveliev et al., 1998].

По распространению неморских двустворок в Печерском, Карагандинском и Кендырлыкском бассейнах [Betekhtina, 1983] и с учетом их современного расположения можно предположить, что начиная с позднего карбона, после закрытия Уральского океана, Восточно-Европейский континент сместился на север на расстояние более 2 тыс. км, тогда как Сибирский континент в это время вращался по часовой стрелке, не меняя своего положения по широте [Didenko et al., 1994]. Сдвиговая кинематика взаимодействия крупных континентальных масс привела к крупноамплитудным правосторонним смещениям «уралид» на север от первичного положения в составе юго-западной части «казахстанид».

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Террейновый анализ структуры Центрально-Азиатского складчатого пояса позволяет утверждать, что в нем тектонически совмещены окраинно-континентальные комплексы пород, сформированные при эволюции двух крупнейших океанических плит. Одна из них, плита Палеоазиатского океана, аналог современного Индо-Атлантического сегмента Земли, характеризуется наличием континентальных блоков в составе океанической коры и формированием океанических

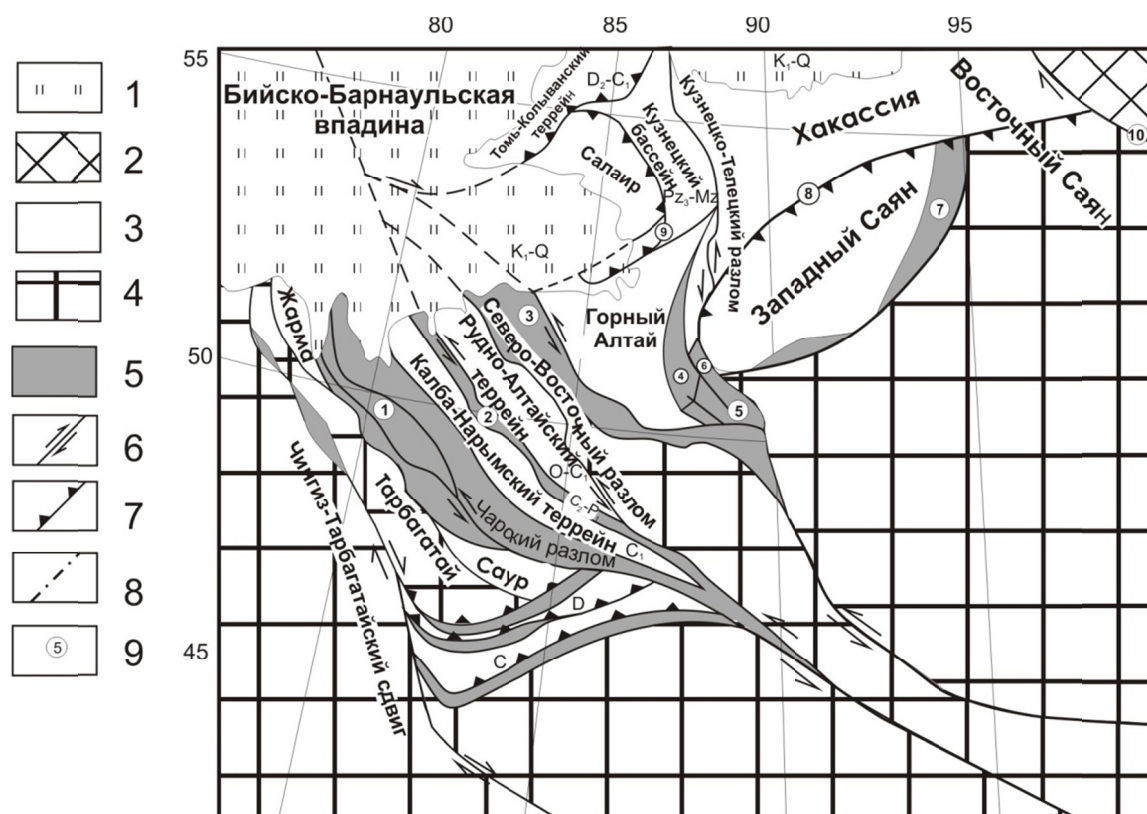


Рис. 4. Схема позднепалеозойской сдвигово-надвиговой террейновой структуры Восточно-Казахстанской и Алтае-Саянской областей [Buslov et al., 2013].

