



EDITORIAL

Dear colleagues,

In October 2014, the chief editor of *Geodynamics & Tectonophysics*, Corresponding Member of RAS Evgeny V. Sklyarov will celebrate his 60th birthday. To commemorate the anniversary, the Editorial Board presents 10 articles related to paleogeodynamics.

Editorial Board

ОТ РЕДАКЦИИ

Глубокоуважаемые коллеги!

В октябре текущего года главный редактор журнала *Geodynamics & Tectonophysics*, член-корреспондент РАН Евгений Викторович Складов отмечает 60-летний юбилей. В ознаменование этого события редакционная коллегия журнала представляет подборку из 10 статей, связанных с палеогеодинамическими исследованиями.

Редакционная коллегия



SOME FUNDAMENTAL PROBLEMS OF TECTONICS AND GEODYNAMICS OF THE CENTRAL ASIAN FOLDED BELT

I. V. Gordienko

Geological Institute of SB RAS, Ulan-Ude, Russia

Abstract: This study addresses some fundamental problems of tectonics and geodynamics of the Central Asian folded belt, the largest tectonic structure in Eurasia. The article presents results of long-term researches conducted by scientists and geologists specialized in various disciplines which contribute to the knowledge of the origin and breakup of Rodinia and formation of the Paleo-Asian Ocean. It considers problems of development of the Central Asian folded belt that was formed in the area of the Paleo-Asian Ocean and describes its subduction magmatism and marginal-marine sedimentation, formation of island arcs, processes of exhumation of the oceanic crust and formation of high-pressure blueschist and eclogite-blueschist complexes. Outstanding fundamental issues of the geodynamic evolution of the Central Asian folded belt are noted.

Key words: tectonics, geodynamics, indicative complexes, Paleo-Asian Ocean, Central Asian folded belt, island arcs, back-arc basins.

Recommended by K.Zh. Seminsky

Citation: Gordienko I.V. 2014. Some fundamental problems of tectonics and geodynamics of the Central Asian folded belt. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (3), 585–593. doi:10.5800/GT-2014-5-3-0144.

НЕКОТОРЫЕ ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕКТониКИ И ГЕОДИНАМИКИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

И. В. Гордиенко

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Аннотация: В работе затронуты некоторые фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики Центрально-Азиатского складчатого пояса – крупнейшей тектонической структуры Евразии. Показаны результаты многолетних исследований ученых-геологов различного профиля, их вклад в познание образования и распада суперконтинента Родиния, а также формирования Палеоазиатского океана. Рассмотрены проблемы развития Центрально-Азиатского складчатого пояса, сформированного на месте Палеоазиатского океана, его субдукционного магматизма и окраинно-морского осадконакопления, формирования островных дуг, процессы эксгумации океанической коры и формирования высокобарических глаукофансланцевых и эклогит-глаукофансланцевых комплексов. Обсуждены некоторые нерешенные фундаментальные вопросы геодинамической эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Ключевые слова: тектоника, геодинамика, индикаторные комплексы, Палеоазиатский океан, Центрально-Азиатский складчатый пояс, островные дуги, задуговые бассейны.

1. ВВЕДЕНИЕ

Фундаментальные вопросы формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) как крупной тектонической структуры Евразийского континента длительное время занимали и продолжают занимать умы ученых разных стран. Складчатый пояс, ранее именовавшийся Урало-Монгольским, охватывает огромное пространство между Сибирской, Северо-Китайской (Сино-Корейской) и Таримской платформами.

Согласно представлениям [Zonenshain et al., 1990], Центрально-Азиатский складчатый пояс как единая структура был сформирован к концу палеозоя за счет последовательного сближения и конечного столкновения Сибирского континента с Северо-Китайским, Таримским, Таджикским, Каракумским и Казахстано-Северо-Тянь-Шаньским древними массивами. В настоящее время установлено, что ЦАСП образовался на месте Палеоазиатского океана, который сформировался в позднем рифее в процессе распада суперконтинента Родиния и просуществовал до конца нижнего палеозоя. В последующем он трансформировался в Монголо-Охотский океанический бассейн. Палеоазиатский океан отделил Восточную Европу от Сибири, а Сибирь – от Тарима и Синокореи. Он простирался до Баренцева моря, где смыкался с Япетусом, и Карского моря, где соединялся с Палеопацификой, до современных Охотского и Японского морей, где происходило его другое соединение с Палеопацификой [Gordienko, Kuz'min, 1999; Khain, 2001; Dobretsov, 2003; Yarmolyuk et al., 2006; Gordienko, 1987, 2006; Didenko et al., 2010; Kheraskova et al., 2010].

Большая роль в изучении этой глобальной структуры принадлежит Е.В. Складкову, его ученикам и коллегам. За последние тридцать лет работами этого коллектива охвачены практически все фундаментальные проблемы, связанные с формированием Сибирского кратона и ЦАСП: механизм образования и распада суперконтинента Родиния, зарождение и раскрытие Палеоазиатского океана (ПАО) и формирования на его месте ЦАСП. Особенно интенсивно эта работа проводилась и проводится в последнее десятилетие в рамках фундаментальной проблемы ОНЗ РАН и СО РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса» (от океана к континенту), которая успешно реализуется благодаря ежегодным научным совещаниям в Институте земной коры СО РАН под руководством члена-корреспондента РАН Е.В. Складкова. Этой программой охвачены крупные проблемы: 1) ранние этапы становления и эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса (мезо- и неопротерозой); 2) магматизм, метаморфизм и деформации литосферы на стадии закрытия Палеоазиатского океана (палеозой – мезозой); 3) палеомагнетизм, геодинамика и пространственно-временные реконструкции Центрально-Азиатского пояса и его обрамления.

Несмотря на продолжительное и интенсивное изучение геологии ЦАСП в истории геологического развития этой структуры остается множество нерешенных вопросов. Эти вопросы касаются не только более качественного и корректного выделения основных этапов эволюции складчатого пояса, но и заполнения имеющихся пробелов в истории его геодинамического развития. Важную роль в решении этих задач играет изучение индикаторных геологических комплексов, в том числе петрологических комплексов-индикаторов тектонической эволюции, а именно магматических и метаморфических комплексов, что позволяет с большей долей надежности реконструировать разнообразные тектонические процессы, определяющие формирование структуры ЦАСП [Sklyarov, 1994].

Остановимся кратко на некоторых вышеперечисленных проблемах формирования ЦАСП.

2. НЕКОТОРЫЕ ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕКТониКИ И ГЕОДИНАМИКИ, СВЯЗАННЫЕ С ФОРМИРОВАНИЕМ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Центрально-Азиатский складчатый пояс занимает значительную область складчатого обрамления юга Сибирской платформы. До недавнего времени эта территория, особенно ее монгольская часть, в геологическом отношении оставалась слабоизученной. Однако благодаря исследованиям российских и монгольских геологов, проведенным за последние 50 лет, это положение резко изменилось. В настоящее время наиболее изученной является северная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса, непосредственно примыкающая к краевым структурам юга Сибирской платформы. Этот регион включает в себя горные сооружения Алтая, Восточного и Западного Саяна, Восточной Тувы, Прибайкалья, Забайкалья и сопредельных районов Монголии.

Данная территория всегда привлекала внимание исследователей, во-первых, как крупнейшая рудная провинция и, во-вторых, как интересный в геологическом отношении регион, на примере которого развивались тектонические концепции, имеющие большое значение для науки («древнее темя Азии», «байкалиды», «салаириды», «байкальские каледониды», «аркогенез», «тектономагматическая активизация», «дива-структуры», «рифтогенез» и др.). Эти фиксистские концепции разрабатывались преимущественно на геологических материалах юга Восточной Сибири. Обобщающие работы по всему складчатому обрамлению юга Сибирской платформы, включая Монголию, появились только в 60-х годах прошлого века. Здесь, прежде всего, следует назвать «Тектоническую карту Евразии», составленную большим коллективом геологов под руководством академика А.Л. Яншина [Yanshin, 1965; Peive et al., 1976]. Тектоническое или структурно-формаци-

онное районирование территории складчатого обрамления юга Сибирской платформы было основано на традиционном историко-геологическом анализе длительно развивавшихся подвижных областей Центрально-Азиатского складчатого пояса, которые в результате сложных геологических процессов были последовательно причленены к Сибирской платформе. Тектоническое районирование с выделением складчатых систем широко применялось при составлении тектонических карт Монголии и Забайкалья [Amantov, 1975; *Tectonics...*, 1974; Mossakovsky, 1975; *Tectonics of Northern Eurasia*, 1980; и др.].

Другой этап исследований наступил в конце 70-х – начале 80-х годов и был связан с признанием большинством геологов нашей страны новой глобальной парадигмы развития Земли – тектоники литосферных плит, основные положения которой были опубликованы еще в начале 60-х годов. Этому способствовало появление целого ряда фундаментальных работ, прежде всего на русском языке [The New Global Tectonics, 1974; Le Pichon и др., 1977; Zonenshain et al., 1976, 1990; Dobretsov, 1980, 1981; Kovalev, 1985; Kuz'min, 1985; Sorokhtin, Ushakov, 1991; Zonenshain, Kuz'min, 1993; Khain, 1995, 2003; и др.], по которым учились многие поколения геологов. В настоящее время на основе тектоники литосферных плит составлено и издано большое количество международных и региональных тектонических и геодинамических карт.

Успехи в изучении геодинамических режимов различных областей Земли с использованием методов тектоники литосферных плит позволили по-новому подойти к тектоническому районированию территории. Так, при исследовании магматических пород различного состава в складчатых областях Земли было установлено, что геохимические особенности пород практически не зависят от возраста, а определяются главным образом типом геодинамической обстановки, в которой они формировались. Было выявлено, что для каждой обстановки устанавливается строго определенное геодинамическое строение, ансамбль тектонических структур, магматических и метаморфических комплексов и связанных с ними месторождений полезных ископаемых. Каждой геодинамической обстановке свойственна своя совершенно определенная структурно-магматическая зональность, обусловленная главным образом увеличением щелочности магматических пород от фронтальной к тыловой части активных континентальных окраин и островных вулканических дуг. Однако иногда такая зональность нарушается, что связывается с постепенным заглублением очагов магмогенерации над погружающейся субдукционной зоной, вследствие чего с увеличением давления уменьшается степень плавления субстрата и возрастает щелочность формирующихся расплавов [Gordienko, Kuz'min, 1999].

В пределах Монголо-Забайкальского региона были выделены и охарактеризованы террейны, представля-

ющие собой фрагменты рифейских и палеозойских островных дуг, активных континентальных окраин, океанической коры (офиолитов, симаунтов и др.), турбидитовых бассейнов, континентального склона и его подножия, шельфов, а также фрагменты кратонных террейнов (микроконтинентов), сложенных докембрийскими кристаллическими породами. Результатом аккреции являлось последовательное наращивание Сибирского континента в направлении с севера на юг (в современных координатах). Аккреция сопровождалась крупными сдвиговыми перемещениями, обусловленными клинообразной формой южного выступа Сибирского кратона, а также повторными деформациями, гранитообразованием и высокотемпературным коллизионным метаморфизмом в пределах ранее аккретированных террейнов и смежной окраины кратона. На исследованной территории отчетливо выделяются поздне-рифейские (или байкальские), венд-раннепалеозойские (или каледонские), среднепалеозойские (или раннегерцинские), позднепалеозойские (или позднегерцинские) этапы формирования тектонических структур и магматических комплексов [Gordienko, 2006, 2008].

В настоящее время из наиболее важных фундаментальных проблем геодинамической эволюции Сибирского кратона и формирования ЦАСП следует назвать решение отдельных вопросов формирования и распада суперконтинента Родиния, образование которого В.Е. Хаин назвал «смутным временем» [Khain, 2001]. Этими вопросами занимались многие иностранные и отечественные ученые. Проведено несколько международных симпозиумов. Однако наиболее надежные данные были получены при изучении роев даек основного состава как индикаторов рифтогенных режимов, сопутствующих формированию фундамента Сибирского кратона и его сочленения с ЦАСП [Sklyarov et al., 2000; Gladkochub et al., 2000, 2007; Metelkin et al., 2005]. Однако до сих пор время раскрытия ПАО остается дискуссионным (по разным оценкам от 1100 до 750 млн лет). По данным [Dobretsov, Buslov, 2007], раскрытие ПАО произошло в период 970–850 млн лет в результате воздействия суперплюма на суперконтинент Родиния и фиксируется возрастом базитовых даек внутри блоков Родинии. В реконструкции [Kheraskova et al., 2010] в это время ПАО отсутствовал. Он появляется только в интервале 850–800 млн лет назад.

Среди комплексов-индикаторов геодинамической эволюции складчатых областей особая роль принадлежит высокобарическим глаукофансланцевым и эклогит-глаукофансланцевым комплексам, которые отражают последовательность и характер субдукционно-аккреционных событий на конвергентных границах литосферных плит. Работы в этом плане были начаты Н.Л. Добрецовым [Dobretsov, 1974] и продолжены Е.В. Скляровым [Sklyarov, 1994, 2006; Volkova, Sklyarov, 2007; и др.], который впервые подробно охарактеризовал высокобарические комплексы: Окинский в Во-

сточном Саяне, Агинский в Забайкалье и Хугейгольский в Западном Прихубсугулье. Было отмечено, что большинство глаукофансланцевых поясов южного обрамления Сибирского кратона сформировалось во внутриокеанической преддуговой обстановке, т.е. при субдукции океанической плиты под островную дугу. Следует отметить, что в пределах ЦАСП почти всегда отмечается большой разрыв во времени между образованием субдукционно-аккреционных комплексов и окончательной коллизией островодужных террейнов или микроконтинентов с Сибирским кратоном.

Установлена правильная периодичность глаукофансланцевого метаморфизма в 30 млн лет в мезозое (30, 60, 90, 120, 150, 180, 210 млн лет) и 30–60 млн лет в палеозое (300, 330, 365, 400, 460, 520 млн лет), которая подкрепляется не только геологическими и геохронологическими данными по глаукофансланцевым поясам, но и по данным возраста офиолитов, которые попадали в основном в эти же возрастные интервалы между максимумами глаукофансланцевого метаморфизма. Было показано, что эпохи спрединга, фиксируемые офиолитами, сменялись коллизией, складчатостью и быстрым выведением чешуй глаукофановых сланцев к поверхности. С интенсивностью этих геологических процессов тесно связано формирование коллизионного гранитоидного магматизма, гранитогнейсовых куполов и регионального метаморфизма [Dobretsov et al., 2001].

Ввиду особой индикаторной роли глаукофансланцевых и эклогит- глаукофансланцевых комплексов ЦАСП, эти работы необходимо продолжить, особенно на территории Монголо-Забайкальского региона, где широко проявлены процессы субдукционного магматизма и эксгумации древних эклогитовых, офиолитовых и островодужных комплексов, в том числе эклогитовых чешуй в Северо-Муйском кратонном террейне [Shatsky et al., 1996].

Согласно новой глобальной концепции тектоники литосферных плит установлено, что складчатые (орогенные) пояса возникли на месте бывших океанических бассейнов или их окраин и являются продуктом преобразования океанической коры в континентальную. Было выявлено, что в этом процессе главенствующую роль играют эндогенные факторы глубинной геодинамики, прежде всего субдукционный магматизм, который проявлен преимущественно в островных вулканических дугах и активных континентальных окраинах. Зоны субдукции являются важнейшими структурными элементами окраин океанов. Это наиболее активные зоны Земли. Без зон субдукции невозможно длительное существование зон спрединга срединно-океанических хребтов в океанах [Bogatikov et al., 2010; Dobretsov, 2011]. Отсюда изучение фрагментов океанической и континентальной коры геологического прошлого, запечатленных в офиолитовых, островодужных и окраинно-морских комплексах древних складчатых областей, представляет одну из фундамен-

тальных проблем современной геологии.

Данная проблема уже длительное время изучается в рамках второго блока программы ОНЗ РАН – СО РАН «Геодинамическая эволюция...». Она посвящена исследованию фрагментов океанических бассейнов и орогенных структур, отвечающих стадии зрелого развития и закрытия Палеоазиатского океана и его трансформации в Центрально-Азиатский складчатый пояс. Этой проблеме посвящено огромное количество статей, львиную долю которых составляют работы сибирских геологов, прежде всего сотрудников ИЗК СО РАН, ГИН СО РАН, ГЕОХИ СО РАН, ИГМ СО РАН и др. Объектами исследований являлись следующие комплексы-индикаторы геодинамических обстановок: дифференцированные серии, характерные для развитых островодужных систем и задуговых и преддуговых бассейнов, шельфовые отложения пассивных окраин как свидетельства раскрытия новых океанических бассейнов; офиолиты и островодужные комплексы – индикаторы тектонических режимов в пределах развитых океанических бассейнов; магматические и метаморфические комплексы, осадочные отложения форландовых бассейнов – индикаторы коллизионных событий, характерных для завершающих этапов эволюции бассейнов, базальты океанических плато и островов; комплексы – индикаторы аккреционно-коллизионных и постколлизионных событий (син- и постколлизионные базит-ультрабазитовые комплексы, син- и постколлизионные гранитоидные комплексы, высокотемпературные метаморфические комплексы; магматизм «slab window», синплутонические минглинг-дайки как индикаторы корово-мантийного взаимодействия; комплексы метаморфических ядер).

Субдукционный магматизм характерен для деструктивных (конвергентных) обстановок Земли. К этим обстановкам относятся островные дуги, активные континентальные окраины и зоны коллизий (континентальная субдукция). Субдукционный магматизм представлен преимущественно низкотитанистыми, а также низко- и субщелочными магматическими образованиями, в том числе бонинитами. С позиций тектоники плит зоны субдукции отвечают погружающейся (субдуцируемой) в мантию пластине литосферы (слэбу) мощностью 80–100 км. При этом слэбы не являются монолитными пластинами, а представляют собой мощные зоны деформации и расслоения. На определенной глубине вещество слэбов обезвоживается и плавится с «впрыскиванием» расплава и летучих компонентов в надсубдукционный мантийный клин, что также вызывает его частичное плавление, внедрение магмы в верхние горизонты коры и островодужный вулканизм [Oncken et al., 2008; Crawford, 1989; Herzberg et al., 2010; Dobretsov, 2010; Bogatikov et al., 2010].

Установлена секториальность зоны субдукции в верхней части субдуцирующей океанической плиты, надсубдукционной мантии и литосферы, где выделяет-

ся пять секторов и три типа вулканизма, которые изменяются от толеит-бонинитовых до щелочно-базальтовых серий. Положение границ секторов и вулканических зон зависит от температурного режима субдуцирующей плиты и надсубдукционного мантийного клина [Dobretsov, 2010]. Островодужные вулканические и синхронные им плутонические породы обнаруживают много черт сходства, свидетельствующих об их комагматичности. Среди плутонитов преобладают гранодиориты, тоналиты, диориты, плагиограниты. По сравнению с вулканиитами эти породы несколько богаче SiO_2 и некогерентными элементами, существенное перекрытие отличается и в отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, хотя региональные вариации стронция однотипны.

Задуговые окраинные осадочные бассейны также являются составным элементом деструктивных островодужных обстановок. Это области задугового спрединга, где, как и в срединно-океанических хребтах, может происходить новообразование океанической коры. Среди них выделяются три типа бассейнов: 1) задуговые моря, развитые преимущественно вдоль западной периферии Тихого океана; 2) задуговые седиментационные бассейны на активных континентальных окраинах; 3) задуговые бассейны в зоне коллизии континентальных плит (например, в Альпийском поясе), где они развиты в форме задуговых морей и континентальных седиментационных бассейнов.

Земная кора задуговых морей обычно имеет сложное строение. В большинстве случаев здесь наблюдаются фрагменты утоненной (20–30 км) коры континентального типа (так называемая «промежуточная кора») и участки новообразованной коры океанического типа. Масштабы развития последней варьируются в широких пределах. Характер магматизма задуговых морей в целом аналогичен наблюдаемому в океанах [Bogdanov, 1988]. В пределах глубоководных участков ложа развиты преимущественно MORB, на которые «насажены» вулканические острова и подводные горы, образованные высокотитанистыми толеитами и субщелочными оливиновыми базальтами, типичными для внутриплитного магматизма.

Задуговые бассейны имеют тенденцию к одностороннему «растеканию» с продвижением со временем дуги в сторону океана или континента. Такое «растекание» может происходить повсеместно, как это наблюдается в случае Тирренского моря или Паннонской впадины, а может – скачками, как в Филиппинском море [Bogdanov, 1988]. При этом в тылу задуговых морей, уже на континенте, часто возникают синхронные по времени системы окраинно-континентальных рифтов, широко развитые, например, вдоль Западной Пацифики [Fedorov, 2006]. Очевидно, это может свидетельствовать о том, что в процессы растяжения при растекании головной части плюма в сторону океана вовлекаются и краевые части материка. Таким образом, задуговые бассейны являются мощными центрами эндогенной активности, которые в значительной

мере определяют характер процессов на конвергентных границах плит.

Для исследования субдукционного магматизма в пределах Монголо-Забайкальского региона значительный интерес представляют Центрально-Азиатский и Монголо-Охотский орогенные пояса, возникшие на месте Палеоазиатского и Монголо-Охотского океанов [Zonenshain et al., 1976]. За время существования этих океанов в их пределах формировались и исчезали тектонические структуры различной геодинамической природы: энсиматические и энсиалические островные дуги, внутриокеанические вулканические острова (симаунты, гайоты) и рифтовые долины с различной скоростью спрединга, окраинные и внутренние моря, пассивные и активные континентальные окраины западно-тихоокеанского, калифорнийского и андийского типа. Формирование этих структур сопровождалось и во многом было обусловлено образованием разнообразных магматических и осадочных комплексов в различных частях названных орогенных поясов [Gordienko, 2006, 2008].

Известно, что территория Забайкалья и Монголии является уникальным регионом развития магматических пород, прежде всего разнообразных вулканогенных пород, ультрабазитов, габброидов и гранитоидов, которые проявились в различных геодинамических обстановках. В венде и раннем кембрии образовались мантийные базальт-бонинитовые серии, ультрабазиты, габброиды и гранитоиды толеитового и андезитового ряда, связанные с формированием надсубдукционных комплексов примитивных энсиматических островных дуг (Шишхидгольская, Джидинская и Келянская островодужные системы). В их образовании основную роль играли продукты плавления субдукционных слэбов верхней мантии. Вторую, наиболее распространенную, группу составляют смешанные корово-мантийные дифференцированные вулканические серии, габброиды и гранитоиды, характерные для энсиалических островных дуг (Удино-Витимская, Метешихинская и Ангино-Таланчанская островодужные системы). Необходимо отметить, что геохронологические и изотопные исследования палеозойских гранитоидов юга Сибири и Монголии свидетельствуют о том, что большая их часть характеризуется низкими первичными отношениями Sr , положительными величинами $\xi\text{Nd}(\text{T})$ и молодыми Nd модельными возрастами – $\text{TNd}(\text{DM})=0.9\text{--}0.3$ млрд лет [Kovalenko et al., 1999]. Это коренным образом отличает рассматриваемую планетарную структуру ЦАСП от классических орогенных поясов каледонид-герцинид. Разработанные к настоящему времени модели о природе ювенильной континентальной коры предполагают, что она возникла в результате аккреции островных дуг и последующей ее тектоно-термальной переработки. В соответствии с этим считается, что обширные поля гранитоидов образовались вследствие структурного и вещественного преобразования этой ювенильной коры

[Şengör et al., 1993; Kovalenko et al., 1999; Zorin et al., 2009].

Предполагается, что ювенильная континентальная кора каледонид была образована в результате частичного плавления в зонах субдукции океанических базитов и древних осадочных пород [Bogatikov et al., 2010]. Широко развитые субдукционные вулканоплутонические ассоциации островных дуг по изотопным характеристикам представляют собой ювенильную, переходную от океанической к континентальной, кору. Офиолиты рассматриваются в качестве возможного источника такой коры. И те, и другие магматиты Забайкалья и Монголии остаются еще слабоизученными как в изотопном, так и в геохимическом отношении, что не позволяет разработать достаточно полные геодинамические модели их формирования и эволюции континентальной коры. Остаются нерешенными ряд других фундаментальных проблем по эволюции субдукционного магматизма и условий формирования основных типов структур Центрально-Азиатского и Монголо-Охотского складчатых поясов.

3. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Центрально-Азиатский складчатый пояс, ранее именовавшийся Урало-Монгольским, охватывает огромное пространство между Сибирской, Северо-Китайской (Сино-Корейской) и Таримской платформами. Пояс образовался на месте Палеоазиатского океана, возникшего в позднем рифее в процессе распада суперконтинента Родиния, и просуществовал до конца нижнего палеозоя. В дальнейшем (в верхнем палеозое и мезозое) он трансформировался в Монголо-Охотский океанический бассейн. Известно, что уже на ранней стадии развития Палеоазиатского океана (в позднем рифее и начале венда) по западной окраине Восточной Гондваны образовалась непрерывная цепь островодужных систем (Кадомская, Протоуральская и другие), где выделяются островодужные вулканические серии с бонинитами, указывающими на максимальное раскрытие этого океана. По данным [Dobretsov, 2003], активное развитие океана и формирование ЦАСП происходили во вторую стадию (630–540 млн лет), то есть в венде–кембрии. В это время образовались спрединговые зоны СОХ, энсиматические (примитивные) и энсиалические (зрелые) островные дуги с протяженными зонами субдукции, преддуговые, задуговые бассейны и междугровые спрединговые окраинные моря. Главным в истории ЦАСП считается

рубеж ~570 млн лет [Yarmolyuk et al., 2006]. Именно к этому рубежу приурочено формирование большинства офиолитовых комплексов по сибирской окраине Палеоазиатского океана.

Среди нерешенных фундаментальных проблем тектоники и геодинамики ЦАСП необходимо отметить следующие.

1. Факт существования ПАО и ЦАСП, выделенных Л.П. Зоненшайном в 70-х годах прошлого столетия, не вызывает сомнения и признается всеми исследователями. Однако до сих пор неясно, когда и в каких размерах образовался ПАО и как в дальнейшем на его месте возник ЦАСП, в результате распада каких континентов или только Родинии. Существуют различные данные о конфигурации, времени образования и распада суперконтинента Родиния. Например, по мнению Т.Н. Херасковой [Kheraskova et al., 2010], Сибирский континент в это время вообще не входил в состав Родинии.

2. В настоящее время недостаточно палеомагнитных данных для реконструкции островодужных систем по окраинам ПАО. Это не позволяет показать достоверную полярность островных дуг и направлений падения зон субдукции. В реконструкциях островных дуг ПАО пока существует два подхода: 1) во всех выделенных разновозрастных островных дугах зоны субдукции падают под Сибирский континент [Zorin et al., 2009; Donskaya et al., 2012; Metelkin, 2012; и др.] и 2) островные дуги имеют разную полярность и зоны субдукции падают как под Сибирский континент, так и под микроконтиненты [Gordienko 2006, 2008; Kheraskova et al., 2010; Dobretsov, 2011].

3. Плохо изучены зоны коллизии литосферных плит, их размерность, деформируемость, раздробленность, что влияет на масштабы и формы проявления аккреционно-коллизионного магматизма.

4. Во многом неясен механизм формирования задуговых осадочных бассейнов. По мнению [Dobretsov, 2011], в условиях максимального прогрева в зонах растяжения (рифтогенеза) вместо осадочных прогибов могут проявиться гранитогнейсовые купола и гранитные интрузии.

5. Недостаточно разработаны вопросы о роли плюмов в образовании разнообразного магматизма в зонах субдукции. Непонятно, как появились островодужные системы при прохождении океанических и континентальных плит над горячими точками мантии.

Все вышеперечисленные проблемы имеют прямое отношение к развитию структур ЦАСП, где широко развит субдукционный и внутриплитный магматизм, а также окраинно-морское осадконакопление.

4. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Amantov V.A., 1975. Tectonics and Rock Series of Transbaikalia and Northern Mongolia. Nedra, Leningrad, 224 p. (in Russian) [Амантов В.А. Тектоника и формации Забайкалья и Северной Монголии. Л.: Недра, 1975. 224 с.].
- Bogatikov O.A., Kovalenko V.I., Sharkov E.V., 2010. Magmatism, Tectonics, Geodynamics of Earth. Time and Space Rela-

- tionship. Nauka, Moscow, 606 p. (in Russian) [Богати́ков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. Связь во времени и пространстве. М.: Наука, 2010. 606 с.].
- Bogdanov N.A., 1988. Tectonics of Deep-Sea Basins of Marginal Seas. Nedra, Moscow, 221 p. (in Russian) [Богданов Н.А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988. 221 с.].
- Crawford A.J. (Ed.), 1989. Boninites. Unwin Hyman, London, 345 p.
- Didenko A.N., Malyshev Yu.F., Saksin B.G. (Eds.), 2010. The Deep Structure and Metallogeny of East Asia. Dal'nauka, Vladivostok, 332 p. (in Russian) [Глубинное строение и металлогения Восточной Азии / Под ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Малышева, Б.Г. Саксина. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.].
- Dobretsov N.L., 1974. Blueschist and Eclogite-Blueschist Complexes of the USSR. Nauka, Novosibirsk, 430 p. (in Russian) [Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 430 с.].
- Dobretsov N.L., 1980. Introduction to Global Petrology. Nauka, Novosibirsk, 200 p. (in Russian) [Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.].
- Dobretsov N.L., 1981. Global Petrological Processes. Nedra, Moscow, 236 p. (in Russian) [Добрецов Н.Л. Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981. 236 с.].
- Dobretsov N.L., 2003. Evolution of structures of the Urals, Kazakhstan, Tien Shan, and Altai-Sayan region within the Ural-Mongolian fold belt (Paleoasian ocean). *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 44 (1–2), 5–27.
- Dobretsov N.L., 2010. Distinctive petrological, geochemical, and geodynamic features of subduction-related magmatism. *Petrology* 18 (1), 84–106. <http://dx.doi.org/10.1134/S0869591110010042>.
- Dobretsov N.L., 2011. Fundamentals of Tectonics and Geodynamics. Novosibirsk State University, Novosibirsk, 492 p. (in Russian) [Добрецов Н.Л. Основы тектоники и геодинамики. Новосибирск: НГУ, 2011. 492 с.].
- 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., Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A., 2001. Deep Geodynamics, 2nd ed., ext. and rev. Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, 2001. 409 p. (in Russian) [Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. 2-е изд., доп. и перераб. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2001. 409 с.].
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., De Waele B., Presnyakov S.L., 2012. The Late Triassic Kataev volcanoplutonic association in western Transbaikalia, a fragment of the active continental margin of the Mongol-Okhotsk Ocean. *Russian Geology and Geophysics* 53 (1), 22–36. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2011.12.002>.
- Fedorov P.I., 2006. Cenozoic volcanism in tension zones at the eastern margin of Asia. GEOS, Moscow, 316 p. (in Russian) [Федоров П.И. Кайнозойский вулканизм в зонах растяжения на восточной окраине Азии. М.: ГЕОС, 2006. 316 с.].
- Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Sklyarov E.V., Ponomarchuk V.A., 2007. Signature of precambrian extension events in the southern Siberian craton. *Russian Geology and Geophysics* 48 (1), 17–31. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2006.12.001>.
- Gladkochub D.P., Sklyarov E.V., Mazukabzov A.M., Men'shagin Yu.V., Ponomarchuk V.A., 2000. Neoproterozoic Dike Swarms in the Sharyzhalgai Salient: Indicators of the Paleoasian Ocean Opening. *Doklady Earth Sciences* 375A (9), 1354–1358.
- Gordienko I.V., 1987. Paleozoic Magmatism and Geodynamics of the Central Asian Folded Belt. Nauka, Moscow, 240 p. (in Russian) [Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1987. 240 с.].
- Gordienko I.V., 2006. Geodynamic evolution of late Baikálides and Paleozoids in the folded periphery of the Siberian craton. *Russian Geology and Geophysics (Geologiya i Geofizika)* 47 (1), 51–67.
- Gordienko I.V., 2008. The Earth Evolution History. Textbook. Geo, Novosibirsk, 293 p. (in Russian) [Гордиенко И.В. История развития Земли: Учеб. пособие. Новосибирск: Гео, 2008. 293 с.].
- Gordienko I.V., Kuz'min M.I., 1999. Geodynamics and metallogeny of the Mongolo-Transbaikalian region. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 40 (11), 1545–1562.
- Herzberg C., Condie K., Korenaga J., 2010. Thermal history of the Earth and its petrological expression. *Earth and Planetary Science Letters* 292 (1–2), 79–88. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2010.01.022>.
- Khain V.E., 1995. Main Problems of Modern Geology. Nauka, Moscow, 190 p. (in Russian) [Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Наука, 1995. 190 с.].
- Khain V.E., 2001. Tectonics of Continents and Oceans. Nauchny Mir, Moscow, 606 p. (in Russian) [Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.].
- Khain V.E., 2003. Main Problems of Modern Geology. Nauchny Mir, Moscow, 348 p. (in Russian) [Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 348 с.].
- Kheraskova T.N., Bush V.A., Didenko A.N., Samygin S.G., 2010. Breakup of Rodinia and early stages of evolution of the Paleoasian ocean. *Geotectonics* 44 (1), 3–24. <http://dx.doi.org/10.1134/S0016852110010024>.

- Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Budnikov S.V., Zhuravlev D.Z., Kozakov I.K., Kotov A.B., Rytsk E.Yu., Sal'nikova E.B., 1999. Magmatism as Factor of Crust Evolution in the Central Asian Foldbelt: Sm-Nd Isotopic Data. *Geotectonics* 33 (3), 191–208.
- Kovalev A.A., 1985. Mobilism and Geological Prospecting Criteria. Nedra, Moscow, 224 p. (in Russian) [Ковалев А.А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. М.: Недра, 1985. 224 с.].
- Kuz'min M.I., 1985. Geochemistry of Magmatic Rocks of Phanerozoic Mobile Belts. Nauka, Novosibirsk, 199 p. (in Russian) [Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 199 с.].
- Le Pichon, K., Fransht J., Bonnin J., 1977. Plate Tectonics. Mir, Moscow, 288 p. (in Russian) [Ле Пишон К., Франшито Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 288 с.].
- Metelkin D.V., 2012. The Evolution of Structures in Central Asia and the Role of Shear Tectonics According to Paleomagnetic Data. INGG, SB RAS, Novosibirsk, 458 p. (in Russian) [Метелкин Д.В. Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2012. 458 с.].
- Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazanskii A.Yu., Belonosov I.V., 2005. The Siberian Craton in the structure of the supercontinent Rodinia: analysis of paleomagnetic data. *Doklady Earth Sciences* 404 (7), 1021–1026.
- Mossakovskiy A.A., 1975. Orogenic Structures and Volcanism of Paleozooids of Eurasia. Nauka, Moscow, 318 p. (in Russian) [Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии. М.: Наука, 1975. 318 с.].
- Oncken O., Chong G., Franz G., Giese P., Götze H.-J., Ramos V.A., Strecker M.R., Wigger P. (Eds.), 2008. Andes: Active Subduction Orogeny. Springer, Dordrecht, 610 p.
- Peive A.V., Yanshin A.L., Zonenshain L.P. et al., 1976. Formation of continental crust in North Eurasia: in view of a new tectonic map. *Geotektonika (Geotectonics)* (5), 6–23 (in Russian) [Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты) // Геотектоника. 1976. № 5. С. 6–23].
- 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>.
- Shatsky V.S., Yagoutz E., Ryboshlykov Yu.V., Koz'menko O.A., Vavilov M.A., 1996. Eclogites of the Northern Muya block: evidence of the Vendian collision in the Baikal-Muya ophiolite complex. *Doklady AN* 350 (5), 677–680 (in Russian) [Шацкий В.С., Ягоуц Э., Рыбошлыков Ю.В., Козьменко О.А., Вавилов М.А. Эклогиты Северо-Муйской глыбы: свидетельство венской коллизии в Байкало-Муйском офиолитовом комплексе // Доклады АН. 1996. Т. 350. № 5. С. 677–680].
- Sklyarov E.V., 1994. Petrological Indicators of the Tectonic Evolution of the Central Asian Folded Belt (North-Eastern Fragment). Synopsis of the thesis for Doctor of Geology and Mineralogy degree. IEC SB RAS, Irkutsk, 52 p. (in Russian) [Скляров Е.В. Петрологические индикаторы тектонической эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса (северо-восточный фрагмент): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1994. 52 с.].
- Sklyarov E.V., 2006. Exhumation of metamorphic complexes: basic mechanisms. *Russian Geology and Geophysics (Geologiya i Geofizika)* 47 (1), 68–72.
- Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Men'shagin Y.V., Konstantinov K.M., Watanabe T., 2000. Dike swarms on the southern flank of the Siberian Craton as indicators of the Rodinia supercontinent breakup. *Geotectonics* 34 (6), 482–496.
- Sorokhtin O.G., Ushakov S.A., 1991. The Global Evolution of Earth. Moscow State University, Moscow, 446 p. (in Russian) [Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. М.: МГУ, 1991. 446 с.].
- Tectonics of Northern Eurasia: an explanatory note to the Tectonic Map of Northern Eurasia, scale 1: 5000000. Nauka, Moscow, 219 p. (in Russian) [Тектоника северной Евразии: объяснительная записка к Тектонической карте северной Евразии масштаба 1:5000000. М.: Наука, 1980. 219 с.].
- Tectonics of the Mongolian People's Republic, 1974. Nauka, Moscow, 284 p. (in Russian) [Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 284 с.].
- The New Global Tectonics: Plate Tectonics, 1974. Translation from English. – Mir, Moscow, 472 p. (in Russian) [Новая глобальная тектоника: (тектоника плит). Пер. с англ. М.: Мир, 1974. 472 с.].
- Volkova N.I., Sklyarov E.V., 2007. High-pressure complexes of Central Asian fold belt: geologic setting, geochemistry, and geodynamic implicate. *Russian Geology and Geophysics* 48 (1), 83–90. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2006.12.008>.
- Yanshin A.P., 1965. Tectonic structure of Eurasia. *Geotektonika (Geotectonics)* (5), 7–34 (in Russian) [Яншин А.П. Тектоническое строение Евразии // Геотектоника. 1965. № 5. С. 7–34].
- Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kovach V.P., Rytsk E.Y., Kozakov I.K., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., 2006. Early stages of the Paleozoic Ocean formation: Results of geochronological, isotopic, and geochemical investigations of Late Riphean and Vendian-Cambrian complexes in the Central Asian Foldbelt. *Doklady Earth Sciences* 411 (1), 1184–1189. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X06080046>.
- 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., Moralev V.M., 1976. Global Tectonics, Magmatism and Metallogeny. Nedra, Moscow, 232 p. (in Russian) [Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 232 с].
- Zonenshain L.P., Kuz'min M.I., Natapov L.M., 1990. Plate Tectonics of the USSR Territory. Nedra, Moscow, V. 1, 326 p.; V. 2, 328 p. (in Russian) [Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 326 с.; Т. 2. 328 с.].
- Zorin Yu.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>.



Гордиенко Иван Власович, чл.-корр. РАН, докт. геол.-мин. наук, советник РАН, г.н.с.
Геологический институт СО РАН
670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Россия
Тел.: 8(3012)433891; ✉ e-mail: gord@pres.bscnet.ru

Gordienko, Ivan V., Corresponding Member of the RAS, Counsellor of the RAS, Chief Researcher
Geological Institute of SB RAS
6a Sakhianovoy street, Ulan-Ude 670047, Russia
Tel.: 8(3012) 433891; ✉ e-mail: gord@pres.bscnet.ru



TECTONIC POSITION OF MARBLE MELANGES IN THE EARLY PALEOZOIC ACCRETION-COLLISIONAL SYSTEM OF THE WESTERN PRIBAIKALIE

V. S. Fedorovsky¹, A. M. Mazukabzov², D. P. Gladkochub²

¹Geological Institute of RAS, Moscow, Russia

²Institute of the Earth's Crust of SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract: The Early Paleozoic collisional system located in the Olkhon region at the western shores of Lake Baikal resulted from collision of the Siberian paleocontinent and a complex aggregate composed by fragments of a microcontinent, island arcs, back-arc structures and accretionary prisms. The main events were associated with complete manifestation of shear tectogenesis initiated by oblique collision. The current structure includes tectonically displaced components of ancient geodynamic systems that used to have been located dozens and hundreds of kilometres apart. Horizontal amplitudes of tectonic displacement seem to have been quite high; however, numerical data are still lacking to support this conclusion. Information about the structure of the upper crust in the Paleozoic is also lacking as only deep metamorphic rocks (varying from epidote-amphibolite to granulite facies) are currently outcropped. Formations comprising the collisional collage are significantly different in composition and protoliths, and combinations of numerous shifted beds give evidence of a 'bulldozer' effect caused by the collisional shock followed by movements of crushed components of the ocean-continent zone along the margin of the Siberian paleocontinent. As evidenced by the recent cross-section, deep horizons of the Early Paleozoic crust comprise the collisional system between the Siberian craton and the Olkhon composite terrain.

A permanent inclusion in the collisional combinations of rocks are unusual synmetamorphic injected bodies of carbonate rocks. Such rocks comprise two groups, marble melanges and crustal carbonate melted rocks. Obviously, carbonate rocks (that composed the original layers and horizons of stratified beds) can become less viscous to a certain degree at some locations during the process of oblique collision and acquire unusual properties and can thus intrude into the surrounding rocks of silicate composition. Such carbonate rocks behave as protrusions or intrusions and contain inclusions of silicate rocks. Formation of marble melanges is a multi-staged process: they occur as early tectonic covers and, more often, accompany shear zones of large lengths, comprise late push-out nappes initiated by shear faults, participate in construction of ring and vortex structures that are generated by shearing in the geological medium of inhomogeneous rheology. In general, the available data give evidence of the fact that formation of synmetamorphic marble melanges is a direct consequence of the oblique collision geodynamics and a sensitive indicator of such a regime. A pure guesswork may suggest that the occurrence of the marble melanges can be associated with a catastrophic loss of viscosity of the carbonate rocks due to a sharp increase of velocities of shear deformations that accompanied the oblique collision.

Key words: oblique collision, Early Paleozoic, shear tectogenesis, injection-type carbonate formations, synmetamorphic marble melange.

Recommended by K.G. Levi

Citation: Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Gladkochub D.P. 2014. Tectonic position of marble melanges in the Early Paleozoic accretion-collisional system of the western Pribaikalie. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (3), 595–624. doi:10.5800/GT-2014-5-3-0145.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МРАМОРНОГО МЕЛАНЖА В АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЕ РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

В. С. Федоровский¹, А. М. Мазукабзов², Д. П. Гладкочуб²

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Аннотация: Раннепалеозойская коллизионная система Ольхонского региона (западное побережье Байкала) возникла в процессе столкновения Сибирского палеоконтинента и сложного агрегата из фрагментов микроконтинента, островных дуг, задуговых структур, аккреционных призм. Основные события были связаны с тотальной реализацией сдвигового тектогенеза, инициированного косым характером коллизии. В современной структуре тектонически совмещены самые различные компоненты былых геодинамических систем, разделенные когда-то десятками и сотнями километров. Горизонтальные амплитуды тектонического транспорта были, по-видимому, очень значительными, однако точные цифровые данные, которые могли проиллюстрировать такое заключение, отсутствуют. Нет и никаких сведений о строении верхней коры палеозойского времени – в современном срезе обнажены только глубинные метаморфические породы (размах термодинамических параметров от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации включительно). Комплексы, составляющие коллизионный коллаж, весьма резко отличаются по составу и протолитам, и в целом картируемые на поверхности комбинации многочисленных сдвиговых пластин отражают бульдозерный эффект, сработавший в результате коллизионного удара и последовавшего затем продвижения разрушенных компонентов переходной зоны океан-континент вдоль края Сибирского палеоконтинента. В современном срезе вскрыты, таким образом, глубинные горизонты раннепалеозойской коры, и в целом они составляют коллизионную систему Сибирский кратон – Ольхонский композитный террейн.

Постоянным участником коллизионных комбинаций являются необычные синметаморфические инъекционные тела карбонатных пород. Они образуют две группы: мраморные меланжи и коровые карбонатные выплавки. Очевидный факт – карбонатные породы, составлявшие исходные пласты и горизонты стратифицированных толщ, в процессе косой коллизии локально или более широко почему-то кратковременно (или более длительно) в той или иной мере теряют вязкость и обнаруживают совершенно необычные свойства: они внедряются в окружающие породы силикатного состава. Ведут себя как протрузии или интрузии, содержат включения силикатных пород. Формирование мраморных меланжей – многоэтапный процесс: они образуют ранние тектонические покровы, но чаще всего сопровождают сдвиговые зоны большой протяженности, составляют поздние выжатые покровы, инициированные сдвигами, участвуют в строении кольцевых и вихревых структур, генерированных сдвигом в реологически неоднородной геологической среде. В целом материал свидетельствует о том, что формирование синметаморфических мраморных меланжей – прямое следствие геодинамики косой коллизии, чувствительный индикатор такого режима. В качестве осторожной догадки высказывается предположение о том, что появление мраморных меланжей связано с катастрофической потерей вязкости карбонатных пород вследствие резкого возрастания скорости сдвиговых деформаций, сопровождавших косую коллизию.

Ключевые слова: косая коллизия, ранний палеозой, сдвиговый тектогенез, инъекционные карбонатные образования, синметаморфический мраморный меланж.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предисловие имеет прямое отношение к 60-летию Евгения Викторовича Складорова (рис. 1–4), так как юбиляр тесно связан с проблемой, которая обозначена в названии статьи. И, таким образом, поздравляя Евгения Викторовича, уместно поговорить и о мраморных меланжах. Понятие было предложено еще в прошлом веке [Fedorovsky et al., 1993], когда мы уже начали совместно работать в Ольхонском регионе.

В статье мы постараемся рассказать о мраморных меланжах, если можно так сказать, в «чистом виде», главным образом – об их тектонической позиции. Об альтернативном варианте – карбонатных выплавках – недавно в журнале «Геотектоника» опубликована наша совместная с юбиларом статья [Sklyarov et al., 2013], и эти данные повторять здесь не будем.

Своеобразный, остро направленный на поиск научной новизны механизм мозговой атаки, свойственный Е.В. Склярову, не раз приносил между тем свои плодотворные результаты в нашей совместной работе, среди которых можно отметить: открытие гранит-базитового минглинга в Ольхонском регионе (рис. 5) [Sklyarov, Fedorovskii, 2006]; открытие гейзеритов в Западном Прибайкалье (рис. 6, 7) [Sklyarov et al., 2004]; коровые карбонатные выплавки [Sklyarov et al., 2011, 2013]. Двенадцать зимних ледовых экспедиций по скальному побережью Байкала были также организованы юбиляром. Отвлекаясь от Ольхонского региона, можно вспомнить о первой в России (в Забайкалье) находке метаморфических ядер кордильерского типа – и это тоже заслуга Е.В. Склярова (рис. 8, 9).

1. ВВЕДЕНИЕ

Синметаморфический мраморный меланж – постоянный участник разнообразных аккреционно-коллизонных композиций в Ольхонском регионе Западного Прибайкалья [Fedorovsky et al., 1993]. Карбонатным породам в регионе вообще принадлежит весьма значительная роль. Они занимают около 20 % территории. Нужно сразу отметить, что все карбонатные породы региона изначально были стратифицированными и составляли когда-то естественные напластования. В современном срезе обнажены только тектонические фрагменты глубинных горизонтов коры раннепалеозойского возраста и все породы охвачены метаморфизмом. Колебания его фаций весьма значительны – от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой включительно. Никакой информацией о составе и строении верхней коры того времени мы не располагаем, и это, конечно, снижает достоверность геодинамических реставраций. На первых стадиях исследований мы, как и наши предшественники, с уверенностью принимали тела мраморов, картируемых в плане, за метаморфические аналоги бывших горизонтов карбонатных пород неких, изначально стратифицированных, разрезов. С открытием мраморных меланжей эта уверенность стала быстро угасать, и проблема до сих пор не находит своего решения. Действительно, в тех случаях, когда матрикс меланжа переполнен включениями (обломками) силикатных пород, у геолога не остается сомнений в том, что прежнего пласта карбонатных пород, давших начало меланжу, вроде бы не осталось. Это тем более ясно, когда видишь, что тела меланжа пересекают структуры, образованные силикатными породами. Но нередки и другие случаи, когда количество включений силикатных пород невелико, скажем, 1–10 % от объема меланжа (а то они и совсем исчезают) и можно сомневаться в самом определении породы как меланжа. Означает ли это, однако, что мы вышли из инъекционного тела карбонатных пород и видим исходный пласт из какого-то стратифицированного разреза? Опыт работы в регионе показал – это стандартная ошибка. Природа меньше всего озабочилась проблемой легкого распознавания меланжа. Никто не знает,



Рис. 1. Е.В. Скляров в геологическом маршруте.