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 – Чарышско-Теректинская, 4 – Курайская, 5 – Телецкая, 6 – Улаганская, 7 – Куртушибинская, 8 – Северо-Саянская, 9 – Каимская, 10 – Барлик-Хонгулен-Хебукесайская, 11 – Майлская, 12 – Тангбалэ).

Fig. 4. The scheme of Late Paleozoic shear-thrust terrain structure of the Eastern Kazakhstan and Altai-Sayan regions [Buslov et al., 2013].

1 – Cenozoic basins; 2 – Siberian craton; 3 – shear-type terrains separated from the Siberian continent; 4 – Kazakhstan-Baikal complex continent, 5 – shear zones; 6 – directions of displacements along shear faults; 7 – dip directions of thrust faults; 8 – assumed positions of faults; 9 – numbers of fault zones: 1 – Chara, 2 – Irtysh, 3 – Charysh-Terekta, 4 – Kuray, 5 – Teletsk, 6 – Ulagan, 7 – Kurtubishiba, 8 – Northern Sayan, 9 – Kaim, 10 – Barlik-Khongulen-Khebukesayr, 11 – Mayl, 12 – Tangbalee.

бассейнов в результате деструкции Родинии и Гондваны. В результате ее эволюции происходили процессы распада суперконтинентов и повторное объединение блоков в составе Казахстанско-Байкальского континента. Фундамент Казахстанско-Байкальского континента сформирован в венде-кембрии в результате субдукции под юго-восточную окраину Сибирского континента (в современных координатах) океанической коры Палеоазиатского океана, включающей докембрийские микроконтиненты и террейны гондванской группы. Субдукция и последующая коллизия микроконтинентов и террейнов с Казахстанско-Тувинско-Монгольской островной дугой привели к консолидации земной коры и формированию составного континента.

Другая плита, Палеопацифики, аналог современно-го Тихоокеанского сегмента Земли, характеризуется длительной тектономагматической эволюцией без уча-

стия континентальной коры и сложными процессами формирования материковых окраин. В результате ее эволюции созданы венд-палеозойские окраинно-континентальные комплексы западной части Сибирского континента, состоящие из венд-кембрийской Кузнецко-Алтайской островной дуги, комплексов пород ордовикско-раннедевонской пассивной окраины и девонско-раннекарбоновой активной окраины. В аккреционных клиньях Кузнецко-Алтайской островной дуги широко представлены только фрагменты вендско-раннекембрийской океанической коры, состоящей из офиолитов и палеоокеанических поднятий.

Позднепалеозойские крупноамплитудные сдвиги, связанные с коллизией Восточно-Европейского, Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов, во многом нарушили первичные соотношения их окраин, современным аналогом которых является зона

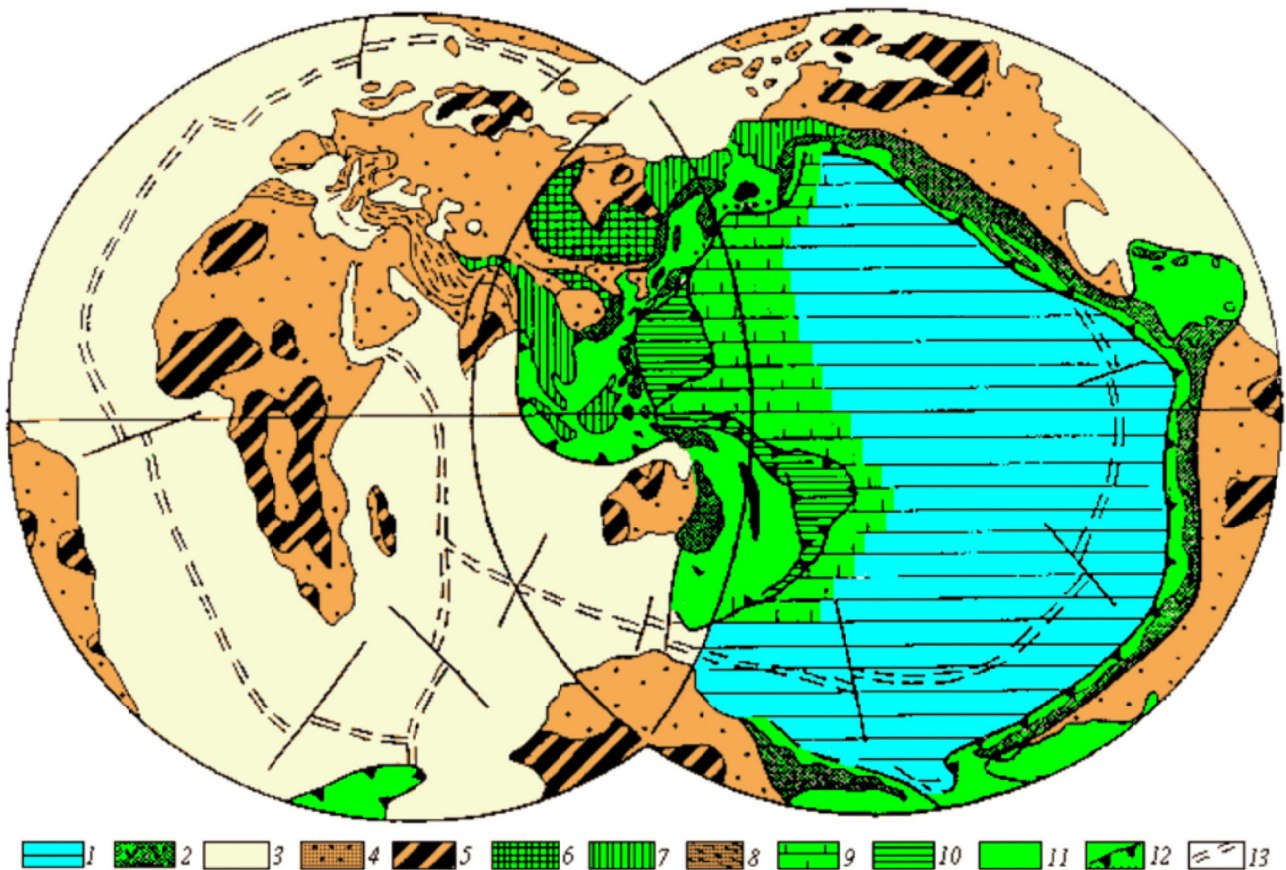


Рис. 5. Схема размещения тектонических сегментов в современной структуре Земли [Mossakovsky et al., 1998].

Тихоокеанский сегмент: 1 – ложе Тихого океана, 2 – Pz и Mz аккреционные системы Тихоокеанского тектонического пояса; Индо-Атлантический сегмент: 3 – океанические бассейны, 4 – континенты, в т. ч. 5 – выступы AR-PR комплексов, 6 – Pz и 7 – Mz мозаичные аккреционные сооружения, 8 – Альпийско-Гималайский складчатый пояс; современные микроплитные системы: 9 – Алеутско-Меланезийская, 10 – Филиппинско-Тонгская, 11 – Индонезийско-Тасманская (черным цветом показаны бассейны с океанической корой); 12 – сейсмофокальные зоны; 13 – мировая рифтовая система.

Fig. 5. Locations of tectonic segments in the current structure of Earth [Mossakovsky et al., 1998].

Pacific segment: 1 – Pacific ocean's bed, 2 – Pz and Mz accretion systems of the Pacific Ocean tectonic belt; Indo-Atlantic segment: 3 – oceanic basins, 4 – continents, including 5 – wedges of AR-PR complexes, 6 – Pz and 7 – Mz mosaic-type accretion structures, 8 – Alpine-Himalayan folded belt; current micro-plate systems: 9 – Aleutian-Melanesian, 10 – Philippine-Tonga, 11 – Indonesian-Tasmanian (basins with oceanic crust are coloured in black); 12 – seismic foci zones; 13 – global rift system.