Fig. 1. E.V. Sklyarov in field.



Рис. 2. Е.В. Скляров во время зимней экспедиции на Байкале.

Fig. 2. E.V. Sklyarov in the winter expedition to Lake Baikal.

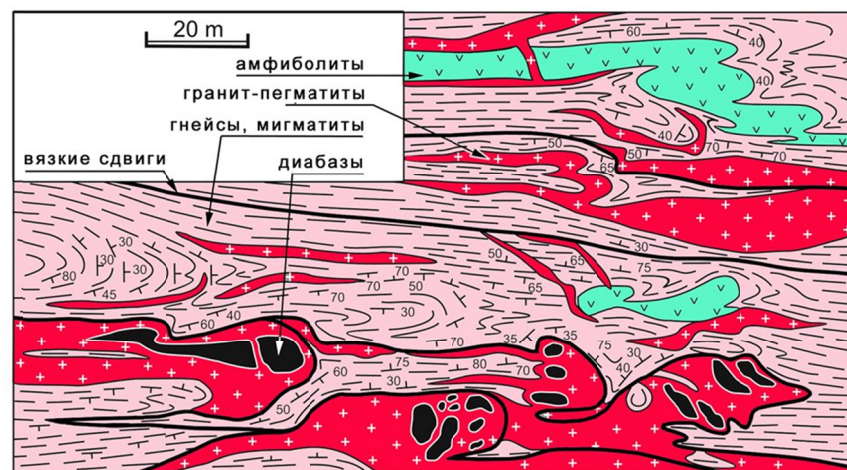


Рис. 3. Научная дискуссия. Слева – Е.В. Скляр, в центре – А.М. Мазукабзов, справа – В.С. Федоровский.

Рис. 4. Мраморный меланж в геологическом обнажении.

Fig. 3. Scientific discussion. Left – E.V. Sklyarov; centre – A.M. Mazukabzov; right – V.S. Fedorovsky.

Fig. 4. Outcropped marble melange.



Синметаморфический
магма-минглинг.

Нодули (шары) базитов,
закатанные в гранит

Сдвиговая зона в районе
купола Овал

Гнейсы, мигматиты

Граниты

Габброиды



Рис. 5. Синметаморфический гранит-базитовый минглинг. Первая находка в регионе (именно в этом месте, юго-западнее бухты Орсо) – Е.В. Скляр.

Fig. 5. Synmetamorphic granite-basic rock mingling. The first finding in the region under study (in this particular place located south-westward of the Orso bay) – E.V. Sklyarov.

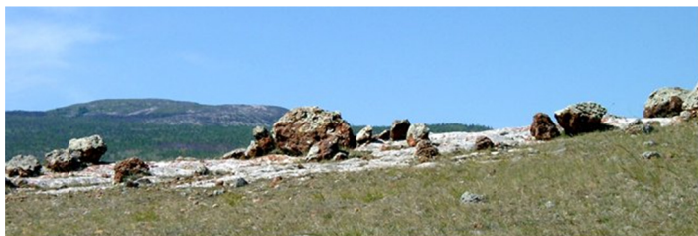


Рис. 6. Кайнозойские гейзериты на мраморах и мраморных меланжах в районе Тонта (возраст 19000–24000 лет), температура фонтанирующих источников 70 °С.

Fig. 6. The Cenozoic geyserites on marbles and marble melanges in the Tonta area. Ages from 19000 to 24000 years. The temperature of free-flow spings is 70 °C.



Рис. 7. Первая находка и первое описание гейзеритов в этом месте.

Fig. 7. The first finding and the first description of geyserites on this site.



Рис. 8. На международной полевой экскурсии в Приольхонье.

Fig. 8. The international field excursion in Priolkhonie.



Рис. 9. Октябрь 2013 г. Научное совещание: «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту». Завершающая дискуссия.

Fig. 9. Scientific Conference “Geodynamic evolution of the lithosphere in the Central Asian mobile belt: from ocean to continent” held on 13-18 October 2013 in Irkutsk. Wrap-up discussion.

сколько нужно включений силикатных пород в мраморе для того, чтобы исследователь решил: это – меланж. Скажем, 100 обломков на квадратный метр в обнажении – тут сомнений вроде бы нет. А если один обломок? Да и вообще, повторим, что на самом деле обломков силикатных пород в «мраморе» может не быть вообще, а доказательства внедрения такой карбонатной массы в окружающие силикатные породы будут налицо. По-видимому, в таком случае должен быть поставлен предел употреблению термина «меланж» и нужно говорить уже не о меланже, а об инъекции карбонатных пород. И в самом деле, ведь собственно меланж, как показывает весь материал по геологии региона, – не более чем частный случай инъекционных (в более широком смысле) образований. Имея в виду такие соображения, можно утверждать, что число сохранившихся в регионе изначально стратифицированных пластов карбонатных пород (как это первоначально казалось) начинает быстро приближаться к нулю. Вместе с тем, сама эта проблема, поначалу носившая экстравагантный и даже скандальный характер, с течением времени стала терять свою остроту, поскольку сейчас детально исследован сам коллизионный коллаж региона и достаточно уверенно установлены основные параметры таких композиций. В них тесно тектонически перемешаны фрагменты различных латеральных рядов бывших геодинамических обстановок. Было бы как раз удивительно, если бы при такой степени тектонического разрушения исходных систем и хаоса возникавших совершенно немислимых комбинаций различных аллохтонов некие карбонатные пласты чудом сохранились бы в первозданном виде. Учитывая весьма высокую пластичность, свойственную карбонатам, такое тем более трудно себе представить.

В этой статье мы не будем рассматривать проблему мраморного меланжа в целом – это слишком обширная тема. Хотелось бы сосредоточиться на некоторых вопросах тектонической позиции меланжа, поскольку в последнее время обнаружены новые интересные эффекты именно в этом плане. Но все же без общей, хотя бы пунктиром, характеристики мраморных меланжей не обойтись. Более полно она приведена в давней статье в журнале «Геотектоника» о находке этих образований [Fedorovsky et al., 1993], которая так и называлась: «Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион)».

2. В ПОИСКАХ ГЕНЕЗИСА МЕЛАНЖА

Полное определение этих образований, приведенное в той работе, – «синметаморфический мраморный меланж». Тогда мы «привязывали» проявления меланжа к зонам сдвигового и покровного типа. Такая их тектоническая позиция и сегодня, спустя много лет, оказывается наиболее частой. В целом. Но появились и детали, существенно уточняющие обстановки мелан-

жеобразования. Сдвиги по-прежнему – ведущий фактор, инициирующий этот процесс. Но в таких зонах меланжи занимают разные позиции: в одних случаях они маркируют собственно сдвиги, в других – наоборот – выжимаются из сдвиговых конструкций. Сегодня очевидно, что такие условия возникали в режиме трансенсии и транспрессии, свойственных сдвиговой тектонике. Одновременно стали ясны и большие масштабы формирования меланжей в системах роллинга, сопровождавших реализацию сдвигов в условиях резкой реологической неоднородности среды, и это – отдельная и весьма обширная группа меланжей, тела которых отличаются кольцевой и спиральной морфологией в плане. Вместе с тем мраморные меланжи обнаружены теперь не только в сдвиговых зонах и в ранних, досдвиговых, покровах. Появляется все больше данных, свидетельствующих о возникновении вторичных покровов меланжей, выжатых из сдвиговых зон. Нередко они транспортируются оттуда как раз в участки локализации ранних покровов и в результате возникают сложные конструкции из разновозрастных покровов, отличить которые друг от друга не всегда удается (а точнее – не удастся отличить никогда). По-видимому, можно думать, что список вероятных структурных позиций мраморных меланжей еще не закончен и нас еще ожидают какие-то необычные находки в этом плане.

Матрикс меланжей во всех случаях, как и следует из названия, – мраморы. Включения в них (обломки, нодулы) представлены самыми разнообразными по размеру и составу метаморфическими и магматическими породами, развитыми поблизости (рис. 10). Давно замечено – никаких экзотических пород в составе обломков в меланже нет. Это объективно свидетельствует о незначительных масштабах тектонического транспорта самого меланжа. Именно поэтому при работе на небольших обнажениях может сложиться первое впечатление о мономиктовом составе включений в меланже. Уже небольшое расширение площади работы позволяет убедиться в обратном: обломочный материал в меланже имеет полимиктовый состав. Он установлен практически во всех зонах метаморфизма – от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации включительно. Оригинальный вариант смеси – меланж в меланже, когда крупные по размеру обломки мраморного меланжа ранней генерации присутствуют в мраморном меланже более поздней генерации. Само по себе это важное наблюдение, поскольку позволяет утверждать, что формирование мраморного меланжа не было одноактным событием. Наоборот, эпизоды такого рода были многочисленными. Вместе с тем важно еще раз подчеркнуть, что в целом все меланжи оказались синметаморфическими; они возникали именно так: не до метаморфизма и не после него, а только в процессе самого метаморфизма. А он, в свою очередь, синхронизирован с многочисленными эпизодами деформаций и магматизма, и это позволяет весь-



Рис. 10. Мраморный меланж в береговых скалах Байкала.

Сдвиговая зона в районе бухты Недоступная. Включений силикатных пород немного, но они имеют крупные размеры (1–3 м). На снимке можно видеть, что тело меланжа под косым углом пересекает напластование пород силикатного состава.

Fig. 10. Marble melanges in cliffs at the shores of Lake Baikal.

The shear zone near the Nedostupnaya bay. Inclusions of silicate rocks are few but large in size, from 1 m to 3 m. The melange body is located across the silicate rock beds at an oblique angle.

ма точно определять структурную и хронологическую позицию меланжей.

Самая удивительная особенность «нашего» меланжа – способность карбонатного вещества его матрикса к той или иной мере снижения вязкости. В широких диапазонах условий метаморфизма и флюида, давления и стресса он начинает течь как пластилин. Почему в других регионах, где подобные условия не менее разнообразны, в режиме той же коллизии мраморы (как компоненты стратифицированных разрезов) сохраняются, а мраморных меланжей нет – пока загадка. А более правильно было бы, наверное, сказать как раз наоборот: почему именно здесь, в Ольхонском регионе, обычная вроде бы коллизия сопровождалась такими грандиозными масштабами формирования мраморных меланжей? Так может быть, и сама коллизия здесь была какой-то «ненормальной»? В этом плане изучение мраморных меланжей может дать сигналы, импульсы для поиска каких-то закономерностей более общего, фундаментального характера.

Авторы должны признаться, что ответ на этот вопрос им неведом. Профессионально обсуждать эту тему мы не можем, поскольку ответ на него находится, как кажется, за рамками геологии. Перечислим только некоторые моменты, почерпнутые из литературы. При этом мы даже не будем ссылаться на источники, потому что вся эта область далека от наших профессиональных интересов, и риск не только что-то пропу-

стить или напутать, но и неверно расставить акценты – весьма велик. И все же – вот некоторые моменты, которые сами по себе любопытны (в скобках заметим, что для специалистов в области физики и механики это, наверное, вполне тривиальные сведения). Начнем издали, с элементарного.

- Так, один и тот же материал в одних условиях ведет себя как хрупкий, в других как пластичный. «Расплавить» можно, к примеру, все что угодно.

- А вот – более тонкие оттенки: мраморы, например, при одноосном растяжении разрушаются как хрупкий материал, а при всестороннем сжатии проявляют пластические свойства... Характерно, что первое происходит при больших, а второе – при малых остаточных деформациях.

- Изучение зависимости пластичности от всестороннего давления показало, что с повышением давления пластичность известняков, например, резко возрастает и известняк (в отличие от других пород) становится очень пластичным уже при давлении в несколько сотен бар.

- Повышение температуры при этом уменьшает предел текучести. Но не все так просто. Например, конечная прочность возрастает с ростом всестороннего давления. И в целом, существуют зависимости конечной прочности и предела текучести и от давления, и от температуры.

- Но вот еще один параметр и весьма неожиданный, но важный фактор – скорость деформации. Оказывается, что увеличение скорости деформации сопровождается сильным уменьшением предела текучести и конечной прочности. Интуитивно ощущается, что в геологии этот момент может оказаться весьма многозначительным. К примеру, чисто дилетантский подход, – может быть именно большими скоростями деформаций при косой коллизии в Ольхонском регионе и надо объяснять впечатляющие масштабы меланжирования карбонатных пород?

- Но и тут простыми спекуляциями не отделаться. Например, в экспериментах установлено, что с увеличением скорости деформации от 10^{-7} до 10^{-3} с^{-1} степень пластичности мрамора резко падает, нарастает вклад катаклаза, хрупкой деформации. Однако известно и другое, что при достижении достаточно высокой скорости деформации (10^{-2} с^{-1}) обнаруживается обратная зависимость – быстрый рост пластичности! Может быть, это и есть искомый ответ?

Шанс выйти на ошибочные решения очень велик, и уместно вспомнить один из парадоксов законов Мерфи: «Сложные проблемы имеют легкие для понимания неправильные ответы».

Попытки найти место меланжам в уже существующих геологических классификациях тоже не принесли результата. В одной из недавних публикаций [Festa et

al., 2012] этот вопрос специально обсуждается. Формально место мраморным меланжам Ольхонского региона в предлагаемой указанными авторами классификации найти можно: это так называемая тектоническая категория меланжей. Однако возникновение мраморных меланжей Ольхонского региона связано с тремя исходными позициями:

1) они инициируются в глубинных зонах активных деформаций сдвигового и покровного типа (спусковой механизм – тектоника);

2) важнейшим фактором является карбонатный состав матрикса меланжа (никакие другие породы в составе матрикса меланжей не замечены);

3) существует какой-то критерий (по-видимому, механического характера), определяющий критический порог в мгновенной потере вязкости карбонатных пород.

Соединившись все вместе, эти критерии и определили масштабы меланжеобразования в палеозое Ольхонского региона.

Мимоходом отметим, что в упомянутой выше интересной статье с многозначительным и претенциозным названием – «Mechanisms and processes of stratal disruption and mixing in the development of mélanges and broken formations: Redefining and classifying mélanges» приведен обширный список литературы из 200 работ. Мы, однако, не обнаружили в этом списке нашей статьи о выделении нового типа меланжа, да и вообще ни одной статьи российских авторов. Что бы это значило – трудно сказать. Какая-то мистика. В любом случае, однако, здесь уместно акцентировать внимание на фрагменте после двоеточия из названия статьи указанных авторов: «...Redefining and classifying mélanges». Приведем его и по-русски – «...*Переосмысление и классификация меланжей*»... Напомним еще раз: наша статья опубликована 20 лет назад. Можно было бы и переосмыслить, и учесть в классификации. А пока приходится констатировать: как был мраморный меланж Ольхонского региона заявлен тогда как новый тип таких образований, таким он до сих пор и остается. Вечно новый... И вне классификаций.

3. СИНМЕТАМОРФИЧЕСКИЙ ХАРАКТЕР МРАМОРНОГО МЕЛАНЖА

Априори решения этого вопроса кажутся альтернативными. Действительно, геолог на первых порах исследования вправе предполагать и дометаморфический, и синметаморфический, и постметаморфический генезис меланжа. Поскольку матрикс меланжа – мрамор (метаморфическая порода), проще всего было бы думать, что меланж возник ранее, а затем подвергся метаморфизму. Такое предположение легко опровергается, поскольку включения (обломки) в меланже тоже представлены метаморфитами, которые широко развиты здесь же, в непосредственной близости. Сам

метаморфизм носил одноактный характер, и его параметры в матриксе и в обломках одинаковы. Следовательно, дометаморфическим меланж Ольхонского региона быть не может, это очевидно. Более важно, однако, другое наблюдение. Меланж прорван жилами синметаморфических гиперстеновых гранитов (зона Черноруд) (рис. 11), которые тут же дезинтегрируются на обломки и попадают в состав включений в меланже. В пределах небольшой и полностью обнаженной площади можно видеть, как жилы гранитов пересекают мраморный меланж, в составе которого присутствуют обломки тех же самых гранитов... Одного этого достаточно, в любом случае, чтобы решительно отнести мраморные меланжи к синметаморфическим образованиям. Но и сторонники идеи о постметаморфическом генезисе меланжа найдут здесь свои аргументы, поскольку тела меланжа прорывают складчатые конструкции, образованные метаморфическими породами силикатного состава, и таких мест можно найти сколько угодно. Вместе с тем, возникновение меланжей не было одноактным процессом. Накапливается все больше данных, которые свидетельствуют о многочисленных эпизодах меланжеобразования в границах весьма длительного мегахрона формирования метаморфических комплексов региона. Имеющиеся изотопные датировки охватывают интервал 500–460 млн лет, и никаких данных, которые могли бы указывать на возникновение меланжей за пределами этих хронологических границ, не существует. Они – синметаморфические.

4. СОСТАВ И РАЗМЕРЫ ВКЛЮЧЕНИЙ (ОБЛОМКОВ) В МЕЛАНЖЕ

Они чрезвычайно разнообразны, но при внимательном анализе быстро убеждаешься: состав включений всегда, как упоминалось выше, представлен местным материалом. Ни разу нам не приходилось видеть в составе включений какие-то экзотические породы. Не встретишь даже и никаких пород, расположенных в этом же регионе, но на удалении от места локализации меланжа. И вместе с тем, вряд ли есть смысл пытаться определить в метрах (в километрах, сантиметрах) масштабы транспорта меланжа. Например, в районе Тонта-восток мраморные меланжи содержат крупные включения (глыбы размером первые метры в диаметре) гранатитов – специфических скарнов на контакте габброидов и мраморов. В коренном залегании эти скарны присутствуют здесь же, в ста метрах от выходов меланжа. Еще в 200 метрах от коренных выходов этих пород мы встречаем мраморный меланж, в котором уже нет обломков гранатитов, но (интересная деталь) в самом матриксе меланжа присутствуют линзы скоплений зерен граната. Такое впечатление, что исходный гранатит (а такие породы на 80 % состоят из граната) дезинтегрирован, «рассыпался» на составные

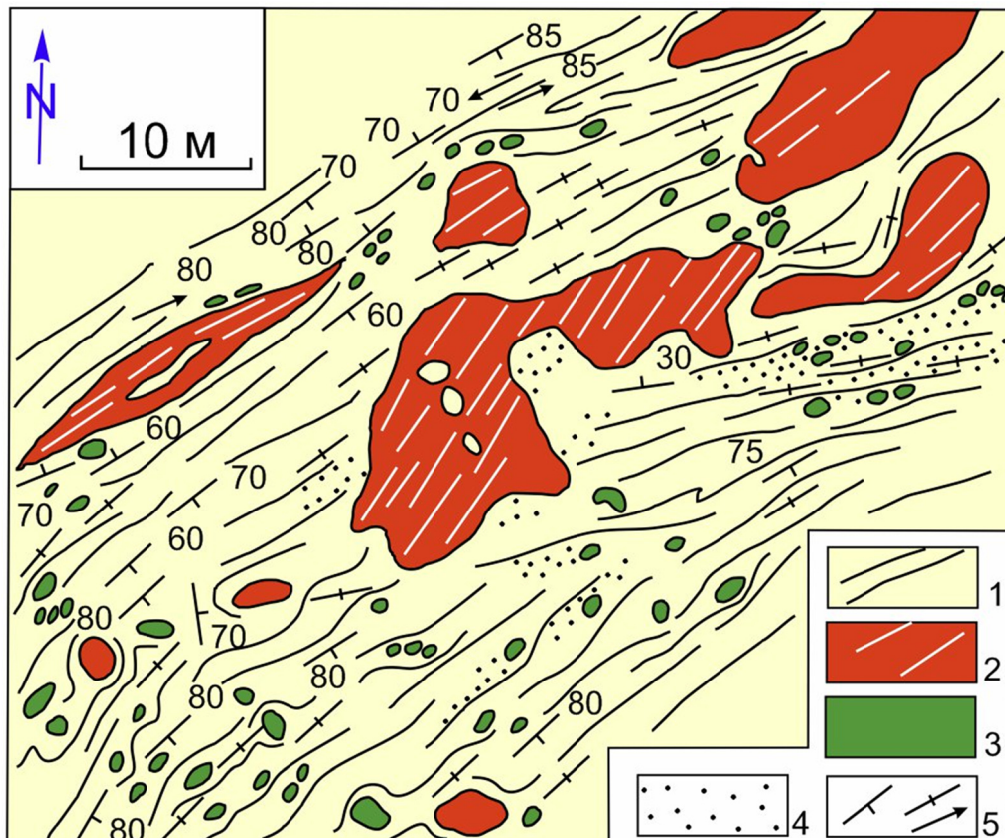


Рис. 11. Детальный план небольшого участка развития мраморного меланжа на левобережье р. Кучелга, Приольхонье, зона Черноруд [Fedorovsky et al., 1993].

1 – мраморный матрикс меланжа; 2–3 – обломки (включения) в меланже: 2 – синметаморфические жилые гиперстенные граниты (белый пунктир – сланцеватость), 3 – мафитовые гнейсы, метагабброиды, кварциты, мраморы, гранат-пироксеновые метасоматиты; 4 – зоны окварцевания; 5 – ориентировка сланцеватости (наклонная, субвертикальная) и минеральной линейности (стрелки).

Fig. 11. A detailed scheme of a small marble melange segment at the left-side bank of the Kuchelga river in the Chernorud zone in Priolkhonie [Fedorovsky et al., 1993].

1 – marble matrix of melange; 2–3 – inclusions in melange: 2 – synmetamorphic vein-type hypersthenic granite (white dotted line – schistosity), 3 – mafic gneiss, metagabbroid, quartzite, marble, garnet-pyroxene metasomatite; 4 – silification zones; 5 – orientations of schistosity (oblique, sub-vertical) and mineral linearity (arrows).

части. Удаляемся еще метров на 100–200 от выходов скарнов, и они в составе включений в меланже полностью исчезают. Такая же картина и с габброидами. Вблизи таких массивов меланж переполнен включениями габброидов. Правда, массивов базитов здесь множество, и объективно решить, обломки какого из них представлены в меланже, не удастся. Однако стоит удалиться от выходов габброидов на несколько десятков или сотен метров, и обломки таких пород в меланжах просто исчезают. В тех участках, где меланж контактирует с кварцитами или мафитовыми (двупироксеновыми) гнейсами, именно такие породы можно встретить в составе включений, поэтому в целом создается впечатление, что состав включений в меланже очень пестрый (и это так и есть), но всегда нужно иметь в виду, что основные поля меланжа сосредоточены в зонах развития как раз пестрого по составу

«ольхонского» комплекса (рис. 12–17).

Размеры включений. Они самые различные (от миллиметров до первых метров в диаметре), но характер рельефа (а он в регионе не отличается большими превышениями, это холмисто-грядовый ландшафт) таков, что определить истинные размеры включений не всегда удастся. Вполне вероятно, что включения в меланже могут быть и огромных размеров – сотни метров, а может быть и километры. Впрочем, такие циклопические обломки, может быть, и нельзя называть включениями. Может и так оказаться, что меланж проникает в тела тех или иных силикатных пород, ветвится, окружает отдельные блоки (по-видимому, это так и есть), но следует ли определять подобные блоки как включения в меланже – уверенного ответа на этот вопрос нет. В целом при крупномасштабном картировании вырисовывается весьма сложная картина тел



Рис. 12. Крупные включения в мраморном меланже.