сочленения Юго-Восточной Азии с Австралией, где происходит взаимодействие Индо-Австралийской и Тихоокеанской плит.

Таким образом, главная асимметрия в структуре Земли, выраженная в формировании Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов [Pushcharovsky, 1997;

Mossakovsky et al., 1998], зародилась в позднем докембрии и представлена в структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса. Современным аналогом Центрально-Азиатского складчатого пояса является юго-восточная окраина Азии, выраженная зоной сочленения Индо-Австралийской и Тихоокеанской плит.

5. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Belichenko V.G., Sklyarov E.V., Dobretsov N.L., Tomurtogoo O., 1994. The geodynamic map of the Paleo-Asian Ocean. The eastern segment. *Geologiya i geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 35 (7–8), 29–40 (in Russian) [Беличенко В.Г., Скляров Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртоого О. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // *Геология и геофизика*. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 29–40].
- Berzin N.A., Dobretsov N.L., 1993. Geodynamic evolution of Southern Siberia in Late Precambrian-Early Paleozoic time. In: *Reconstruction of the Paleoasian Ocean*. VSP Intern. Sci. Publishers, Netherlands, p. 45–62.

- Berzin N.A., Kolman R.G., Dobretsov N.L., Zonenshain L.P., Syao Syuchan, Chang E.Z., 1994. The geodynamic map of the eastern segment of the Paleo-Asian Ocean // *Russian Geology and Geophysics* 35 (7–8), 8–28 (in Russian) [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].
- Betekhtina O.A., 1983. The paleobiogeography of non-marine anisomyaria in Late Paleozoic. In: *Environment and Life in Geological Past. Paleobiogeography and Paleocology*. Nauka, Novosibirsk, p. 98–107 (in Russian) [Бетехтина О.А. Палеобиогеография неморских двустворок в позднем палеозое // *Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеобиогеография и палеоэкология*. Новосибирск: Наука, 1983. С. 98–107].
- Buslov M.M., 2011. Tectonics and geodynamics of the Central Asian fold belt: the role of Late Paleozoic large-amplitude strike-slip faults. *Russian Geology and Geophysics* 52 (1), 52–71. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2010.12.005>.
- Buslov M.M., Fujiwara Y., Safonova I.Yu., Okada Sh., Semakov N.N., 2000. The junction zone of the Gorny Altai and Rudny Altai terrains: structure and evolution. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 41 (3), 383–397.
- Buslov M.M., Geng H., Travin A.V., Otgonbaatar D., Kulikova A.V., Ming C., Stijn G., Semakov N.N., Rubanova E.S., Abildaeva M.A., Voitishchek E.E., Trofimova D.A., 2013. Tectonics and geodynamics of Gorny Altai and adjacent structures of the Altai–Sayan folded area. *Russian Geology and Geophysics* 54 (10), 1250–1271. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2013.09.009>.
- Buslov M.M., Kokh D.A., De Grave J., 2008. Mesozoic-Cenozoic tectonics and geodynamics of Altai, Tien Shan, and Northern Kazakhstan, from apatite fission-track data. *Russian Geology and Geophysics* 49 (9), 648–654. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2008.01.006>.
- Buslov M.M., Ryabinin A.B., Zhimulev F.I., Travin A.V., 2009. Manifestations of the Late Carboniferous and Early Permian stages of formation of nappe-fold structures in the southern framework of the Siberian platform (East Sayany, South Siberia). *Doklady Earth Sciences* 428 (1), 1105–1108. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X09070149>.