Нодуль метагабброидов в гранитной рубашке, закатанный в синметаморфический мраморный меланж. Белый контур – полуметровый нодуль габброидов в меланже.

Fig. 12. Large inclusions in marble melange.

A metagabbroid nodule in the granite cover within synmetamorphic marble melange. White contour – 0.5-metre gabbroid nodule in melange.

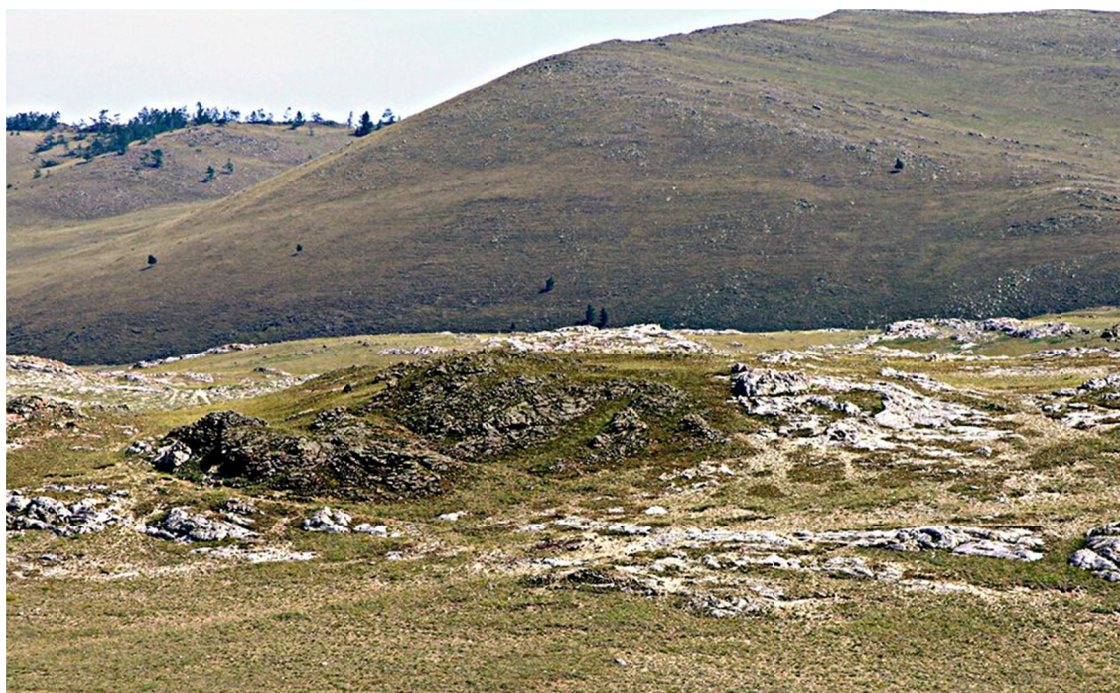


Рис. 13. Крупное (диаметр около 10 м) включение метагабброидов в мраморном меланже. Район Тонта-восток.

Fig. 13. A large inclusion (about 10 m in diameter) of metagabbroids in marble melange. Tonta-East area.



Рис. 14. Включение синметаморфического гранит-базитового минглинга в синметаморфическом мраморном меланже. Остров Ольхон, скальное побережье Байкала южнее залива Узур.

Fig. 14. An inclusion of synmetamorphic granite-basic rock mingling in synmetamorphic marble melange. Olkhon Island, rocky shore of Lake Baikal southward of the Uzur bay.



Рис. 15. Включения синметаморфических гранитов в мраморном меланже. Тонга.

Fig. 15. Inclusions of synmetamorphic granites in marble melange. Tonta area.



Рис. 16. Включение метагабброидов в мраморном меланже. Тонта.

Fig. 16. Inclusions of metagabbroids in marble melange. Tonta area.



Рис. 17. Включение двупироксеновых гнейсов в мраморном меланже.

Район Тонта-восток. Внизу – деталь этого обнажения, где отчетливо видно срезание мраморами полосчатости в мафитовых гнейсах, а также небольшие жилы карбонатного состава, внедренные в гнейс.

Fig. 17. Inclusions of two-pyroxene gneisses in marble melange.

East Tonta area. Bottom – a detail of the outcrop wherein it is clearly visible that marbles cut striations in mafic gneisses, and there are small veins of carbonate composition which are intruded into gneiss.

меланжа – по-существу, это паутина, пронизывающая силикатные породы, и нередко кажется, что ее рисунок и в плане, и в разрезе имеет хаотический характер. На самом деле это, конечно, не так. Мраморный меланж формируется в условиях реализации различных деформаций, и все они, так или иначе, отражены в формировании тел и внутренней структуры меланжа.

5. КОНФИГУРАЦИЯ И РАЗМЕРЫ ТЕЛ МЕЛАНЖА

Истинные размеры тел мраморных меланжей можно оценить, только глядя из Космоса. В своей работе мы используем обширный арсенал аэрокосмических данных (задействован материал с девяти спутников и четыре масштаба аэрофотосъемки). Именно такие снимки, полученные сканерами высокого и сверхвысокого разрешения, установленными на современных космических аппаратах, позволяют одним взглядом не только увидеть в деталях весьма затейливые конфигурации меланжей, но и оценить протяженность и ширину их тел в плане. Непосредственно на местности геолог может наблюдать лишь фрагменты этих сложных конструкций. Иногда это серии многочисленных изолированных друг от друга мелких полей линейных и нелинейных очертаний. В плане они образуют цепочки, ориентированные субпараллельно общему простиранию системы и протягивающиеся на сотни метров и километры. В других местах появляются обширные поля меланжа, в которых линейная ориентировка полностью отсутствует. В таких участках чаще всего удается наблюдать прямые пересечения мраморным меланжем сланцеватости силикатных метаморфических пород и контактов между различными породами силикатного состава. Углы пересечения таких контактов могут быть любыми – от едва заметных до весьма крутых, и тогда никаких сомнений в прорыве мраморным меланжем любых других метаморфических пород не остается. Это впечатление усиливается еще более, когда в составе меланжа присутствуют крупные глыбы и мелкие обломки силикатных пород. Вместе с тем, не все так просто. Детальное картирование показало – немало и таких мест, где инъекционный характер карбонатных внедрений очевиден, а включений силикатных пород в них исчезающе мало или нет совсем. Именно это привело нас к необходимости применения более нейтрального, общего термина – инъекционные карбонатные породы, которые объединяют не только собственно мраморные меланжи, но и чисто мраморные инъекции, а также и упомянутые выше карбонатные выплавки [Sklyarov et al., 2013].

Отдельно нужно сказать о группе линейных тел меланжа и карбонатных пород в целом. Сегодня это проблема, не имеющая пока ясного решения. Геологические карты, составленные с большой степенью точности (с применением аэрокосмического материала высокого и сверхвысокого разрешения), позволяют ви-

деть, что «горизонты» карбонатных пород при ничтожной ширине в плане (первые метры – десятки метров) протягиваются без перерывов на километры и десятки километров. Все бы ничего, да вот «беда» – это вовсе не горизонты в стратиграфическом смысле. При их картировании шаг за шагом можно встретить значительные по протяженности интервалы, занятые меланжами, которые то появляются, то исчезают, а сами контакты таких тел (независимо от того, меланжи это или «чистые» мраморы) обнаруживают признаки структурного несогласия с толщами пород силикатного состава. При этом прямого несогласия непосредственно в обнажениях можно и не увидеть – в связи с малыми углами оно становится очевидным лишь при наращивании площади геологической съемки. Так, например, мраморно-меланжевый «горизонт» в юго-восточном ограничении Главной сдвиговой зоны Ольхонского региона (его мощность равна 5–10 м) непрерывно прослежен в Приольхонье на 40 км, а на острове Ольхон – еще на 20 км. На значительных по протяженности участках в его составе преобладают мраморы, а меланжи отсутствуют. Однако «горизонт» под углом 10–15° пересекает десятки самых различных структур и комплексов. Непосредственно в обнажениях ничего этого нельзя увидеть (такие малые углы человеческий глаз не воспринимает), но космический снимок беспристрастен, а геологическая карта, составленная на его основе, объективно свидетельствует: структурное несогласие налицо (рис. 18, 19).

Линейная конфигурация тел меланжа между тем вовсе не единственная, и отклонения от этой формы бесчисленны – от частичной утраты прямолинейных контуров до полного исчезновения линейности. Пример совершенно иной конфигурации тел меланжей можно видеть на рис. 20. Только крайняя слева полоса меланжей на этом снимке составляет линейное образование, а все остальное обширное по площади поле отличается отсутствием линейности.

6. СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ ТЕЛ МЕЛАНЖА

Синтез полевого материала позволяет наметить четыре позиции локализации таких образований в региональной структуре:

- 1) в самых ранних складчатых пакетах, отражающих синметаморфические досдвиговые деформации покровного типа;
- 2) в синметаморфических сдвиговых зонах;
- 3) в системах роллинга (вращения), инициированных сдвигами и реализованных в условиях резкой геологической неоднородности геологической среды;
- 4) в выжатых покровах, инициированных сдвигами (в одних случаях они дублируют ранние покровы, в других – составляют тела, не контролируемые предшествующими структурами покровного типа).

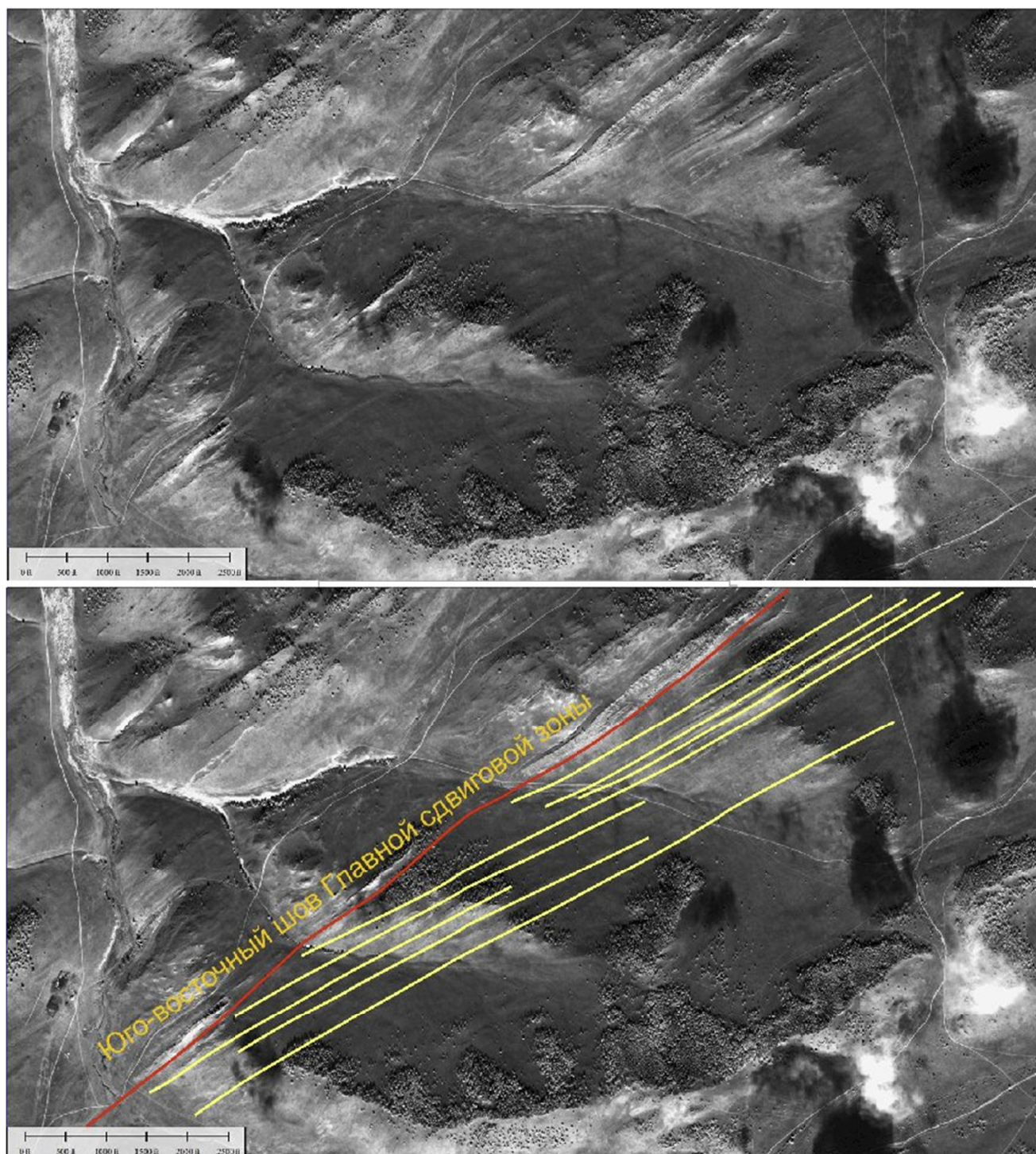


Рис. 18. Косое сочленение структур вдоль юго-восточного фланга Главной сдвиговой зоны (красная линия – бластомило- ниты) и прилегающего к ней «горизонта» мраморов и мраморных меланжей.

Спутник WORLD VIEW-2, США. Разрешение 46 см в пикселе, масштаб 1:1500 (линейка внизу слева – в футах). По сравнению с ориги- налом снимок здесь сильно уменьшен. Охват большой площади обнаруживает отчетливое структурное несогласие. Углы сочленения разных структур очень пологие (10° – 20°). Мраморы и мраморные меланжи (линейная светлая полоса) контактируют с бластомило- нитами и маркируют сдвиговую зону. Ширина тела в плане колеблется от 100 м до нуля. Вверху – «чистый» снимок, внизу – показаны некото- рые элементы структуры.

Fig. 18. Oblique junction of structures along the south-eastern flank of the main shear zone (red line – blastomylonites) and adjacent 'horizon' of marbles and marble melanges.

Data from WORLD VIEW-2 satellite, USA. Resolution 46 cm per pixel; scale 1:1500 (the scale at the left bottom is in feet). The image is consid- erably reduced against the original. In a view of the larger area, the structural unconformity is clearly visible. Junction angles of variable structures are very low (from 10° to 20°). Marbles and marble melanges (linear light-coloured band) are in contact with blastomylonites and mark the shear zone. In plan, the width varies from 100 m to zero. Top – original image; bottom – elements of the structure are shown.

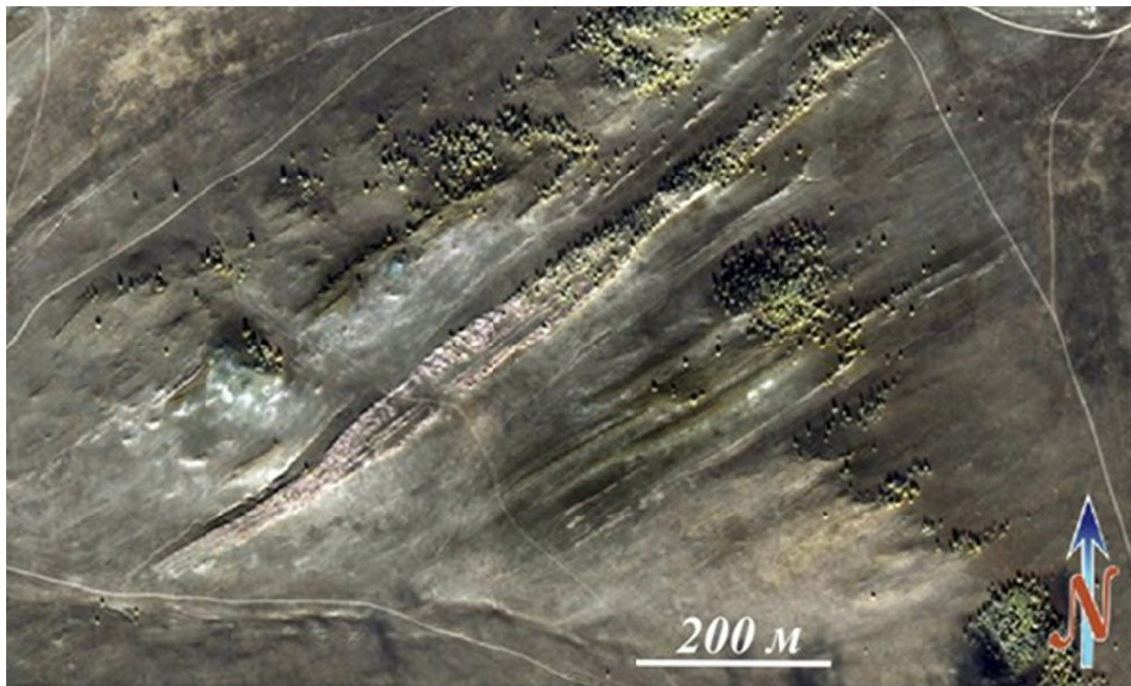


Рис. 19. Фрагмент той же площади со спутника IKONOS-2, США (мультиспектральный формат, разрешение 82 см в пикселе, масштаб 1:5000).

Уменьшено. Линейные тела мраморов и мраморных меланжей меняющейся мощности (светлое), заблокированные в зонах сдвигов. Северо-восток Приольхонья. Главная сдвиговая зона.

Fig. 19. A fragment of the same area in the image from IKONOS-2 satellite, USA (multi-spectral format; resolution 82 cm per pixel; scale 1:5000).

The image is reduced. Linear bodies of marbles and marble melanges of variable thickness (light-coloured) are blocked in the shear zones. The north-eastern Priolkhonie. The main shear zone.

1. Мраморные меланжи и мраморы в досдвиговых структурах покровного типа. Структурный анализ уже давно обнаруживал деформации покровного типа, которые в Ольхонском регионе по времени своего формирования предшествовали сдвигам [Dobrzhi-netskaya et al., 1992; Katsura, Fedorovskii, 1996; Fedorovsky et al., 1995]. Однако реальные и картируемые покровные системы, ввиду тотальных масштабов сдвигового тектогенеза, длительное время не удавалось найти. Сегодня это противоречие осталось, наконец, позади и пакеты досдвиговых покровных складок с субгоризонтальными шарнирами обнаружены сразу на нескольких участках территории полигона (рис. 21–25). С карбонатными породами, формирующими покровные складки, ассоциируют и ранние синметаморфические граниты. Нечасто, однако, среди таких структур можно встретить собственно мраморные меланжи, преобладают мраморы. Но есть и вполне очевидные свидетельства появления мраморных меланжей уже на ранних этапах формирования региональной структуры.

Сдвиговые зоны. Это наиболее распространенный вариант. Синметаморфические зоны сдвига многочисленны, они отражают основной каркас, скелет карти-

руемой региональной структуры. Сдвиговым деформациям предшествовали весьма мощные и тоже синметаморфические деформации покровного и купольного типа. На фоне тотально проявленного сдвигового тектогенеза они сохранились лишь на площадях локальных участков. Значительная часть сдвиговых зон маркируется выходами так называемого шовного комплекса (собственного наименования мы ему пока не придумали). При ширине в плане 50–300 м протяженность подобных зон достигает 20–30 км, а мраморы и мраморные меланжи в них сочетаются с амфиболитами, мелкими телами гипербазитов, габброидов. При этом, если силикатные породы встречаются лишь спорадически, меланжи картируются практически без перерывов на большие расстояния (рис. 26) или составляют тонкие в плане линзы со стреловидными окончаниями и протяженностью в километры (см. рис. 18, 19).

2. Системы роллинга вокруг тел габброидов и гипербазитов. Это замечательная специфика структурных композиций региона, проявленная повсеместно, в любых зонах метаморфизма. Причина роллинга вязких (жестких) тел базитов и гипербазитов, погруженных в маловязкий (пластичный) метаморфический

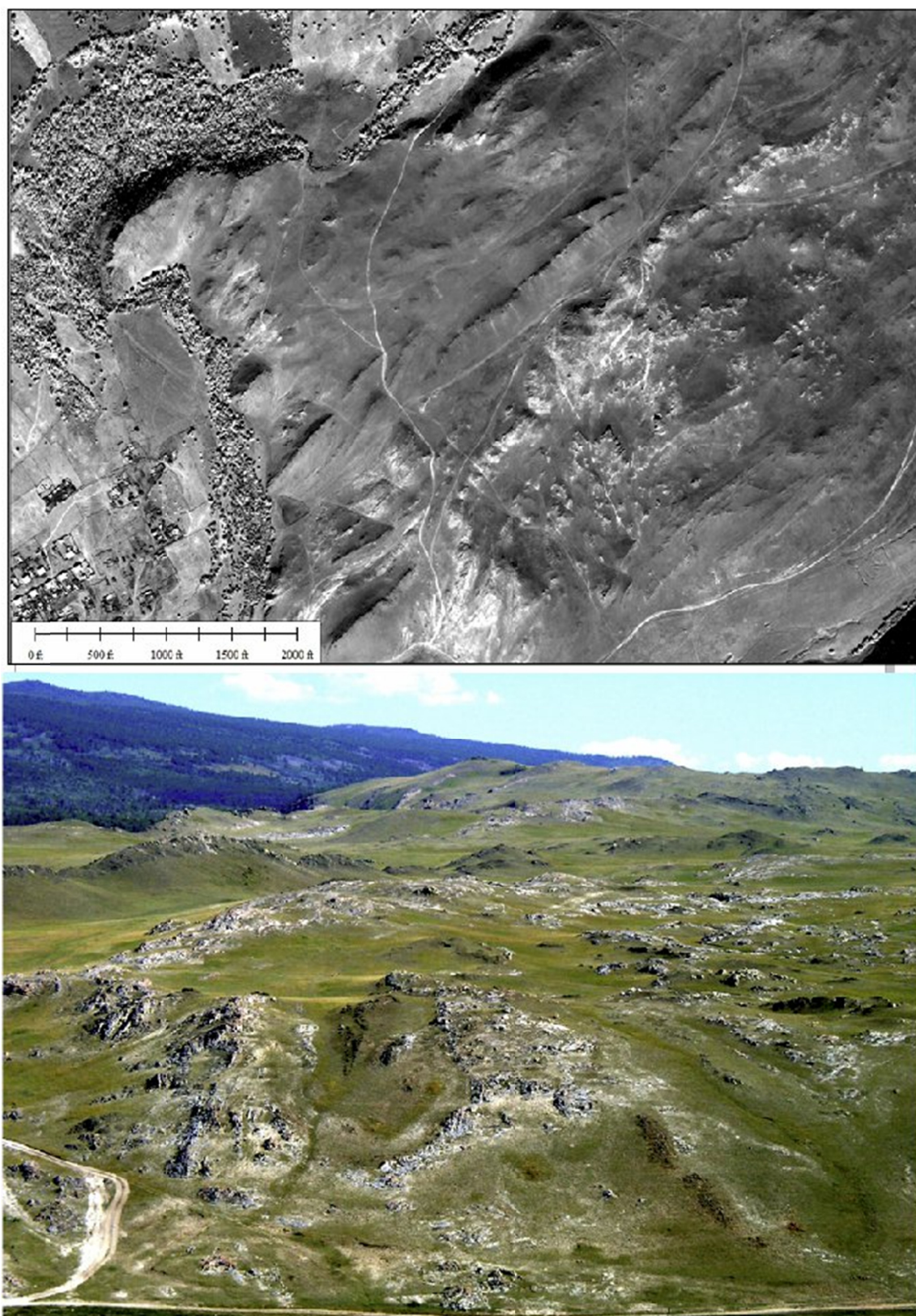


Рис. 20. Крупное поле выжатых покровов мраморных меланжей в районе Тонта-восток.

Вверху – космический снимок (уменьшено). Внизу – фотография этой площади, сделанная с хребта Томота. Темный гребень слева от поля меланжей – эшелонированная дайка метагабброидов, локализованная вдоль сдвиговой зоны, ограничивающей покров с северо-запада.

Fig. 20. A large field of push-out marble melange nappes in the Tonta-East area.