- Buslov M.M., Watanabe T., 1996. Intrasubduction collision and its role in the evolution of an accretionary wedge: the Kurai zone of Gorny Altai, Central Asia. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 37 (1), 82–93 (in Russian) [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].
- Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y., Iwata K., Smirnova L.V., Safonova I.Yu., Semakov N.N., Kiryanova A.P., 2004. Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: tectonic pattern and model of formation. *Journal of Asian Earth Sciences* 23 (5), 655–671. [http://dx.doi.org/10.1016/S1367-9120\(03\)00131-7](http://dx.doi.org/10.1016/S1367-9120(03)00131-7).
- Buslov M.M., Watanabe T., Smirnova L.V., Fujiwara I., Iwata K., de Grave J., Semakov N.N., Travin A.V., Kir'yanova A.P., Kokh D.A., 2003. Role of strike-slip faulting in Late Paleozoic-Early Mesozoic tectonics and geodynamics of the Altai-Sayan and East Kazakhstan regions. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 44 (1–2), 49–75.
- De Grave J., Buslov M.M., van den Haute P., 2007. Distant effects of India–Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology. *Journal of Asian Earth Sciences* 29 (2–3), 188–204. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2006.03.001>.
- Dewey J.F., Gass I.G., Curry G.B., Harris N.B.W., Sengor A.M.C. (Eds.), 1991. *Allochthonous Terranes* (Royal Society Discussion Volume). Cambridge University Press, Cambridge, 209 p.
- Dewey J.F., Pitman W.C., Ryan W.B.F., Bonnin J., 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine System. *Geological Society of America Bulletin* 84 (10), 3137–3180. [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1973\)84<3137:PTATEO>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1973)84<3137:PTATEO>2.0.CO;2).
- Didenko A.N., Mossakovsky A.A., Pechersky D.M., Ruzhentsev S.V., Samygin S.G., Kheraskova T.N., 1994. Geodynamics of Paleozoic Oceans of Central Asia. *Geologiya i geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 35 (7–8), 59–75 (in Russian) [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].
- Dobretsov N.L. (Ed.), 1988. *Geology and Metamorphism of the Eastern Sayan*. Nauka, Siberian Branch, Novosibirsk, 192 p. (in Russian) [Геология и метаморфизм Восточного Саяна / Под ред. Н.Л. Добрецова. Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1988. 192 с.].
- Dobretsov N.L., 2003. Evolution of the structures of Urals, Kazakhstan, Tien Shan, and Altai-Sayan region within the Ural-Mongolian fold belt. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 44 (1–2), 5–27.
- Dobretsov N.L., Buslov M.M., 2007. Late Cambrian-Ordovician tectonics and geodynamics of Central Asia. *Russian Geology and Geophysics* 48 (1), 71–82. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2006.12.006>.
- Dobretsov N.L., Buslov M.M., 2011. Problems of geodynamics, tectonics, and metallogeny of orogens. *Russian Geology and Geophysics* 52 (12), 1505–1515. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2011.11.012>.
- Dobretsov N.L., Buslov M.M., De Grave J., Sklyarov E.V., 2013. Interplay of magmatism, sedimentation, and collision processes in the Siberian craton and the flanking orogens. *Russian Geology and Geophysics* 54 (10), 1135–1149. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2013.09.001>.
- Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D., 1996. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plume. *International Geology Review* 38 (5), 430–466. <http://dx.doi.org/10.1080/00206819709465345>.

- Dobretsov N.L., Buslov M.M., Safonova I.Y., Kokh D.A., 2004. Fragments of oceanic islands in the Kurai and Katur' accretionary wedges of Gorny Altai. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 45 (12), 1381–1403.
- Dobretsov N.L., Buslov M.M., Uchio Yu., 2004. 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. *Journal of Asian Earth Sciences* 23 (5), 673–690. [http://dx.doi.org/10.1016/S1367-9120\(03\)00132-9](http://dx.doi.org/10.1016/S1367-9120(03)00132-9).
- Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovskiy V.A., 2003. Neoproterozoic to Early Ordovician evolution of the Paleo-Asian Ocean: implications to the breakup of Rodinia. *Gondwana Research* 6 (2), 143–159. [http://dx.doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70966-7](http://dx.doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70966-7).
- Dobretsov N.L., Buslov M.M., Zhimulev F.I., 2005a. Cambrian-Ordovician tectonic evolution of the Kokchetav metamorphic belt, northern Kazakhstan. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 46 (8), 785–795.
- Dobretsov N.L., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Travin A.V., Zayachkovskiy A.A., 2006. Vendian-Early Ordovician geodynamic evolution and model for exhumation of ultrahigh-and high-pressure rocks from the Kokchetav subduction-collision zone (northern Kazakhstan). *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 47 (4), 424–440.
- Dobretsov N.L., Simonov V.A., Buslov M.M., Kotlyarov A.V., 2005b. Magmatism and geodynamics of the Paleoeasian ocean at the Vendian–Cambrian stage of its evolution. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 46 (9), 933–951.
- Fedorovskiy V.S., Dobrzhenskaya L.F., Molchanova T.V., Likhachev A.B., 1993. The new type of melange (Baikal, Olkhon region). *Geotektonika (Geotectonics)* (4), 30–45 (in Russian) [Федоровский В.С., Добржженская Л.Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.Б. Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион) // Геотектоника. 1993. № 4. С. 30–45].
- Fedorovskiy V.S., Vladimirov A.G., Khain E.V., Kargopolov S.A., Gibsher A.S., Izokh A.E., 1995. Tectonics, metamorphism and magmatism of Caledonian collisional zones in Central Asia. *Geotektonika (Geotectonics)* (3), 3–22 (in Russian) [Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибишер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм каледонских коллизионных зон Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22].
- Gladkochub D.P., Stanevich A.M., Mazukabzov A.M., Donskaya T.V., Pisarevskiy S.A., Nicoll G., Motova Z.L., Kornilova T.A., 2013. Early evolution of the Paleoeasian ocean: LA-ICP-MS dating of detrital zircon from Late Precambrian sequences of the southern margin of the Siberian craton. *Russian Geology and Geophysics* 54 (10), 1150–1163. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2013.09.002>.
- Iwata K., Sennikov N.V., Buslov M.M., Obut O.T., Shokalskii S.P., Kuznetsov S.A., Ermikov V.D., 1997. Latter Cambrian – Early Ordovician age of the Zasuria basalt-siliceous-terrigenous formation (Northwestern Gorny Altai). *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 38 (9), 1427–1444.
- Jones D.L., Howell D.G., Coney P.J., Monger J.W.H., 1983a. Recognition, character, and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America. In: M. Hashimoto, S. Uyeda (Eds.), *Accretion tectonics in the Circum-Pacific Regions*. Terrapub, Tokyo, p. 21–35.
- Jones D.L., Howell D.G., Coney P.J., Monger J.W.H., 1983b. Recognition, character, and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America. *Journal of Geological Education* 31 (4), 295–303.
- Khain V.E., Lomize M.G., 1995. *Geotectonics and Fundamentals of Geodynamics*. Moscow State Univ., Moscow, 480 p. (in Russian) [Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.].
- Korobkin V.V., Buslov M.M., 2011. Tectonics and geodynamics of the western Central Asian Fold Belt (Kazakhstan Paleozooids). *Russian Geology and Geophysics* 52 (12), 1600–1618. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2011.11.011>.
- Kuzmichev A.B., 2004. The Tectonic History of the Tuva-Mongolia Massif: Early Baikalian, Late Baikalian and Early Caledonian Stages. Probel-2000, Moscow, 192 p. (in Russian) [Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004. 192 с.].
- Mossakovskiy A.A., Pushcharovskiy Yu.M., Ruzhentsev S.V., 1998. The Earth's major structural asymmetry. *Geotectonics* 32 (5), 339–353.
- Mossakovskiy A.A., Ruzhentsev S.V., Samygin S.G., Kheraskova T.N., 1993. The Central Asian folded belt: its geodynamic evolution and history. *Geotektonika (Geotectonics)* (6), 3–33 (in Russian) [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].
- Parfenov L.M., Bulgatov A.N., Gordienko I.V., 1996. Terrains and the formation of orogenic belts in Transbaikalie. *Tikhookeanskaya Geologiya (Russian Journal of Pacific Geology)* (4), 3–15 (in Russian) [Парфенов Л.М., Булгаков А.Н., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология. 1996. № 4. С. 3–15].
- Parfenov L.M., Natapov L.M., Sokolov S.D., Tsukanov N.V., 1993a. Terrains and accretional tectonics of North-Eastern Asia. *Geotektonika (Geotectonics)* (1), 68–78 (in Russian) [Парфенов Л.М., Напатов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника северо-востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78].
- Parfenov L.M., Natapov L.M., Sokolov S.D., Tsukanov N.V., 1993b. Terrane analysis and accretion in northeast Asia. *The Island Arc* 2 (1), 35–54. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1440-1738.1993.tb00073.x>.
- Parfenov L.M., Nokleberg U.G., Khanchuk A.I., 1998. Principles of data consolidation and main divisions of the legend of the geodynamic map of Northern and Central Asia, the southern regions of the Russian Far East, Korea and Japan.