Top – space image (reduced). Bottom – a photo of the same area as viewed from the Tomota ridge. The dark-coloured range to the left of the melange field is an echelonated dyke of metagabbroids located along the shear zone that borders the nappe in the north-west.



Рис. 21. Поле самых ранних складок покровного типа, образованное мраморами и мраморными меланжами. Район Мраморного плато, юго-западнее горы Танхан (она на горизонте).

Fig. 21. The field of the youngest folds of nappe type (marbles and marble melanges). The Marble plateau is located south-westward of the Tankhan mountain that can be seen on the horizon.

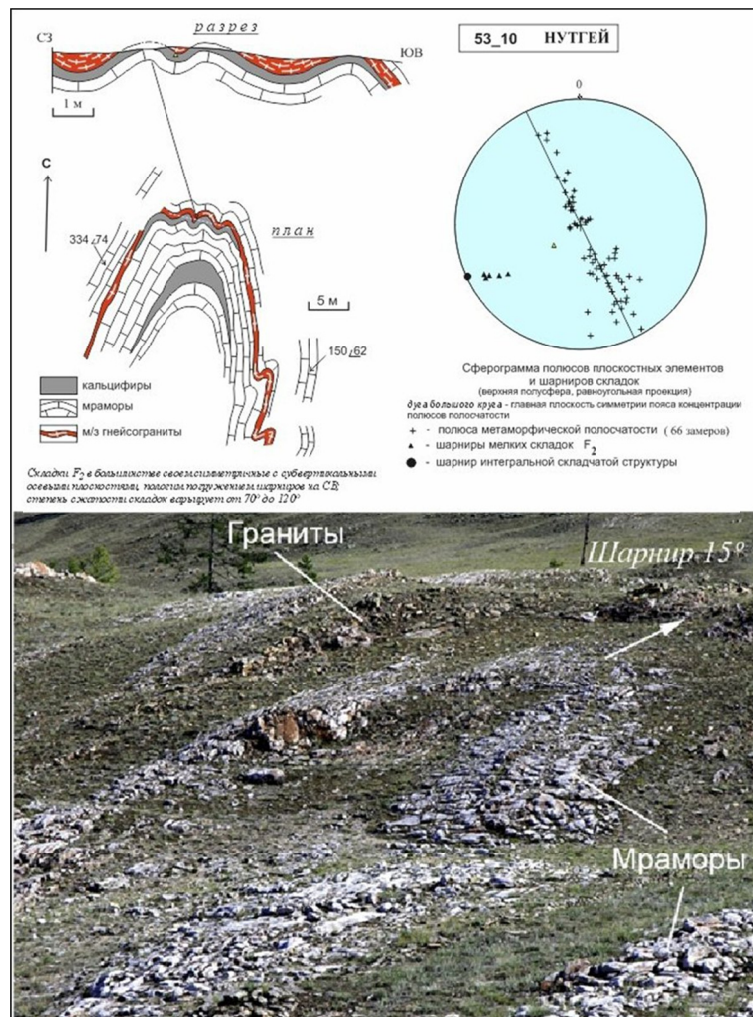


Рис. 22. Покровные складки и деформированные ими жилы ранних гранитов. Эталонный участок на юго-западе поля карбонатных пород и гранитов, показанного на предыдущем фото.

Fig. 22. Nappe folds and deformed veins of younger granites. The reference segment in the south-western part of the field of carbonate and granitic rocks which is shown in the previous photo.

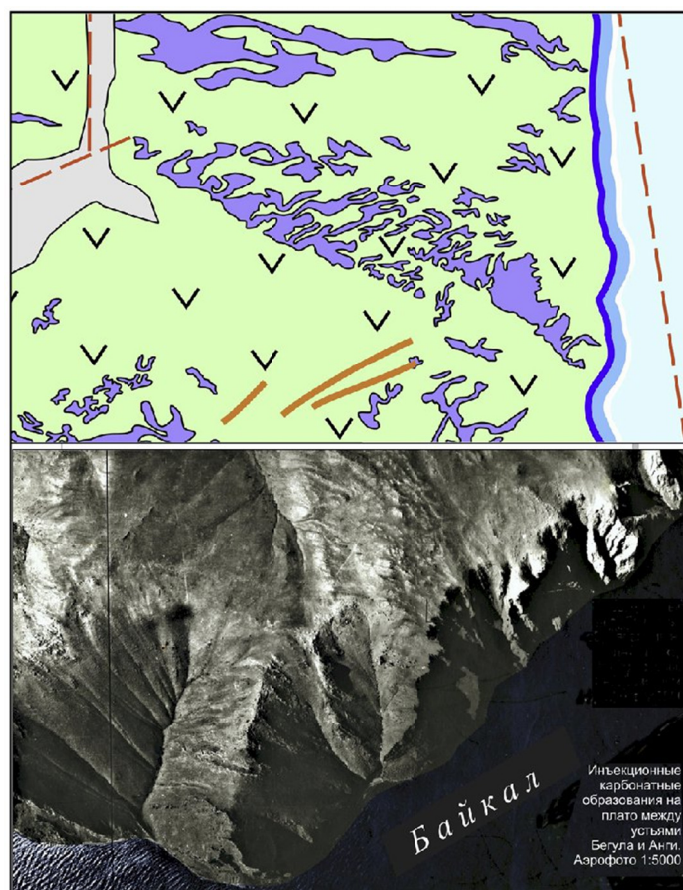


Рис. 23. Фрагмент упрощенной карты и аэрофотоснимок масштаба 1:5000 на небольшую площадь в междуречье Анга-Бегул [Sklyarov et al., 2013]. Сложная конфигурация полей мраморных меланжей на плато (пологое зеркало складчатости), затронутых сдвиговой деформацией.

Fig. 23. A fragment of the simplified map and an aerial photo (scale 1:5000) of a small segment of the Anga-Begul interfluvial area [Sklyarov et al., 2013]. On the plateau, the configuration of the marble melange field is complicated (low-angle folding plane) as the melange was subject to shear deformation.



Рис. 24. Скальное ограничение того же плато в междуречье Анга-Бегул.

Мраморные меланжи с крупными включениями амфиболитов. В скалах Байкала они образуют субвертикальные тела, соединяющиеся с покровом, обнаженным на плато. Фото со льда Байкала.

Fig. 24. The rocky boundary of the same plateau in the Anga-Begul interfluvial area.

Marble melanges with large inclusions of amphibolites. In Baikal rocks, they comprise subvertical bodies that are jointed to the nappe outcropped in the plateau. The photo is taken from ice of Lake Baikal.

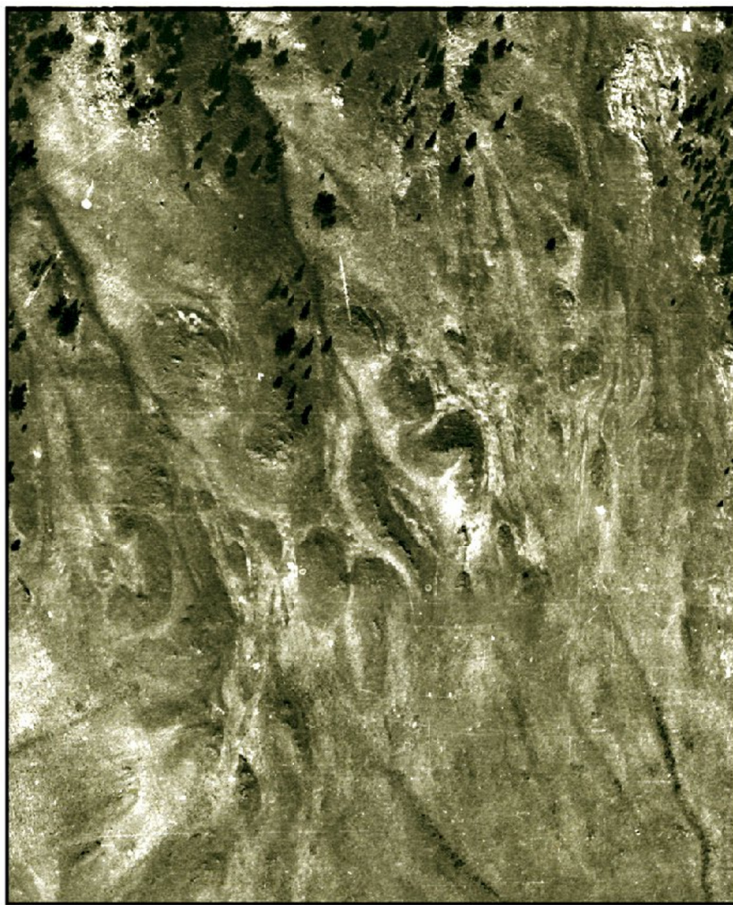


Рис. 25. Ранние покровы мраморных меланжей с крупными включениями базитов, деформированные в сдвиге (кинематика – простой левый сдвиг).

Северная часть плато Бегул-Анга. Аэрофотоснимок масштаба 1:5000.

Fig. 25. Younger nappes of marble melanges with large inclusions of basic rocks which were deformed by shear (kinematics – simple left-side strike-slip).

The northern Begul-Anga plato. Aerial photo, scale 1:5000.

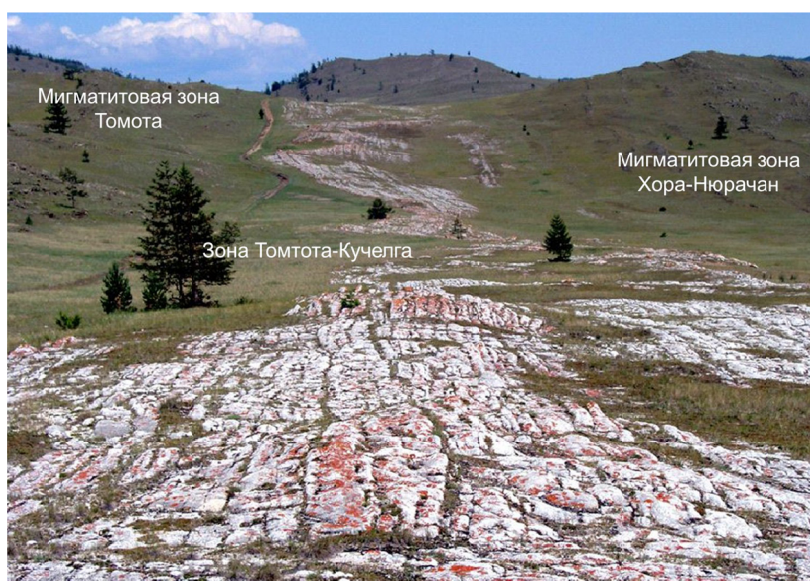


Рис. 26. Шовная зона Томота – Кучелга (мраморы, мраморные меланжи, гипербазиты), «Мраморная дорога».

Fig. 26. The Tomota – Kuchelga suture zone (marbles, marble melanges, hyperbasites), the Marble Road.

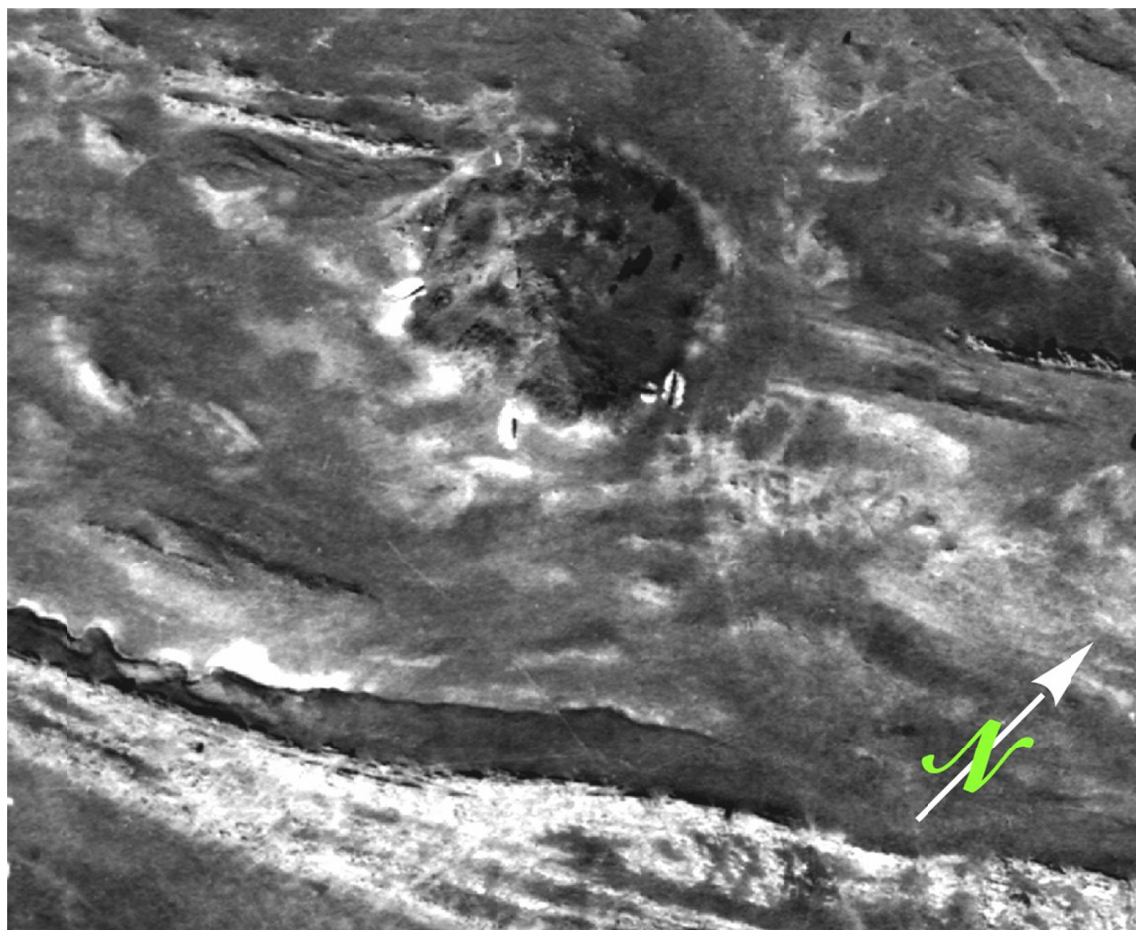


Рис. 27. Главная сдвиговая зона региона.

Массив гипербазитов Харикта-2, закрученный сдвигом в кольцевую оболочку из мраморов и мраморных меланжей (белое). Диаметр массива около 80 м. Спутник IKONOS-2, США.

Fig. 27. The main shear zone of the region.

The Kharikta-2 hyperbasite massif is circinated by shear into a ring-shaped nappe containing marbles and marble melanges (white). Its diameter is about 80 m. Data from IKONOS-2 satellite, USA.

матрикс, – в резкой реологической неоднородности глубинной геологической среды, «охваченной» сдвиговой тектоникой и метаморфизмом. Если вмещающие породы отвечают на деформации сдвига тектоническим течением и формированием складок, то тела базитов и гипербазитов оказываются практически непроницаемыми для флюидов, температура их плавления в два раза превышает температуру метаморфизма и единственная заметная реакция на сдвиг – вращение таких «жестких» тел в маловязком «пластифицированном» метаморфическом матриксе. Как правило, базиты и гипербазиты образуют блокированные тела различной морфологии. Неровности их границ приводят при вращении к появлению динамически меняющихся, скользящих и как бы «прыгающих» зон то растяжения, то сжатия на контактах с вмещающими породами. Мраморные меланжи выжимаются из зон сжатия, внедряются, «впрыскиваются» в подобные зоны локального растяжения. Довольно быстро меланжи снова по-

падают в условия сжатия (оно неизбежно приходит на смену локальному растяжению), далее карбонатный материал «размазывается», выжимается из зон сжатия и вновь транспортируется в соседние зоны растяжения и т.д. По-видимому, такие эпизоды могли повторяться многократно. В итоге практически всегда можно наблюдать мраморно-меланжевые оболочки меняющейся мощности вокруг тел базитов и гипербазитов. Детальное картирование объективно свидетельствует: какова бы ни была общая структура метаморфической рамы – линейная или более сложной конфигурации – в непосредственной близости от тел базитов и гипербазитов структурный ансамбль кардинально изменяется. Все такие тела (а их в регионе около 200) окружены кольцевыми и спиральными структурами в метаморфической раме. Конфигурация спиральных и кольцевых структур полностью подчинена контурам и размерам тел базитов и гипербазитов – это бесспорно установленный факт (рис. 27–29). При этом в формировании



Рис. 28. Массив гипербазитов Харикта-2 в натуре. Кольцо мраморов и мраморных меланжей, локализованное вокруг массива гипербазитов, срезает линейную структуру, образованную амфиболитами, мраморами и кварцитами.

Fig. 28. The Kharikta-2 massif of hyperbasites in field. The ring-shaped nappe containing marbles and marble melanges is located around the hyperbasite massif and cuts the linear structure composed by amphibolites, marbles and quartzites.



Рис. 29. Массив габброидов Танхан-1, закрученный в сдвиговую спираль.

В зоне экзоконтакта – кольцо мраморов и мраморных меланжей. На удалении от массива структура вмещающих толщ носит линейный характер. Размеры массива в плане 1.0×1.5 км.

Fig. 29. The Tankhan-1 gabbroid massif is circinated into a shear spiral.

In the exocontact zone, there is a ring of marbles and marble melanges. At a distance from the massif, the structure of host rocks is linear. In plan, the size of the massif is 1.0×1.5 km.

пакетов кольцевых и спиральных складчатых структур участвуют все породы метаморфического матрикса. Подчеркнем еще раз – любые метаморфические породы. Независимо от этого, однако, каким бы пестрым не был набор метаморфических пород, мраморные меланжи всегда занимают неширокую зону непосредственно в зоне экзоконтактов массивов базитов и гипербазитов. Нетрудно видеть, что они дискордантны к складчатой системе метаморфического матрикса, локализованного на некотором удалении от массивов и наоборот – они полностью конкордантны контактам массивов базитов и гипербазитов, нередко составляют оболочку таких тел. Массивы базитов и гипербазитов находятся как бы в скорлупе мраморов и мраморных меланжей.

3. Выжатые покровы мраморных меланжей. Нужно отметить, что выжатые покровы – одна из самых неожиданных и «пикантных» тем в геологии региона. Сама находка таких покровов (а они детально закартированы) не должна удивлять. Странным казалось другое – как возникали глубинные покровы в условиях тотального проявления сдвиговой тектоники? И куда подобные тела транспортировались? Ведь мы имеем дело с глубинной ситуацией, «пустых» мест в глубоких недрах коры нет. Ответ пришел неожиданно, при изучении структуры «рамы» вокруг тел габброидов. Некоторые важные моменты, которые определяют логику анализа, таковы:

- Массивы габброидов, попадая в сферу синметаморфической сдвиговой деформации, отвечают на нее, как упоминалось выше, роллингом. При этом ни сами такие деформации, ни метаморфизм в глубь массивов практически не проникают. Сдвиговая деформация «гасится» на контакте с массивами габбро, а точнее говоря, она полностью трансформируется на вращение массивов.

- Сами массивы габбро представляют собой блокированные тела различных размеров. До реализации сдвигов территория была ареной регионального проявления покровных деформаций – это реально установленный факт [Dobrzhinetskaya et al., 1992; Fedorovsky et al., 1995]. Тела базитов, по-видимому, составляли в то время аллохтонные пластины, в кровле и подошве которых (в раме) и располагались пакеты складок покровного типа.

- Именно эти места оказываются, как и сами габброиды, «защищенными», экранированными от влияния сдвиговой деформации, сменившей покровную. Во время масштабных проявлений сдвигов, когда ранние покровные складчатые системы были переработаны или совсем уничтожены, как раз здесь, в непосредственном контакте с массивами базитов, позиционировались участки деформационных теней, «нулевой» сдвиговой деформации. И именно сюда выжимались мраморные меланжи из зон сдвигов. Иными словами, рождаясь в зонах сдвиговой деформации, синметаморфические мраморные меланжи в одних случаях

«размазываются» непосредственно в зонах сдвига, в других – полностью выжимаются из сдвиговых зон и транспортируются в ближайшие объемы коры, где были локализованы досдвиговые покровные складчатые пакеты. Выжатые покровы мраморных меланжей дублируют, таким образом, реликтовые зоны более ранних покровов. В итоге мы получаем весьма странную конструкцию слоеного пирога, в которой, конечно, нет ничего, напоминающего первичное напластование. Наоборот, здесь не осталось никаких намеков на исходную стратификацию, это чисто тектонический коллаж.

Более подробно рассмотрим вопросы динамики этого процесса в следующем разделе статьи, а здесь приведем пример покровов, выжатых из зон сдвигов, но вне видимой связи с массивами базитов (рис. 30).

7. ОБСУЖДЕНИЕ

По-видимому, вряд ли удастся сейчас объединить все накопленные данные в непротиворечивую конструкцию. Массив материала весьма значителен, но имеются и внутренние противоречия, препятствующие синтезу. Целесообразно не только постепенно и без суеты продвигаться к финалу, но и попытаться сформулировать вопросы и проблемы, решение которых может дать шанс на получение конечного результата в будущем.

8. СИНТЕЗ. ДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ МЕЛАНЖА

Присутствие мраморных меланжей региона в двух основных структурных позициях – покровных и сдвиговых – не должно удивлять: такова последовательность событий аккреционно-коллизийной истории этой территории в раннем палеозое. А вот почему места локализации ранних и поздних покровов меланжей совпадают – кажется странным и требует поиска причин, объясняющих такие совпадения. И второе. Почему при таких серьезных масштабах сдвигового тектогенеза, приведшего к сильнейшей линейаризации и расплющиванию коллизийной системы, наибольшее число полей развития и ранних, и поздних пакетов нелинейных покровных складок сосредоточено как раз вдоль главного коллизийного шва системы террейнократон, где сдвиги были проявлены наиболее интенсивно? На эти два вопроса ответ, как кажется, найден.

Генеральный каркас структуры Ольхонского региона представляет собой коллаж многочисленных сдвиговых пластин, разделенных швами бластомилонитов. Сами пластины образованы различными по составу комплексами. Подавляющее число ранних структур покровного типа обнаружено в зонах, сложенных пестрым по составу ольхонским комплексом, метамор-

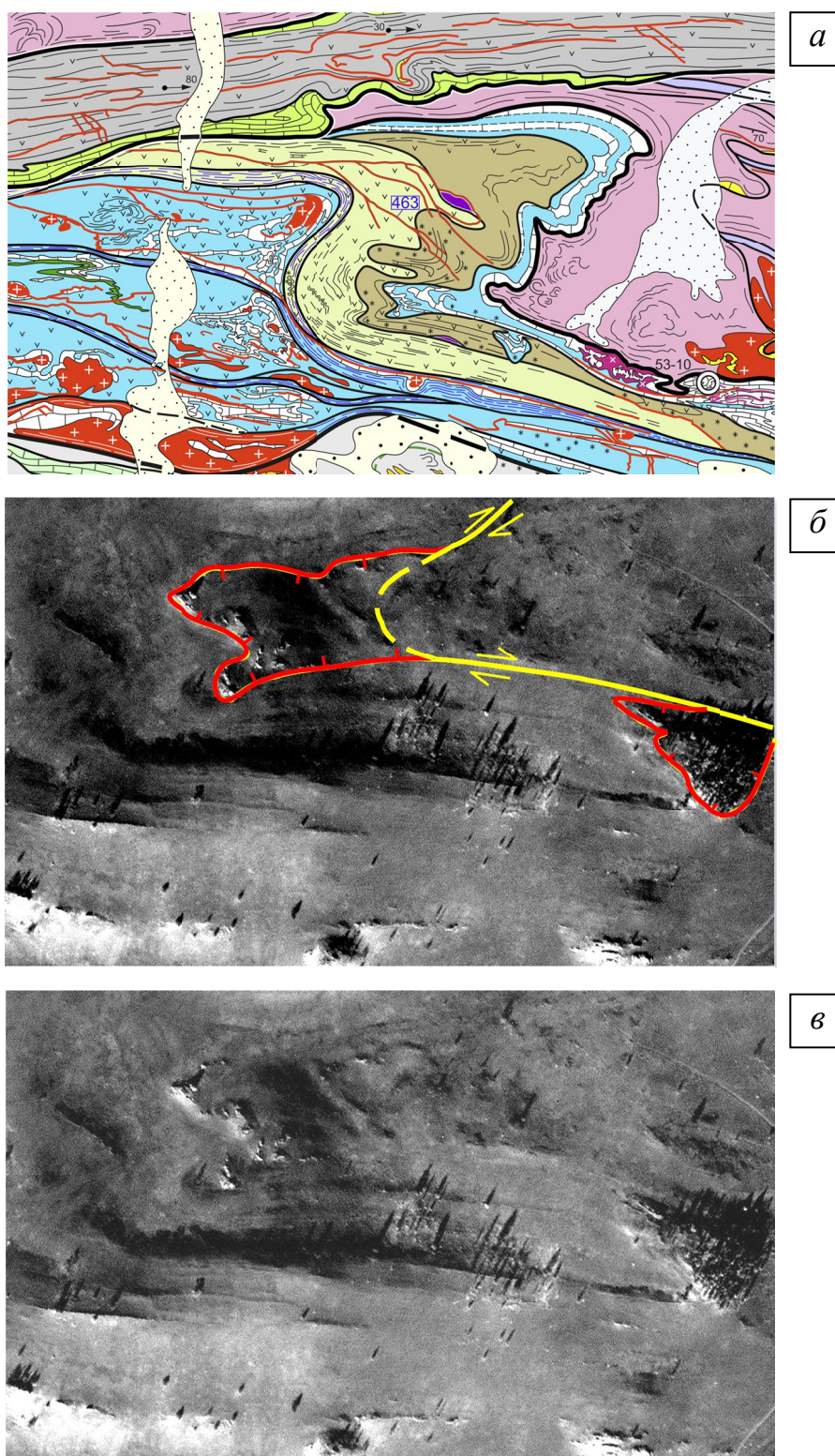


Рис. 30. *a* – фрагмент аэрокосмической геологической карты на небольшую площадь (2×4 км) в районе Нутгей, северо-восток Приольхонья [Fedorovsky et al., 2010]. Сдвиговый дуплекс, деформированный более поздним сдвигом в крупную сигмоиду (спутник IKONOS-2, США); *б* – границы покровов, отчетливо срезающие линейные сдвиговые пакеты, образованные амфиболитами и кварцитами; *в* – космический снимок без элементов дешифрирования. Срезание покровами сдвиговых конфигураций очевидно и без дополнительных усилий.

Fig. 30. *a* – a fragment of the geological map based on aerial photos and satellite images for a small area (2×4 km) in the Nootgei region in the north-eastern Priolkhonie [Fedorovsky et al., 2010]. The shear duplex deformed by the later strike-slip fault into a large sigma-shaped structure (data from IKONOS-2 satellite, USA); *б* – it is clearly visible that boundaries of nappes cut linear shear packages composed by amphibolites and quartzites; *в* – satellite image without deciphering elements. Cutting of the shear structures by the nappes is visible.

физм которого отвечает амфиболитовой и гранулитовой фациям. Во многих частях региона с породами Ольхонского комплекса пространственно ассоциируют массивы и мелкие тела толеитовых габброидов и гипербазитов. Распределены они, вместе с тем, неравномерно. Наибольшее количество тел гипербазитов присутствует в Главной сдвиговой зоне. Тела толеитовых габброидов занимают две крупные площади: 1) в зоне Черноруд, непосредственно примыкающей к коллизии-онному шву системы Ольхонский террейн – Сибирский кратон; 2) на северо-востоке Приольхонья (зона Оргойта – Змеиная падь). Для расшифровки позиции покровных складчатых систем в метаморфической раме нас сейчас интересуют именно эти две площади, поскольку реально эмпирически установлен именно такой пространственный парагенез: поля развития толеитовых габброидов совпадают с полями развития складок покровного типа, образованных метаморфическими породами «рамы». Частично этот вопрос рассмотрен выше. Здесь приведем некоторые дополнительные данные. В юго-западной части зоны Черноруд (район Тонта – Улан-Харгана) обнаружено немало площадей развития ранних складок покровного типа (рис. 31–33). Нередко они ассоциируют с небольшими по площади выходами габброидов. Однако есть основания уверенно предполагать, что число массивов габбро и их размеры гораздо значительнее тех небольших тел, которые закартированы на поверхности. Везде, где удавалось наблюдать соотношения массивов габброидов и пород метаморфической рамы, всегда обнаруживается устойчивая закономерность: такие массивы окружены пакетами сдвиговых складок с субвертикальными шарнирами, а над массивами (предположительно – и под ними) в породах рамы локализованы пакеты складок покровного типа. Последние, таким образом, могут рассматриваться как поисковый признак (как прямые индикаторы) для обнаружения самих габброидов, не обнаженных на земной поверхности. Если правильно разгадана эта закономерность, то она имеет прямое отношение и к интересующим нас сейчас мраморным меланжам. Уже упоминалось, что категория выжатых покровов меланжей постоянно дублирует именно такие зоны – ранних складок покровного типа. Нужно подчеркнуть, что эти ранние складки образованы вовсе не обязательно карбонатными породами, чаще всего как раз наоборот. Обычно мы и наблюдаем пакеты ранних покровных складок, образованных силикатными породами, в которые инсталлированы (внедрены, встроены) более поздние покровы мраморных меланжей (рис. 34, 35). В целом на поверхности обнаруживается невероятно сложная структурная конструкция тесно переплетающихся многоактных сдвиговых и покровных ансамблей, образованных различными метаморфическими породами, в том числе и мраморными меланжами. Таково, например, поле выжатых покровов мраморных меланжей в районе Тонта-восток, локализованное в крупном

досдвиговом покрове, образованном мафитовыми гнейсами и кварцитами, расположенном, в свою очередь (как мы предполагаем), в кровле массива габброидов, не вскрытого на поверхности. Нужно отметить, вместе с тем, что меланжи этого района чаще всего переполнены включениями именно габброидов, что, хотя и косвенно, но свидетельствует о присутствии где-то рядом массивов таких пород. Между тем, в непосредственной близости массивов габброидов нет. Включения габброидов есть, а массивов нет. Не остается ничего иного, как предположить, что они присутствуют где-то рядом, на небольшой глубине. Окончательно решить эту задачу могло бы геофизическое зондирование, и надеемся, что скоро удастся это сделать.

9. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Хотя мы пытались сосредоточиться только на вопросах тектонической позиции мраморных меланжей и сознательно уходили от обсуждения другого (внешне сходного по результатам) явления – карбонатных выплавок, целесообразно все же попытаться расставить точки над «i». Это необходимо хотя бы для того, чтобы избежать двусмысленностей. Открытие инъекционных карбонатных образований в Ольхонском регионе само по себе было неожиданным; оно привело к серьезным трансформациям в тектонических представлениях и неизбежным следствиям при расшифровке истории коллизии-онного процесса в раннем палеозое Западного Прибайкалья. Что нам кажется (в свете имеющихся на сегодня данных) установленным достаточно надежно? Можно утверждать, что в целом инъекционные карбонатные породы Ольхонского региона составляют две генетические группы. Одна из них – это мраморные меланжи (о них и идет речь в данной статье). Вторая – коровые карбонатные выплавки, сопровождавшие эпизоды магматизма [Sklyarov et al., 2011, 2013]. Источник карбонатного вещества в обеих группах – исходные стратифицированные горизонты такого состава. На долю меланжей приходится две трети территории региона. Карбонатные выплавки сосредоточены в основном в границах мегазоны Крестовский – Тажеран (рис. 36), которая отличается несравненно более мощным магматизмом, чем остальная площадь региона. Вместе с тем, четкой границы между ареалами развития меланжей и карбонатных выплавок нет. Это и понятно – меланжирование охватывает всю площадь региона, а выплавки карбонатных пород «привязаны» к зонам проявления высокотемпературного магматизма (субщелочные габброиды, сиениты, нефелиновые сиениты). Поскольку и те, и другие инъекционные карбонатные образования контролируются сдвигами, отличить их друг от друга на местности не всегда удается. Мы уже упоминали, что карбонатные выплавки, содержащие ксенолиты сили-

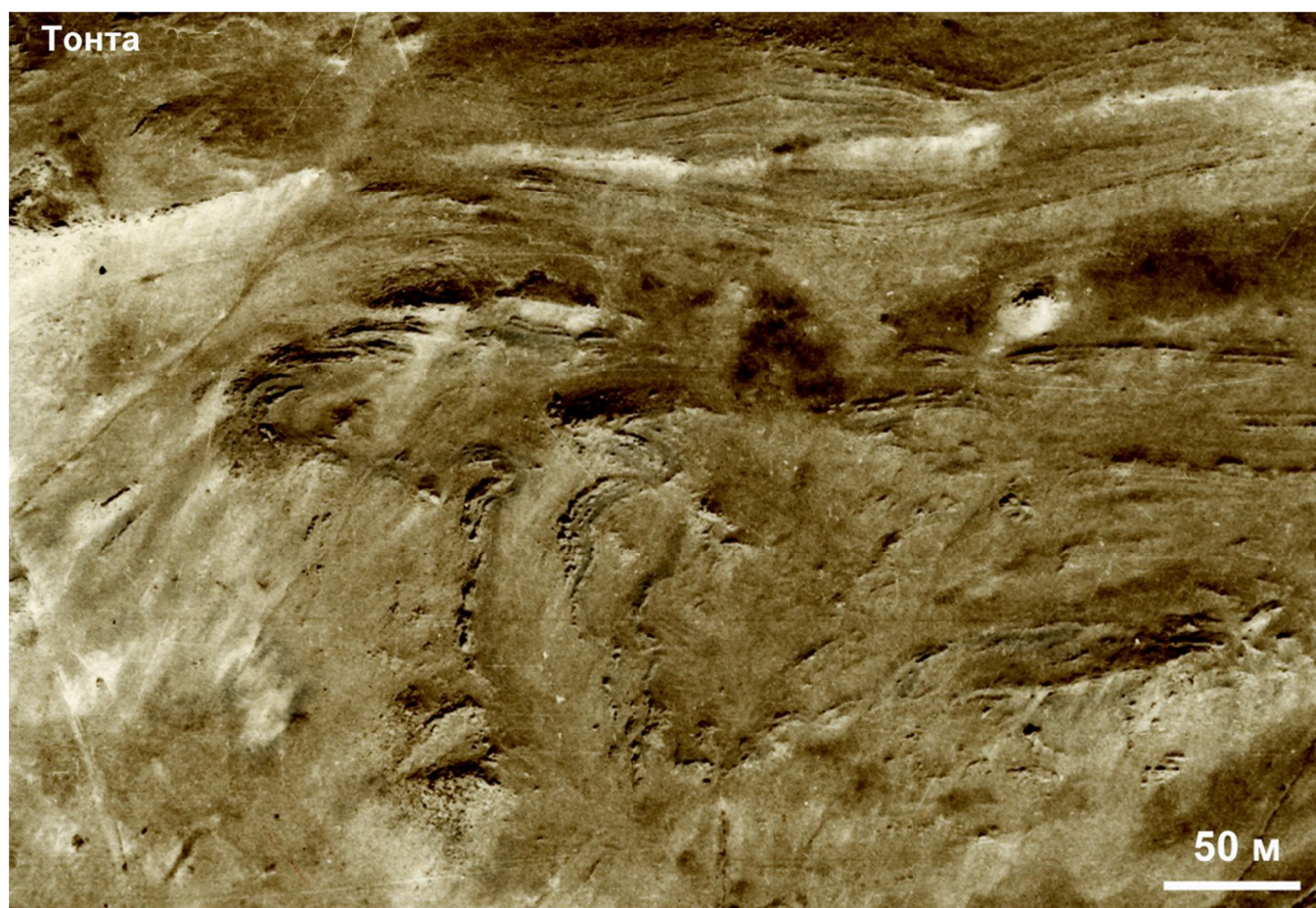
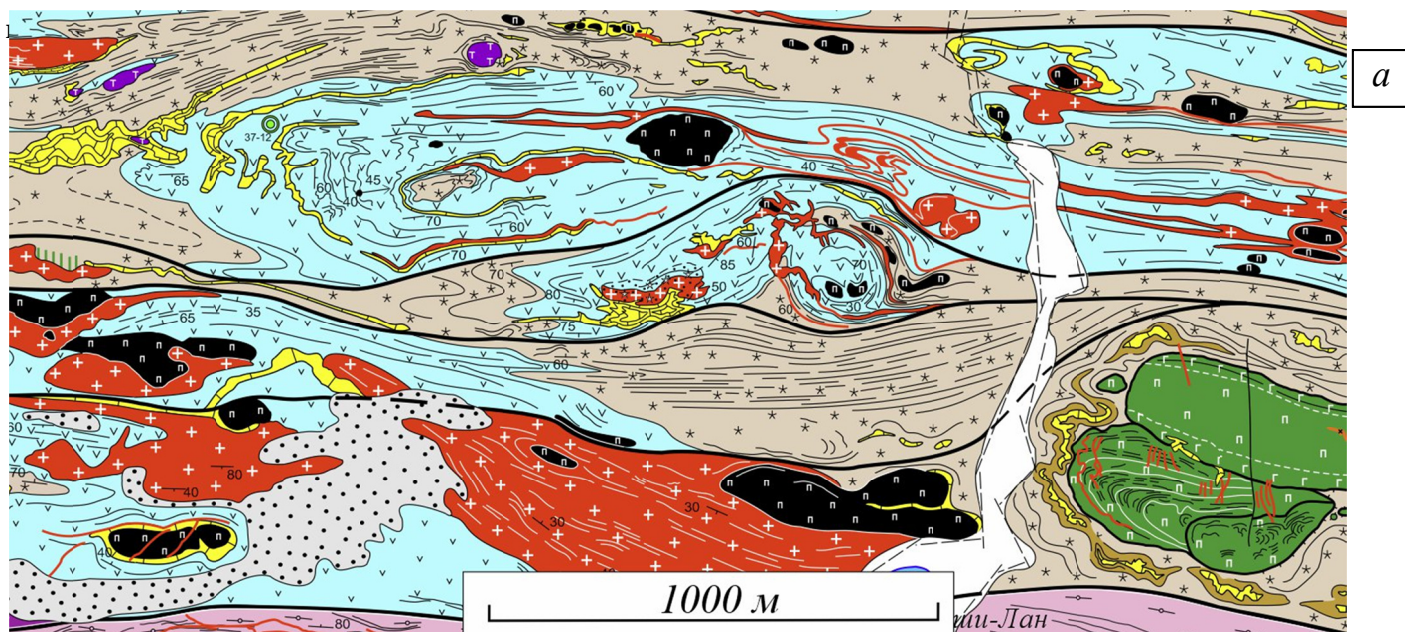


Рис. 31. *a* – фрагмент аэрокосмической геологической карты юго-западной части зоны Черноруд [Fedorovsky et al., 2012] – поля развития ранних складок покровного и сдвигового типов; *б* – аэрофотоснимок части этой территории. Хорошо видны замки крупных складок с пологими шарнирами. Интервал Тонта – Улан-Харгана.

Fig. 31. *a* – a fragment of the geological map based on aerial photos and satellite images of the south-western segment of the Chernorud zone [Fedorovsky et al., 2012] – fields wherein younger folds of nappe and shear types were developed; *б* – an aerial photo of a part of the territory under study. Hinges of large folds with low-angle apices are clearly visible. The Tonta – Ulan-Khargana interval.



Рис. 32. Карандашная отдельность в замках ранних покровных складок, образованных мафитовыми гнейсами. Интервал Тонта – Улан-Харгана.

Fig. 32. A pencil-type displacement in hinges of younger nappe folds composed by mafic gneisses. The Tonta – Ulan-Khargana interval.



Рис. 33. Покровные складки с субгоризонтальными шарнирами, образованные кварцитами (иногда с гиперстеном). Район северо-западнее урочища Улан-Харгана.

Fig. 33. Nappe folds with sub-horizontal apices which are composed by quartzites (rarely with hyperstene). The region is located north-westward of the Ulan-Khargana area.



Рис. 34. Пологие тела синметаморфических гранитов ранней фазы в покровных складках.

Fig. 34. Low-angle bodies of synmetamorphic granites of the early phase in the nappe folds.

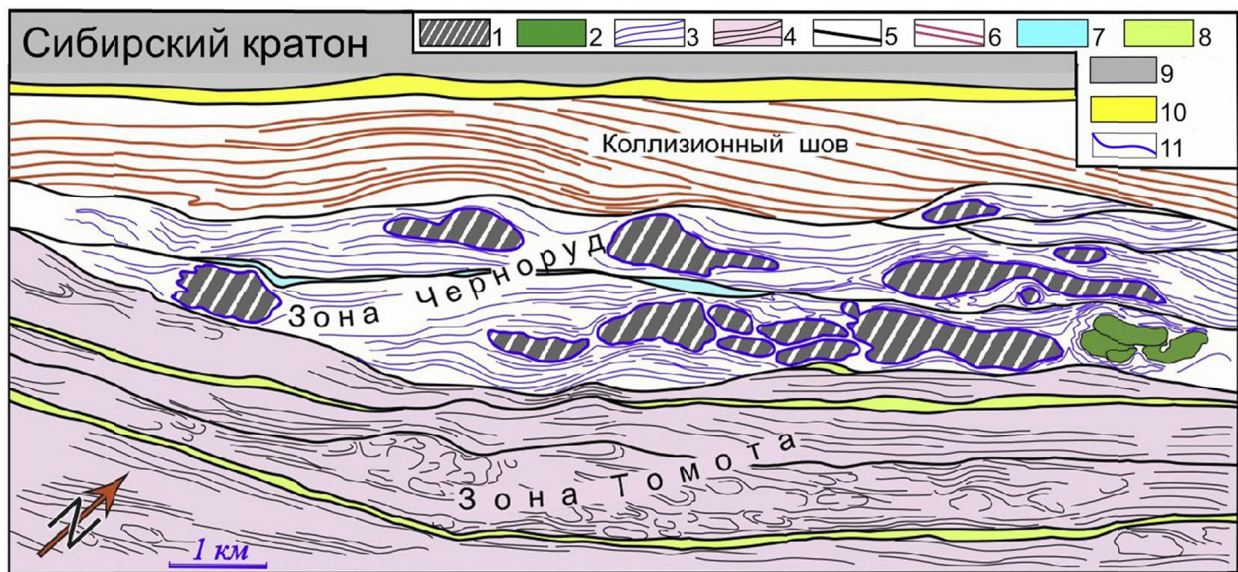


Рис. 35. Схема расположения в юго-западной части зоны Черноруд площадей развития складок покровного и сдвигового типа и прогноз не вскрытых в рельефе массивов габброидов.

1 – поля развития покровных складок и предполагаемые на небольшой глубине под ними массивы габбро и пироксенитов (зоны, защищенные от влияния сдвигов, окружающих массивы); 2 – вскрытый в рельефе массив Улан-Харгана (габбро и пироксениты), окруженный сдвигами; 3 – сдвиги в зоне Черноруд (структурные линии, отдешифрованы на космоснимках и закартированы); 4 – сдвиги, покровные и купольные структуры в зоне Томота; 5 – бластомилонитовые швы – границы сдвиговых пластин; 6 – структурные линии в зоне коллизионного шва; 7 – дайковый пояс; 8 – шовный комплекс; 9 – Сибирский кратон; 10 – уступ Приморского разлома; 11 – зоны роллинга, «гасящие» эффект сдвиговой деформации.

Fig. 35. The scheme showing areas wherein folds of nappe and shear types are developed in the south-western Chernorud zone, and forecasted areas of gabbroid massifs that are not outcropped in the terrain.

1 – fields wherein nappe folds are developed, and assumed shallow massifs of gabbro and pyroxenites (zones protected from the influence of strike-slip faults located close to the massifs); 2 – Ulan-Khargana massif outcropped in the terrain (gabbro and pyroxenites) which is surrounded by strike-slip faults; 3 – strike-slip faults in the Chernorud zone (structural lines are decyphered from satellite images and mapped); 4 – strike-slip faults, structure of nappe and dome types in the Tomota zone; 5 – blastomylonite sutures – boundaries of shear plate; 6 – structural lines in the zone of the collisional suture; 7 – dyke belt; 8 – suture complex; 9 – Siberian craton; 10 – edge of the Primorsky fault; 11 – zones of rolling which 'dampers' the effect of shear deformation.

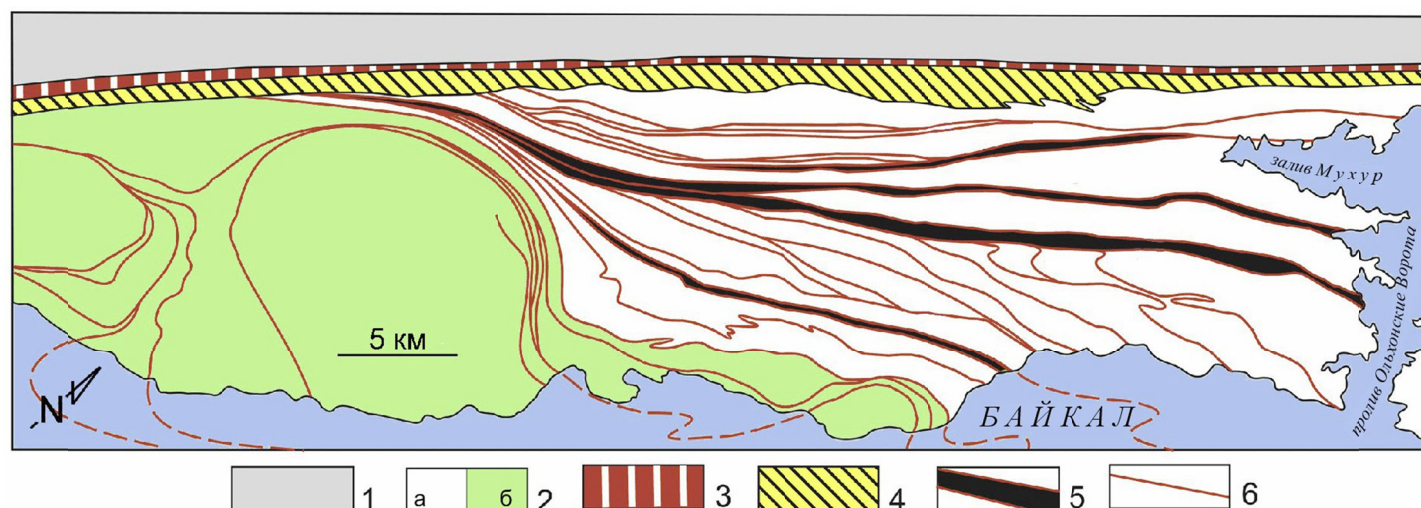


Рис. 36. Схема синметаморфических сдвиговых швов и расположения площадей мраморных меланжей и карбонатных выплавов в юго-западной части Ольхонской коллизионной системы ([Fedorovsky et al., 2010], с небольшими изменениями).

1 – Сибирский кратон, ранний докембрий; 2 – Ольхонский композитный террейн, ранний палеозой: а – площади развития мраморных меланжей, б – площади развития карбонатных выплавов и мраморных меланжей; 3 – уступ современного Приморского разлома Байкальской рифтовой зоны; 4 – коллизионный шов системы Ольхонский террейн – Сибирский кратон; 5 – бластомилонитовые сдвиговые швы с участием офиолитов; 6 – бластомилонитовые сдвиговые швы без участия офиолитов.

Fig. 36. The scheme of synmetamorphic shear sutures and locations of marble melanges and carbonate melt-outs in the south-western part of the Olkhon collisional system ([Fedorovsky et al., 2010], with minor amendments).

1 – Siberian craton, Early Precambrian; 2 – Olkhon composite terrain, early Paleozoic: а – areas with marble melanges, б – areas with carbonate melt-outs and marble melanges; 3 – edge of the current Primorsky fault of the Baikal rift zone; 4 – collisional suture of the Olkhon terrain – Siberian craton system; 5 – blastomylonite shear sutures with inclusions of ophiolites; 6 – blastomylonite shear sutures without inclusions of ophiolites.