- Tikhookeanskaya Geologiya (Russian Journal of Pacific Geology)* 17 (3), 3–13 (in Russian) [Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Ханчук А.И. Принципы составления и главные подразделения легенды геодинамической карты Северной и Центральной Азии, юга российского Дальнего Востока, Кореи и Японии // *Тихоокеанская геология*. 1998. Т. 17. № 3. С. 3–13].
- Prokopyev A.V., Ershova V.B., Miller E.L., Khudoley A.K., 2013. Early Carboniferous paleogeography of the northern Verkhoyansk passive margin as derived from U–Pb dating of detrital zircons: role of erosion products of the Central Asian and Taimyr–Severnaya Zemlya fold belts. *Russian Geology and Geophysics* 54 (10), 1195–1204. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2013.09.005>.
- Puchkov V.N., 2000. Paleogeodynamics of Southern and Middle Urals. UFA Dauria, Ufa, 146 p. (in Russian) [Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.].
- Pushcharovsky Yu.M., 1997. The major tectonic asymmetry of Earth: Pacific Ocean and Indo-Atlantic segments and their relationships. In: *Tectonic and Geodynamic Phenomena*. Nauka, Moscow, p. 8–24 (in Russian) [Пушчаровский Ю.М. Главная тектоническая асимметрия Земли: Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты и взаимоотношения между ними // *Тектонические и геодинамические феномены*. М.: Наука, 1997. С. 8–24].
- Safonova I.Yu., Buslov M.M., Kokh D.A., 2004. Oceanic crust fragments of the Paleo-Asian Ocean in Gorny Altai and Eastern Kazakhstan: geochemistry and structural positions. *Litosfera (Lithosphere)* (3), 84–96 (in Russian) [Сафонова И.Ю., Буслов М.М., Кох Д.А. Фрагменты океанической коры Палеоазиатского океана в Горном Алтае и Восточном Казахстане: геохимия и структурное положение // *Литосфера*. 2004. № 3. С. 84–96].
- Saveliev A.A., Astrakhansev O.V., Knipper A.L., Sharaskin A.Ya., Savelieva G.N., 1998. Structure and deformation phases of the Northern Terminus of the Magnitogorsk Zone, Urals. *Geotectonics* 32 (3), 201–212.
- Sengör A.M.C., Burke K.C.A., Dewey J.F., 1978. Rifts at high angles to orogenic belts: tests for their origin and the Upper Rhine Graben as an example. *American Journal of Sciences* 278 (1), 24–40. <http://dx.doi.org/10.2475/ajs.278.1.24>.
- Sengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S., 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia. *Nature* 364 (6435), 299–307. <http://dx.doi.org/10.1038/364299a0>.
- Sengör A.M.G., Natal'in B.A., Burtman V.S., 1994. The tectonic evolution of Altaides. *Geologiya i geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 35 (7–8), 41–58 (in Russian) [Шенгер А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С. Тектоническая эволюция Алтаид // *Геология и геофизика*. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 41–58].
- Simonov V.A., Dobretsov N.L., Buslov M.M., 1994. Boninite series in structures of the Paleoasian Ocean // *Geology and Geophysics* 35 (7–8), 82–199 (in Russian) [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].
- Sklyarov E.V., Fedorovskii V.S., Gladkochub D.P., Vladimirov A.G., 2001. Synmetamorphic basic dikes as indicators of collision structure collapse in the Western Baikal region. *Doklady Earth Sciences* 381 (9), 1028–1033.