внешне ничем не отличаются от мраморных меланжей, насыщенных включениями тех же силикатных образований. Очевидный парадокс: генезис их совершенно несопоставим, а конечный продукт оказывается поразительно сходным. Можно предположить также и не совсем обычный, на первый взгляд, вариант, когда возникшие карбонатные выплавки практически одновременно охватываются меланжированием. Впрочем, можно с уверенностью предположить и то, что с подобными ситуациями мы уже не раз сталкивались в поле, но просто не научились пока отличать одни образования от других. По-видимому, придется еще искать какие-то объективные критерии, которые могли бы позволить разгадать подобные запутанные лабиринты.

Вместе с тем, уже сейчас ясно, что синметаморфические мраморные меланжи – яркий и экзотический компонент коллизионной геодинамики раннего палеозоя Ольхонского региона. Стечение самых разных по своей природе обстоятельств (весь хаос которых еще предстоит выяснить) привело к потере вязкости карбонатных пород, составлявших когда-то обычные стратиграфические разрезы. В условиях энергичной тектоники, сопровождавшей косую коллизию, эти пластифицированные мраморы становятся активным динамическим участником структурных комбинаций,

невероятно запутывают и без того сверхсложные и генетически разнообразные композиции, картируемые в современном срезе. Если в будущем удастся доказать, что одна из причин появления меланжей связана с критическим изменением скорости деформаций (пока это – голая идея), то такие образования можно будет рассматривать как прямые индикаторы событий, которые пока не удастся измерить никакими изотопными методами. Если это не так, то загадка все равно останется и попытаться приблизиться к ее решению – увлекательная профессиональная задача. Но главное, что понятно уже сейчас: изучение мраморных меланжей подсказывает необходимость выделения в геологической истории двух типов коллизии (фронтальной и косой), отражающих две линии развития коллизионных систем. Каждой из них присущи свои признаки, определяющие фундаментальные различия сценариев коллизионной геодинамики. Мраморные меланжи – прямое следствие геодинамики косой коллизии, чувствительный индикатор такого режима.

10. БЛАГОДАРНОСТИ И КОПИРАЙТЫ

- В разные годы вместе с авторами статьи в полевом изучении мраморных меланжей и в дискуссиях

участвовали коллеги из институтов Российской Академии наук, расположенных в Москве, Иркутске, Санкт-Петербурге, Новосибирске, и такие обсуждения и споры были очень полезны. Особенно большое значение имели совместные экспедиции и постоянные дискуссии, сопровождавшие процесс составления и издания нового поколения аэрокосмических геологических карт на площадь Ольхонского геодинамического полигона. Всем соавторам этой работы мы признательны в первую очередь.

- Изданные на этот момент шесть карт этого пакета (прямо или косвенно все они использованы при написании статьи) защищены копирайтами и принадлежат ГИН РАН (Москва) и ИЗК СО РАН (Иркутск). Все права сохранены.

- Полевые исследования выполнены в рамках научных программ ГИН РАН (Москва), ИЗК СО РАН (Иркутск), ИГМ СО РАН (Новосибирск), ИГГД РАН (С.-Петербург).

- Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 14-05-00231, 13-05-00557, 11-05-00267, а также экспедиционные гранты РФФИ).

- Лицензионный космический материал приобретен при финансовой поддержке ГИН РАН (Москва), ИЗК СО РАН (Иркутск), РФФИ (несколько грантов),

программы «Электронная Земля» Президиума РАН и программы ОНЗ РАН и СО РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Космический материал защищен копирайтами. Все права сохранены. Копирование запрещено.

- Снимки со спутников WORLD VIEW-2, QUICK BIRD-2, IKONOS-2 (все – США), SPOT-5 (Франция), ALOS (Япония) закуплены из архивов компаний – владельцев спутников. Космическая съемка Ольхонского региона со спутника QUICK BIRD-2 (США) выполнена по заказу ГИН РАН в рамках акции, проведенной оператором Digital Globe. Снимки со спутников LANDSAT-4, -7, -8 и радарного спутника SHUTTLE (все – США) получены в открытом доступе через Интернет.

- Размещение заказов и оперативную поставку космических данных через серверы европейских центров обеспечивала компания «СОВЗОНД» (Москва), бизнес-партнер компаний – владельцев спутников в США, Франции и Японии (<http://www.sovzond.ru>). Благодарим сотрудников компании, всегда заинтересованно, безупречно и мгновенно решающих вопросы в мире космического бизнеса, далеко от наших профессиональных интересов.

11. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Dobrzhinetskaya L.F., Molchanova T.V., Sonyushkin V.E., Likhachev A.B., Fedorovsky V.S., 1992. Thrust and shear plastic deformation in the metamorphic complex of Olkhon region (Western Pribaikalia). *Geotektonika* (2), 58–71 (in Russian) [Добржинецкая Л.Ф., Молчанова Т.В., Сонюшкин В.Е., Лихачев А.Б., Федоровский В.С. Покровные и сдвиговые пластические деформации метаморфического комплекса Приольхонья (Западное Прибайкалье) // *Геотектоника*. 1992. № 2. С. 58–71].
- Fedorovsky V.S., Dobrzhinetskaya L.F., Molchanova T.V., Likhachev A.B., 1993. New type of melange (Baikal, Ol'khon Region). *Geotectonics* (4), 30–45 (in Russian) [Федоровский В.С., Добржинецкая Л.Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.Б. Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион) // *Геотектоника*. 1993. № 4. С. 30–45].
- Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Izokh A.E., Kotov A.B., Lavrenchuk A.V., Mazukabzov A.M., 2010. Strike-slip tectonics and subalkaline mafic magmatism in the Early Paleozoic collisional system of the western Baikal region. *Russian Geology and Geophysics* 51 (5), 534–547. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2010.04.009>.
- Fedorovsky V.S., Vladimirov A.G., Khain E.V., Kargopolov S.A., Gibsher A.S., Izokh A.E., 1995. Tectonics, metamorphism, and magmatism of collision zones in the caledonides of Central Asia. *Geotektonika* 29 (3), 3–22 (in Russian) [Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // *Геотектоника*. 1995. № 3. С. 3–22].
- Festa A., Dilek Y., Pini G.A., Codegone G., Ogata K., 2012. Mechanisms and processes of stratal disruption and mixing in the development of mélanges and broken formations: Redefining and classifying mélanges. *Tectonophysics* 568–569, 7–24. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.05.021>.
- Katsura I.K., Fedorovskii V.S., 1996. The main strike-slip zone of the caledonian collisional system in the Ol'khon Region, Western Baikal Region. *Doklady Earth Science* 351 (9), 1398–1403.
- Sklyarov E.V., Fedorovskii V.S., 2006. Magma mingling: Tectonic and geodynamic implications. *Geotectonics* 40 (2), 120–134. <http://dx.doi.org/10.1134/S001685210602004X>.
- Sklyarov E.V., Fedorovskii V.S., Kulagina N.V., Sklyarova O.A., Skovitina T.M., 2004. The Late Quaternary “Geyser Valley” in the western flank of the Baikal Rift (Ol'khon Region). *Doklady Earth Sciences* 395A (3), 324–327.
- Sklyarov E.V., Fedorovsky V.S., Kotov A.B., Lavrenchuk A.V., Mazukabzov A.M., Starikova A.E., 2011. Carbonate rocks – indicators of sedimentary-volcanogenic protolith of synmetamorphic beds? In: Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian Mobile Belt (from Ocean to Continent): Proceedings of the conference. Issue 9. IEC SB RAS, Irkutsk, p. 187–189 (in Russian) [Скляров Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М.,

Старикова А.Е. Карбонатные породы – индикаторы осадочно-вулканогенного протолита сетаморфических толщ? // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 9. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2011. С. 187–189].

Sklyarov E.V., Fedorovsky V.S., Kotov A.B., Lavrenchuk A.V., Mazukabzov A.M., Starikova A.E., 2013. Carbonate and silicate-carbonate injection complexes of collision systems in the West Baikal region as an example. *Geotectonics* 47 (3), 180–196. <http://dx.doi.org/10.1134/S0016852113020064>.



Федоровский Валентин Сергеевич, докт. геол.-мин. наук, профессор, г.н.с.
Геологический институт РАН
119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия
Тел. 9513020; ✉ e-mail: west45@migmail.ru

Fedorovsky, Valentin S., Doctor of Geology and Mineralogy, professor, Chief researcher
Geological Institute of RAS
7 Pyzhevsky Pereulok, Moscow 119017, Russia
Tel. 9513020; ✉ e-mail: west45@migmail.ru



Мазукабзов Анатолий Муталибович, докт. геол.-мин. наук, в.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
e-mail: mazuk@crust.irk.ru

Mazukabzov, Anatoly M., Doctor of Geology and Mineralogy, Lead researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
e-mail: mazuk@crust.irk.ru



Гладkochуб Дмитрий Петрович, докт. геол.-мин. наук, директор института
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
e-mail: dima@crust.irk.ru

Gladkochub, Dmitry P., Doctor of Geology and Mineralogy, Director of the Institute
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
e-mail: dima@crust.irk.ru



THE PRECAMBRIAN HISTORY OF THE ORIGIN AND EVOLUTION OF THE SOLAR SYSTEM AND EARTH. PART 1

M. I. Kuz'min

A.P. Vinogradov Institute of geochemistry of SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract: The paper provides a review of early stages of development the Solar System and the geological history of Earth with reference to the latest data on the origin of the Solar System and the formation of the first continental rocks and results of studies of zircon, the oldest mineral so far dated on Earth. The formation of the Solar System from a gas-and-dust nebula is estimated to have begun 4.568 billion years ago. Ice was formed 1.5 million years later; it concentrated at the periphery of the system and served as the material for the largest planets, Jupiter and Saturn. In the central areas of the system, asteroids with diameters of about 10 km were formed. Their small bodies were composed of the basic material of the solar nebula, as evidenced by carbonaceous chondrite, CI, which composition is similar to the composition of the Sun, with the exception of hydrogen, helium, and volatile components that served as the main material for peripheral planets of the Solar System. Due to collision and partial merger of such small bodies, the formation of embryos of the terrestrial planets was initiated. Gravity made such embryos to cluster into larger bodies. After 7 million years, large asteroids and planet Mars were formed. It took 11 million years to form Planet Earth with a mass of 63 %, and 30 million years to form 93 % of its mass.

Almost from the beginning of the formation of the Earth, short-lived radionuclides, ^{26}Al and ^{60}Fe , caused warming up of the small planetary bodies which led to the formation of their cores. During the initial stages, small magma reservoirs were formed, and molten iron particles gathered in the centres of the planetary bodies. As suggested by the ratio of $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$, the major part of the core was formed within 20 million years, while its full mass accumulated completely within the next 50 million years.

In 30–40 million years after the creation of the Solar System, the Earth collided with a cosmic body which mass was close to the mass of Mars, and it was the beginning of the formation of its satellite, Moon.

When the Earth – Moon system was subject to the major meteorite bombardment 4.5–4.1 billion years ago, zircons formed due to impact activity on the Moon, and on Earth it caused major eruption of basaltic magma, the differentiation of which led to the formation of acid magmas in small amounts which caused the formation of zircons, the only remnants of the first continental rocks of Earth. Later on, meteorite bombardment continued and contributed to the burial of the first continental acid and basic rocks in the mantle, wherein such rocks eventually became part of the mantle which became the progenitor of granite-greenstone rock associations. Grey gneisses contain traces of the first continental formations of Earth as evidenced by ancient zircons that are ubiquitous in the crust of Earth. The above is confirmed by results of detailed studies of regional zircons with the use of modern analytical equipment providing for high accuracy of local analyses.

Key words: mantle, zircons, differentiation, recycling, depleted, lithophilic, siderophilic, volatile components.

Recommended by S.I. Sherman

Citation: Kuz'min M.I. 2014. The Precambrian history of the origin and evolution of the Solar System and Earth. Part 1. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (3), 625–640. doi:10.5800/GT-2014-5-3-0146.

ДОКЕМБРИЙСКАЯ ИСТОРИЯ ЗАРОЖДЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ И ЗЕМЛИ. СТАТЬЯ I

М. И. Кузьмин

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

Аннотация: На основе последних данных по формированию Солнечной системы и образованию первых континентальных пород, исследований оставшихся от этих пород обломков цирконов сделан обзор ранних этапов образова-

ния Солнечной системы и геологической истории Земли. Начало формирования Солнечной системы из пылевой и газовой туманности датируется 4568 млн лет назад. Через полтора миллиона лет сформировался лед, который был сконцентрирован на периферии системы и послужил материалом для образования самых крупных планет – Сатурна и Юпитера. А в центральных частях системы зарождались малые тела, астероиды с диаметром порядка 10 км, сложенные основным веществом солнечной туманности, которое зафиксировано в углистых хондритах CI, состав которых соответствует составу Солнца, кроме водорода, гелия и летучих компонентов, послуживших основным материалом для периферийных планет Солнечной системы. Коллизия малых тел, которые сталкивались и частично соединялись, дала начало формированию эмбрионов планет земного типа. В дальнейшем эти эмбрионы, благодаря гравитации, начали группироваться в более крупные тела. Большие астероиды и планета Марс сформировались через 7 млн лет, Земля, с массой 63 %, была образована через 11 млн лет, а 93 % ее массы сформировалось через 30 млн лет.

Почти с начала формирования Земли, благодаря короткоживущим радионуклидам (^{26}Al ; ^{60}Fe), происходило разогревание малых планетных тел и формирование ядер этих тел. На начальных этапах образовывались малые магматические бассейны и частицы расплавленного железа собирались в центре планетных тел. Судя по соотношению $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ большая часть ядра сформировалась уже через 20 млн лет, но его окончательная масса накопилась за последующие 50 млн лет.

Через 30–40 млн лет после начала создания Солнечной системы произошло столкновение Земли с космическим телом массой, близкой к массе Марса; это послужило началом образования ее спутника Луны.

4.5–4.1 млрд лет тому назад крупная метеоритная бомбардировка, захватившая систему Земля – Луна, привела к образованию цирконов под действием импактов на Луне, а на Земле она вызвала большие извержения основных базальтовых магм, дифференциация которых приводила к образованию малых объемов кислых магм, послуживших причиной образования цирконов – единственных остатков этих первых континентальных пород Земли. В дальнейшем продолжающиеся метеоритные бомбардировки способствовали захоронению первых континентальных кислых и основных пород в мантии, где они в дальнейшем стали частью мантии, которая стала прародителем гранит-зеленокаменных ассоциаций пород. В серых гнейсах сохранились следы первых континентальных образований Земли, что зафиксировано в древних цирконах многочисленных зон. Это удалось доказать благодаря детальным исследованиям зональных цирконов с использованием современного аналитического оборудования, способного делать локальные анализы с высокой точностью.

Ключевые слова: мантия, цирконы, дифференциация, рециклинг, деплетированные, литофильные, сидерофильные, летучие компоненты.

1. ВВЕДЕНИЕ

Ранее казалось, что изучая процессы, определяющие развитие нашей планеты, в локальном районе на ограниченном временном интервале, можно решить все вопросы развития различных структур Земли. С появлением концепции тектоники плит стало понятно, что мы должны более внимательно относиться к латеральным взаимоотношениям разновозрастных различных тектонических, магматических и гидротермальных структур и систем [Zonenshain et al., 1976, 1990]. Однако с появлением интереса к глубинной геодинамике, и особенно к возникновению долгоживущих горячих мантийных полей или областей мантии с повышенными скоростями поверхностных волн, возникла необходимость изучить развитие отдельных крупных структур Земли, их связь с глубинными мантийными процессами [Zonenshain, Kuz'min, 1983; Maruyama et al., 1994, 2007; Dziewonski, 1984; Zhao, 2001; Kuzmin et al., 2010]. Стало ясно, если не понять эволюцию Земли с самых ранних этапов формирования отдельных оболочек нашей планеты и континентальной коры в целом, то трудно определить, где сосредоточены основные запасы полезных ископаемых, как происходило и будет происходить образование самых раз-

нообразных структурных элементов и широкого спектра магматических пород. В последнее время, с успехами астрофизики, с пониманием процессов зарождения Солнечной системы, планет земной группы и особенно Земли, можно ответить на многие вопросы об эволюции нашей планеты, которые определяют большинство проблем, связанных с возникновением и развитием ее поверхностных структур. Появились детальные работы по начальным этапам развития Солнечной системы [Wood, 2011; Lauretta, 2011; Wood et al., 2006; Wood, Halliday, 2010], в которых подробно рассматриваются вопросы становления и эволюции Солнечной системы, процессы образования планет земной группы и особенно Земли, сегрегации ядра Земли, образования Луны, формирования минералов мантии и др. Большое значение имело открытие в 80-х годах прошлого столетия [Compston, Pidgeon, 1986] цирконов с возрастом 4376 млн лет, а также оценка условий состояния Земли во время появления первых пород континентальной коры. Все это позволяет сделать обзор процессов ранних этапов как становления Солнечной системы, так и начала становления Земли как планеты. С другой стороны, рассмотрение этих проблем позволяет провести оценку формирования поверхностных и глубинных оболочек Земли, изучить

работу мантии Земли в более поздние геологические эпохи и ее воздействие на формирование поверхностных структур, магматических пород и руд [Yarmolyuk, Kuzmin, 2012]. Рассмотрению этих проблем посвящена настоящая статья, которая во многом представляет собой обзор последних данных о ранних этапах развития нашей планеты.

В связи с большим количеством фактического материала, который необходимо осветить в данном сообщении, было решено сделать две статьи. В представленной работе рассмотрены вопросы, связанные с формированием Солнечной системы и Земли, а также с появлением первой континентальной коры на Земле.

2. ХАОТИЧНЫЙ И ГАДЕНСКИЙ ЭОНЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

В работе [Goldblatt et al., 2010] предлагается выделить Хаотичный эон, который охватывает время от образования Солнечной системы до образования планеты Земля и формирования Луны, т.е. системы Луна – Земля, и отделить его от последующего, эона называемого Гаденским, который отличается относительным порядком в формировании внутренней структуры нашей планеты.

2.1. ХАОТИЧНЫЙ ЭОН

Формирование Солнечной системы началось из пылегазового диска (туманности) 4568 млн лет назад. Окончательное образование Земли произошло примерно, через 100–150 млн лет [Wood, 2011]. Внутри этого эона имеются временные события, которые в настоящее время известны, хотя не однозначны в абсолютном исчислении [Goldblatt et al., 2010]. Однако, благодаря ряду работ, особенности этих событий, их абсолютная геохронология частично могут быть установлены, так как они важны для понимания дальнейшей эволюции Земли. Этот эон имеет уже установленные временные ограничения, как в целом, так и по времени отдельных важных событий внутри него.

Большое значение для установления геохронологии ранних этапов развития Солнечной системы и Земли имеет время существования короткоживущих изотопов Солнечной системы (таблица).

Начало формирования как самого Солнца, так и планет Солнечной системы связано с протосолнечной туманностью, которая состояла из твердых частиц («пыли») и газа. Этот процесс под влиянием гравитационного сжатия привел к образованию сгущения космического материала и преобразованию его в молодые звезды типа Солнца [Khain, 2003]. Вокруг молодых звезд образовывались протопланетные диски – основа зарождения будущих планет. Возможно, состав солнечной туманности, как и таких туманностей у молодых звезд, связан с большим взрывом, благодаря которому за счет ядерных реакций зародились разнообразные химические элементы [Khain, 2003; Lauretta, 2011].

Масса Солнца составляет 99 % массы Солнечной системы. Состав Солнца коррелирует с составом космической туманности, из которой вся эта система образовалась. Подтверждением этого являются аналогичные, сопоставимые с Солнцем, ближайшие звезды, состав которых отвечает протозвездной туманности. В протопланетном диске происходило зарождение планетезималей, астероидов и малых тел, в частности метеоритов. Важно подчеркнуть, что углистые хондриты CI имеют состав, отвечающий составу Солнца, за исключением водорода и гелия, т.е. они наиболее хорошо сохранили химический состав, близкий к протозвездной туманности. На рис. 1 показан количественный состав элементов Солнечной системы, нормированных по отношению углистого хондрита (диаграмма по [Wood, 2011], модифицированная по [Lauretta, 2011]). На графике хорошо видно, что рассматриваемые метеориты имеют состав, сопоставимый с составом Солнца. Исключение представляет Li, который не попадает на линию состава хондрит – Солнце, так как он уничтожается при плавлении в ядре Солнца. В голубом диске (верхняя часть графика) – три элемента (N, C, O), деплетированные в метеоритах, так как они образовали льды в самом начале эволюции Солнечной туманности, которые пошли на образование далеких (Сатурн, Юпитер) планет. В оранжевом диске – элементы, составляющие главную массу ме-

Короткоживущие радионуклиды, присутствовавшие на ранней Земле

Short-lived radionuclides present in early Earth

Parent	Daughter	Parent half-life (megayears)	Extinct alter (megayears)
¹⁸² Hf (lithophile)	¹⁸² W (siderophile)	8.9	45
¹⁰⁷ Pd (very siderophile)	¹⁰⁷ Ag (siderophile)	6.5	35
²⁶ Al (lithophile)	²⁶ Mg (lithophile)	0.7	3.5
¹⁴⁶ Sm (lithophile)	¹⁴² Nd (lithophile)	103	500
⁶⁰ Fe (siderophile)	⁶⁰ Ni (siderophile)	1.5	7.5
¹²⁹ I (lithophile)	¹²⁹ Xe (atmophile)	15.7	80

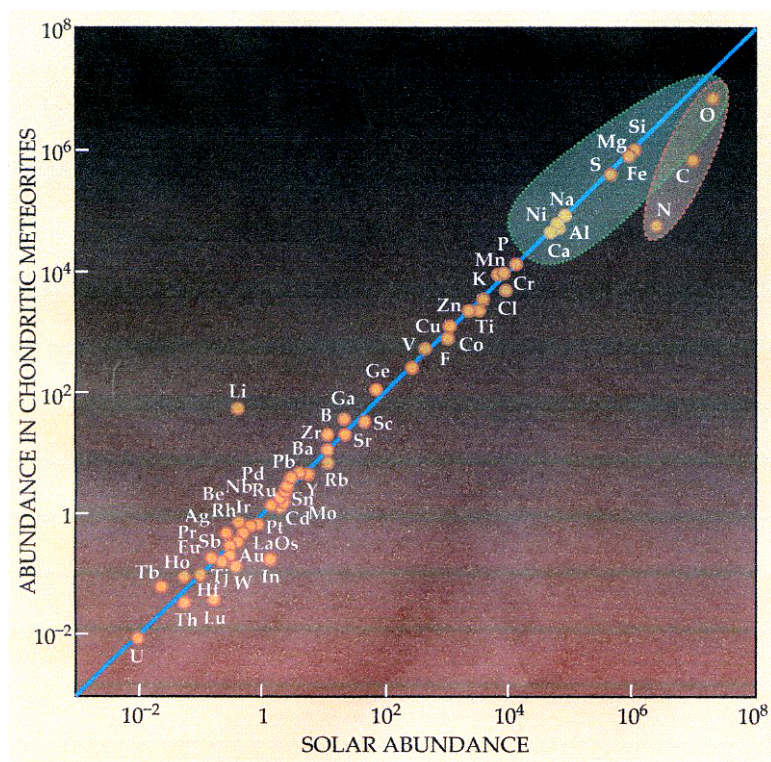


Рис. 1. График количества элементов в поверхности Солнца в сравнении с содержанием элементов в углистом хондрите CI, по [Wood, 2011].

Fig. 1. The curve of the number of elements on the surface of Sun as compared with elements in carbonaceous chondrite, CI according to [Wood, 2011].

теоритов, а также планет земной группы. Как видно на данной диаграмме, 95 % массы Солнечной системы (кроме H и He), а соответственно и планет земной группы составляют Fe, O, Mg, Si и Ni и еще 9 элементов – Cu, Al, S, Cr, Ni, Mn, P, Ti и Co вместе с названными – 99 % [Lauretta, 2011].