- Vladimirov A.G., Kruk N.N., Vladimirov V.G., Gibsher A.S., Rudnev S.N., 2000. Synkinematic granites and collision-shear deformations in Western Sangilen (Southeastern Tuva). *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 41 (3), 398–413.
- Volkova N.I., Sklyarov E.V., 2007. High-pressure complexes of Central Asian Fold Belt: geologic setting, geochemistry, and geodynamic implications. *Russian Geology and Geophysics* 48 (1), 83–90. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2006.12.008>.
- Volkova N.I., Stupakov S.I., Simonov V.A., Tikunov Yu.V., 2004. Petrology of metabasites from the Terekta Complex as a constituent of ancient accretionary prism of Gorny Altai. *Journal of Asian Earth Sciences* 23 (5), 705–713. [http://dx.doi.org/10.1016/S1367-9120\(03\)00127-5](http://dx.doi.org/10.1016/S1367-9120(03)00127-5).
- Volkova N.I., Stupakov S.I., Tret'yakov G.A., Simonov V.A., Travin A.V., Yudin D.S., 2005. Blueschists from the Uimon Zone as evidence for Ordovician accretionary-collisional events in Gorny Altai. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 46 (4), 367–382.
- Volkova N.I., Tarasova E.N., Polyanskii N.V., Vladimirov A.G., Khomyakov V.D., 2008. High-pressure rocks in the serpentinite mélange of the Chara Zone, Eastern Kazakhstan: geochemistry, petrology and age. *Geochemistry International* 46 (4), 422–437. <http://dx.doi.org/10.1134/S0016702908040071>.
- Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W.J., Kröner A., Badarch G., 2007. Tectonic models for accretion of the Central Asian orogenic belt. *Journal of the Geological Society, London* 164 (1), 31–47. <http://dx.doi.org/10.1144/0016-76492006-022>.
- Windley B.F., Kröner A., Guo J., Qu G., Li Y., Zhang C., 2002. Neoproterozoic to Paleozoic geology of the Altai orogen, NW China: new zircon age data and tectonic evolution. *The Journal of geology* 110 (6), 719–737.
- Zonenshain L.P., Kuz'min M.I., 1993. Paleogeodynamics. Nauka, Moscow. 192 p. (in Russian) [Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.].
- Zonenshain L.P., Kuz'min M.I., Natapov L.M., 1990. Plate Tectonics of the USSR Territory. Moscow, Nedra, Moscow. V. 1, 325 p.; V. 2, 334 p. (in Russian) [Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натопов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 325 с.; Т. 2. 334 с.].
- Zorin Y.A., Sklyarov E.V., Belichenko V.G., Mazukabzov A.M., 2009. Island arc-back-arc basin evolution: implications for Late Riphean–Early Paleozoic geodynamic history of the Sayan-Baikal folded area. *Russian Geology and Geophysics* 50 (3), 149–161. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2008.06.022>.



Буслов Михаил Михайлович, докт. геол.-мин. наук, заместитель директора института по науке, заведующий лабораторией
Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
630090, Новосибирск, проспект академика Коптюга, 3, Россия
✉ e-mail: misha@igm.nsc.ru

Buslov, Mikhail M., Doctor of Geology and Mineralogy, Deputy director, Head of laboratory
V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of SB RAS
3 Academician Koptug avenue, Novosibirsk 630090, Russia
✉ e-mail: misha@igm.nsc.ru