Возвращаясь к началу эволюции Солнечной системы, отметим, что в первые 1.0–1.5 млн лет сформировался лед–материал для наших самых крупных планет Сатурна и Юпитера, которые как планеты образовались за 2 млн лет. Через 2 млн лет после зарождения Солнечной системы сформировались малые тела – метеориты, уже деплетированные компонентами, формирующими ледяные глыбы на дальней оконечности Солнечной системы. После формирования малых тел и планетезималей в планетном диске началось образование планет земной группы. Марс и большие астероиды сформировались около 7 млн лет, 63 % массы Земли были образованы около 11 млн лет, а 93 % ее массы через – 30 млн лет после начала формирования Солнечной системы [Wood, 2011].

Земля является высокодифференцированным телом с металлическим ядром и окружающей его твердой силикатной оболочкой. Мы не имеем анализов образцов ядра, но данные по «первичному» составу Земли, определяемые по составу углистых хондритов (ме-

теоритов), а также состав силикатной мантии Земли [McDonough, Sun, 1995; Allègre et al., 1995] позволяют оценить состав ядра Земли. Это можно сделать на основании свойств элементов, по отношению их сродства с железом, силикатами и летучестью, т.е. их возможностью, способностью отделиться от твердой Земли, уйти в атмосферу, а в дальнейшем и покинуть солнечную систему, перейдя в космический газ. В этом отношении имеет большое значение знание особенностей отдельных элементов по их сродству с железом, силикатами и летучими. На рис. 2 приведены нормированные содержания элементов в Земле по содержаниям в углистом хондрите, по отношению к температуре конденсации этих элементов, находившихся ранее в Солнечной туманности. При аккреции произошло разделение: тугоплавкие элементы, среди которых выделяются литофильные, имеющие сродство с силикатами, концентрировались в мантии и земной коре; сидерофильные, имеющие сродство с железом и концентрирующиеся в ядре; и летучие, легко переходящие в атмосферу, формировавшие газ, который мог легко покинуть Землю. Как видно из рис. 2, тугоплавкие литофильные элементы в силикатной Земле (т.е. в мантии) (BSE) находятся в том же количестве, что и в углистом хондрите. Содержания сидерофильных элементов в мантии понижены по отношению к хондриту – они

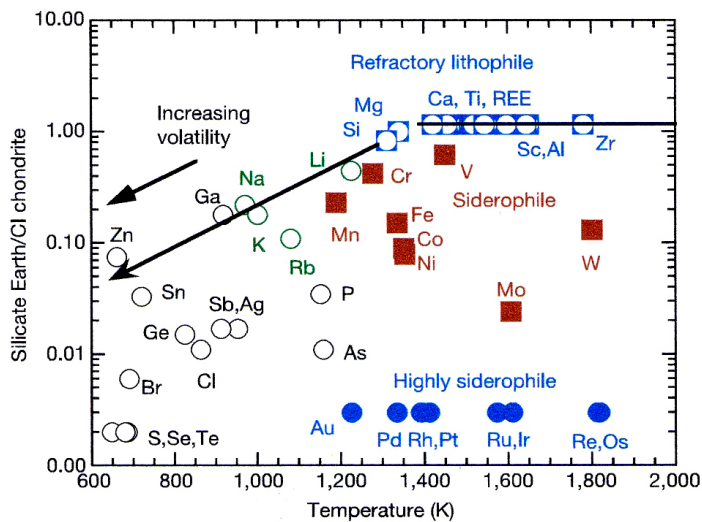


Рис. 2. Количество элементов в силикатной Земле, нормированных по углестому хондриту и по $[Mg]_{\text{Earth}}/[Mg]_{\text{CI}}=1.0$ по отношению температуры конденсации элементов Солнечной туманности.

Fig. 2. The number of elements in the silicate Earth, normalized by chondrite and $[Mg]_{\text{Earth}}/[Mg]_{\text{CI}}=1.0$ against the condensation temperature of elements of the Solar nebula.

накапливаются в ядре. Самые низкие содержания высокосидерофильных элементов (Pd, Pt, Re, Os и др.) в силикатной Земле. Они максимально концентрировались в ядре. Однако отмечается их некоторое увеличение и в мантии, что, очевидно, связано с «метеоритным дождем», который захватил Землю после формирования большей части ядра [Wood, Halliday, 2010].

Рост Земли и выделение ее ядра происходили при аккреции сначала малых тел, позже при формировании эмбрионов планет, а затем при столкновении с различными метеоритными телами. После формирования Солнечной системы 4568 млн лет назад в ее пределах образовывались мелкие тела, размером до 10 км в диаметре. Они сформировались в течение 10–100 тыс. лет. С одной стороны, столкновение таких мелких тел приводило к их разрушению, с другой – часть из них в результате коллизии сформировали более крупные тела – эмбрионы планет. Во всяком случае, примерно через один млн лет были сформированы тела массой примерно 1 % от массы Земли. Начала «работать» энергия гравитации, которая способствовала дальнейшему росту этих первых планетных эмбрионов. Существенное значение в судьбе астероидов и планетных эмбрионов имели короткоживущие радионуклиды (таблица), а также такие изотопы, как ^{20}Al (период полураспада – 0.7 млн лет) и ^{60}Fe (период полураспада – 1.5 млн лет). Именно эти изотопы определяли плавление наиболее ранних астероидов и планетезималей.

Для определения возраста выделения ядра используются изотопы $^{182}\text{Hf} \rightarrow$, дающие при распаде ^{182}W .

Наиболее четко это можно проследить на рис. 3, на котором показаны соотношения $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ в ядре, силикатной мантии и углистых хондритах. Большая часть ядра сформировалась около 20 млн лет после образования Солнечной системы. С тех пор в ядре отношение Hf/W стало равно 0, так как Hf – литофильный элемент и он полностью концентрируется в мантии. При этом $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ в углистых хондритах меньше, чем в мантии, потому что «литофильного» гафния больше в мантии, так как он полностью остался в ней и не попал в ядро после I этапа его формирования, при распаде ^{182}Hf оставшийся в мантии обогатил ее ^{182}W по сравнению с углестым хондритом. Около 50 млн лет, когда весь ^{182}Hf перешел в ^{182}W , отмечается постоянство отношения Hf/W в мантии и в углистых хондритах. Это время окончательного формирования ядра.

Формирование ядра было возможным при существовании глубокого (400–600 км) магматического океана (рис. 4), так как при высокой температуре и давлениях 20–23 гПа устанавливается равновесие между расплавом силикатов и железом. При бомбардировке крупными астероидами с учетом разогрева аккрецированного вещества могут формироваться крупные магматические бассейны глубиной до 400 км, в которых происходит разделение железа и силикатов. При крупном импакте, при котором была сформирована Луна, скорее всего, был образован магматический океан по всей поверхно-

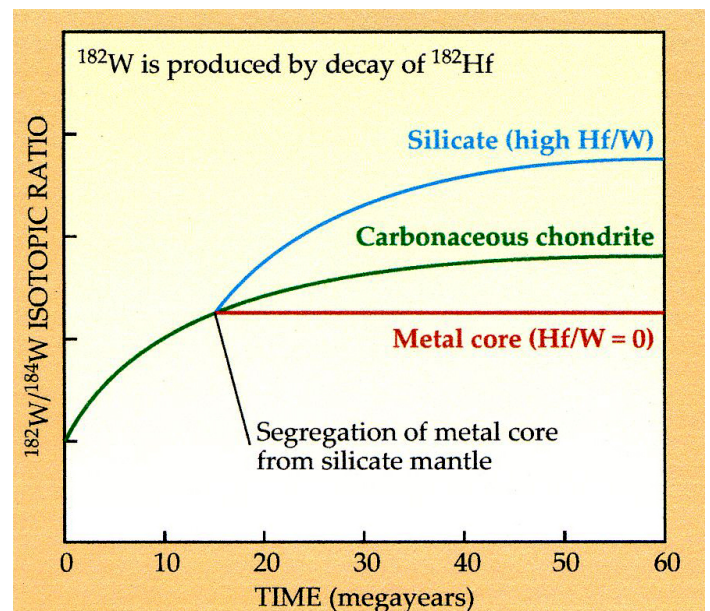


Рис. 3. Отношение двух стабильных изотопов вольфрама, определенных в различных системах (металлическое ядро, углистые хондриты, силикатная мантия) по [Wood, 2011].

Fig. 3. The ratio of two stable isotopes of tungsten in different systems (metal core, carbonaceous chondrite, and silicate mantle) according to [Wood, 2011].

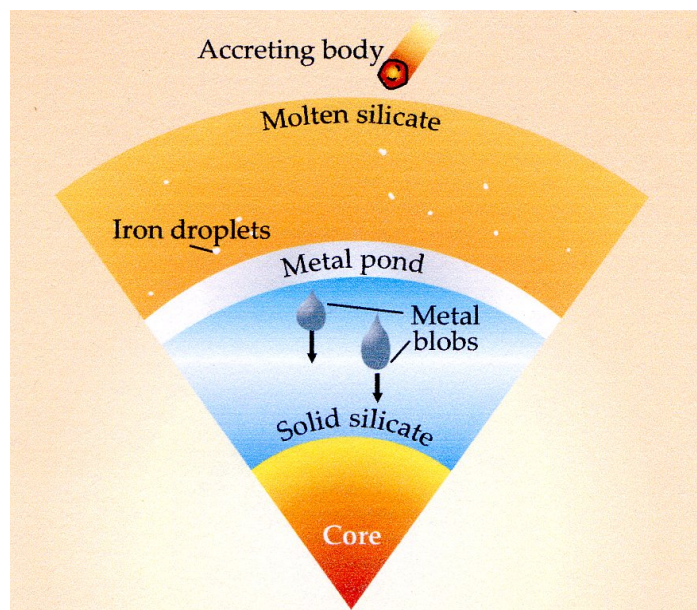


Рис. 4. Модель образования ядра с «использованием» глубокого магматического океана по [Wood, 2011; Wood et al., 2006].

Fig. 4. The model showing the formation of the core with the 'use' of the deep magma ocean according to [Wood, 2011; Wood et al., 2006].

сти Земли, глубина его достигала 700 км. На рис. 4 видно, что астероиды, достигавшие Земли, поставляли в магматический океан капли железа (сидерофильных элементов), которые опускались до дна океана, где находился расплавленный металлический резервуар, названный металлическим прудом [Wood, 2011], который был нестабилен по отношению к силикатной мантии. В этом резервуаре образовались крупные шарообразные тела, равновесные с расположенным ниже твердым силикатным веществом, которые опускались и наращивали ядро. Предполагается, что его формирование происходило в течение 50 млн лет после начала формирования Солнечной системы (см. рис. 2). Правда, если использовать для отсчета времени другие изотопы системы, а не $^{182}\text{Hf} \rightarrow ^{182}\text{W}$ [Wood, 2011], то, возможно, это происходило более долго.

Ядро состоит из 85 % Fe и 5 % Ni, относительно высоки содержания Cr (~0.9 %) и Co (~0.25 %) [Wood et al., 2006]. Кроме того, в ядре находится около 8 % легких элементов: H, O, C, S, P и Si; возможно, есть сульфиды, главным образом ZnS. Концентрация серы достигает 1.9 %, а кремнезема – 6–7 % [Allègre et al., 1995]. Наличие легких элементов в ядре имеет важное значение для формирования плюмов, особенно в фанерозое, когда уже сформировался на границе ядро – мантия слой D'', что будет детально рассмотрено во второй статье.

Важным событием в Хаотичный эон было образование Луны – единственного спутника Земли. Как счи-

тает большинство исследователей, столкновение случилось в конце процесса аккреции Земли, во всяком случае, когда она уже имела массу около 60–70 % по сравнению с современной. Крупное тело, масса которого была близка к массе Марса, столкнулось с Землей, которая к этому времени (30–40 млн лет после формирования Солнечной системы) уже в значительной степени была дифференцирована, а большая часть ядра сформирована. При ударе большое количество силикатного вещества от Земли и импакта было выброшено в район орбиты Луны, которая в то время находилась в пределах трех земных радиусов [Binder, 1982; Zharkov, 2000]. Обломки силикатных пород мантии Земли и импакта послужили основой для формирования тела Луны. Лунные породы характеризуются обедненностью сидерофильными элементами, которые во время столкновения с Землей в большом количестве были сконцентрированы в ядре. Следовательно, удар не расколол Землю, а только произошел большой выброс в космическое пространство материала силикатной мантии Земли. Но если в Земле сидерофильные элементы сосредоточены в ядре, которое составляет 32 % массы Земли, то Луна имеет очень небольшое ядро [Wood, 2011]. Отсутствие изотопа ^{182}W в первую очередь указывает на отсутствие сидерофильных элементов на Луне, а с другой стороны – отмечает большое сходство лунных пород с силикатной Землей по многим компонентам и изотопам, хотя по расчетам предполагается, что 80 % обломков, собранных Луной, – это обломки импакта. Очевидно, для окончательного вывода об источниках вещества Луны необходимо дальнейшее изучение природы импакта, а также особенностей его столкновения с Землей [Wood, 2011].

В настоящее время мы еще мало знаем о геохронологии этого первого этапа развития Земли. Уже сейчас применение разных изотопных систем может дать различный возраст окончательной аккреции Земли – от 45 до 100 млн лет [Wood, 2011; Wood et al., 2006]. Во всяком случае считается, что Гаденский эон, гаденский этап докембрийской истории Земли начинаются 4.5 млрд лет тому назад [Goldblatt et al., 2010].

2.2. ГАДЕНСКИЙ ЭОН

Как отмечают авторы [Goldblatt et al., 2010], Гаденский эон ограничен, вернее выделяется по началу земной геологии, в отличие от процессов Хаоса, свойственных ранней истории эволюции Солнечной системы. Второе, на что обращают внимание эти авторы, – Гаденский эон начинается после формирования системы Земля – Луна. Это действительно так, поскольку разновозрастные цирконы обнаружены на этих двух объектах Солнечной системы (см. ниже). Выделение Гаденского эона геологическим научным сообществом началось в какой-то мере неожиданно в связи с находками цирконов возраста 4.376 млрд лет в Австралии в осадочных разрезах Jack Hills, обнаруженных на тер-

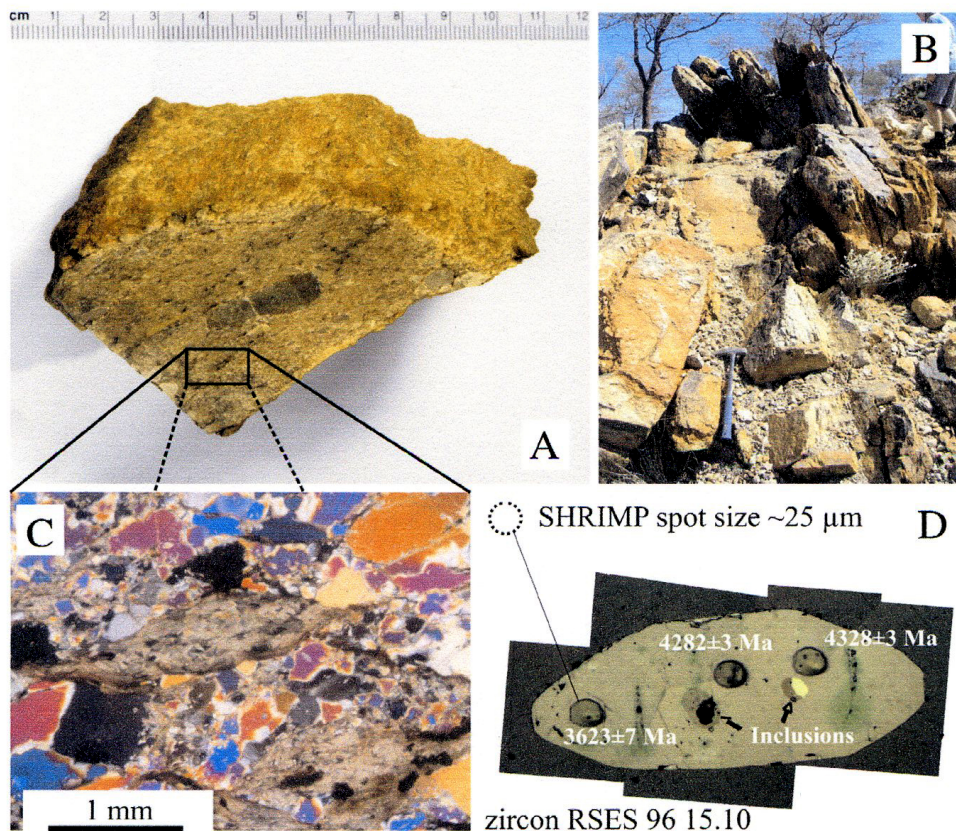


Рис. 5. По [Nebel et al., 2014]: А – образец из обнажения Jack Hills с большой кварцевой галькой в центре. Видны большие вариации в размерах зерен; В – образец с обнажения W74 [Compston, Pidgeon, 1986] в районе Jack Hills? Западная Австралия, где гаденские зерна были впервые открыты; С – шлиф с вытянутой галькой кварца среди других мелких кластических зерен (кварц, слюда) с деформированными структурами; D – снимок кристалла циркона RSES 96 15.10, показывающий три различных возраста в едином зерне, определенных методом SHRIMP в Австралийском национальном университете. Кристалл содержит включения, которые изучаются.

Fig. 5. From [Nebel et al., 2014]: A – a sample from a rock outcrop in the Jack Hills region, West Australia with quartz pebbles in the centre shows significant variations of grain sizes; B – a sample from W74 outcrop [Compston, Pidgeon, 1986] near Jack Hills where grains of the Hadean eon were first found; C – a thin section containing elongated quartz pebbles among other minor clastic grains (quartz, mica) with deformed structures; D – an electron microscope image of a zircon crystal (RSES 96 15.10) showing three different age groups in a single grain as defined by SHRIMP at the Australian National University. The crystal contains inclusions under study.

рейне Narrger кратона Yilgarn (Илгарн) (Западная Австралия). Narrger террейн присоединился к Илгарн кратону, судя по стратиграфическим данным, 2.7–2.6 млрд лет тому назад [Myers, 1988]. Само «месторождение» древних цирконов Jack Hills имеет площадь выхода около 4×4 м (рис. 5), а представлено оно метаморфизованными обломочными осадками, среди которых отмечают обломки разной размерности, от крупных обломков кварца до его мелкозернистой массы, что говорит об их происхождении в мелководной обстановке при слабой сортировке. В осадках находится большое количество обломков цирконов. Древние гаденские возрасты отмечаются только в центральных частях зерен циркона, а периферийные зоны представлены более молодыми цирконами, минимальный возраст которых составляет всего 3.0 млрд лет. Очевидно,

тогда завершилось формирование данной осадочной свиты (рис. 5). Еще раз подчеркнем, что гаденские возрасты зафиксированы только в центральных частях зерен цирконов. Все это говорит о том, что до времени отложения обломков цирконов в осадки Jack Hills цирконы после кристаллизации в ранних гаденских магмах находились в первых континентальных породах, которые попадали в мантию, где в цирконах при рециклинге вырастали дополнительные более молодые зоны. W. Compston, R. Pidgeon [Compston, Pidgeon, 1986] проанализировали из обнажения Jack Hills 140 обломков – количество анализов более 100000, результаты анализов показаны на (рис. 6). Древние возрасты были установлены только в центральных частях обломков и только в 17 случаях. Их возраст был в диапазоне от >4.0 до 4.276 млрд лет. Самый древний возраст

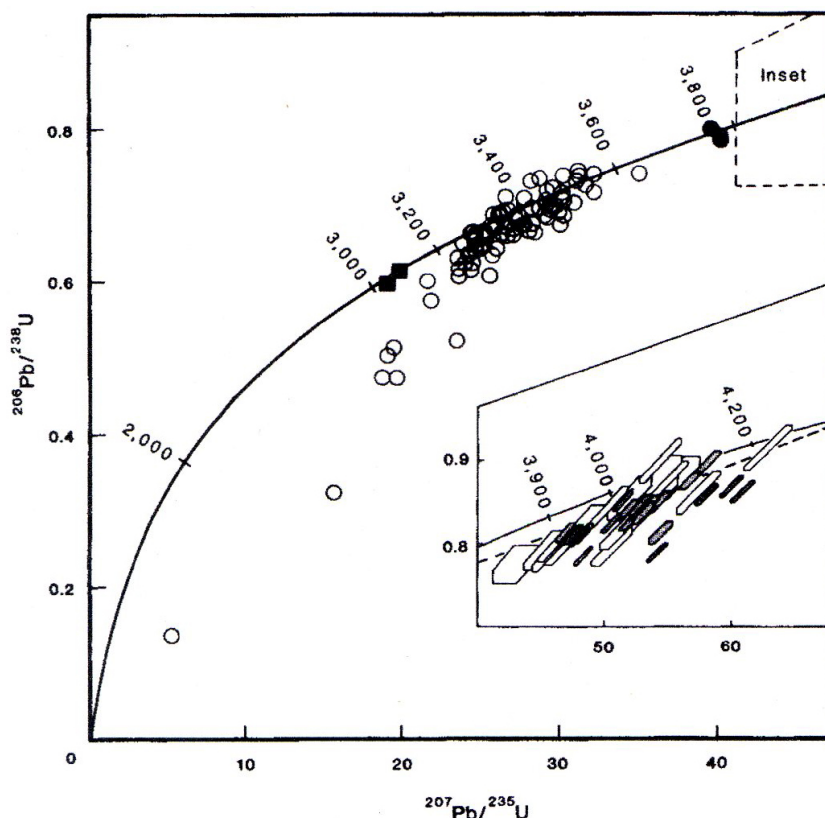


Рис. 6. Диаграмма конкордия U-Pb возраста 140 обломков из конгломератов Jack Hills по [Compston, Pidgeon, 1986].

На главной диаграмме показаны все анализы обломков цирконов из осадков Jack Hills. На врезке показаны данные по 17 анализам с возрастом более 4.0 млрд лет.

Fig. 6. Concordia U-Pb age diagram for 140 rock pieces from conglomerates sampled from the rock outcrop in the Jack Hills region [Compston, Pidgeon, 1986].

The main diagram represents all the analyses of zircon chips from the Jack Hills sediments. The insert shows data from 17 analyses of samples which ages are over 4.0 Ga.

(4.376 млрд лет) установлен ранее. Почти все крупные ученые признавали этот интересный факт, но учесть его не могли. Однако после открытия гаденских цирконов на обнажении Jack Hills (особенно в XXI в.) начали проводить большое количество исследований с применением многочисленных аналитических методов, с использованием современных прецизионных аналитических приборов, настало время понимания условий формирования Гаденской коры, а также ее судьбы в докембрии.

Были проанализированы образцы с возрастом более 3800 млн лет (рис. 7). Гистограмма полученных возрастов приведена в работе [Holden et al., 2009]. Количество цирконов с возрастом более 3.8 млрд лет составляет 7.3 % [Holden et al., 2009], для этой серии возрастов пик отвечает возрасту 4.0–4.1 млрд лет (рис. 7). Основная масса цирконов в осадки попадает, очевидно, при разрушении древних пород Илгарнского кратона. При этом практически все цирконы зональны. На основной гистограмме (рис. 7) приведена врезка, на которой более четко просматривается часть

возрастов цирконов более 4100 млн лет. На гистограмме видно, что небольшой пик максимальных возрастов цирконов отвечает 4.1 млрд лет. Очевидно, он фиксирует завершение Гаденского эона. Цирконы с более молодым возрастом поступали уже при разрушении докембрийских пород Илгарнского кратона. На кратоне широко развиты древние архейские породы, представленные как основными (мафическими) гнейсовыми комплексами, так и гнейсовыми кислыми комплексами, так называемыми серыми гнейсами, сложенными трондьемит-гранодиорит-гранитной ассоциацией пород, широко представленными на Австралийском Илгарнском кратоне [Kinny et al., 1990], так же как и на других древних кратонах [Khain, 2003]. Самое главное, что в них широко представлены цирконы, имеющие много родственного с гаденскими цирконами [Nebel et al., 2014], что мы подробнее рассмотрим ниже.

Несомненно, важное значение имеют данные по продолжительности Гаденского эона. Вполне понятно, что такую информацию можно получить при анализе

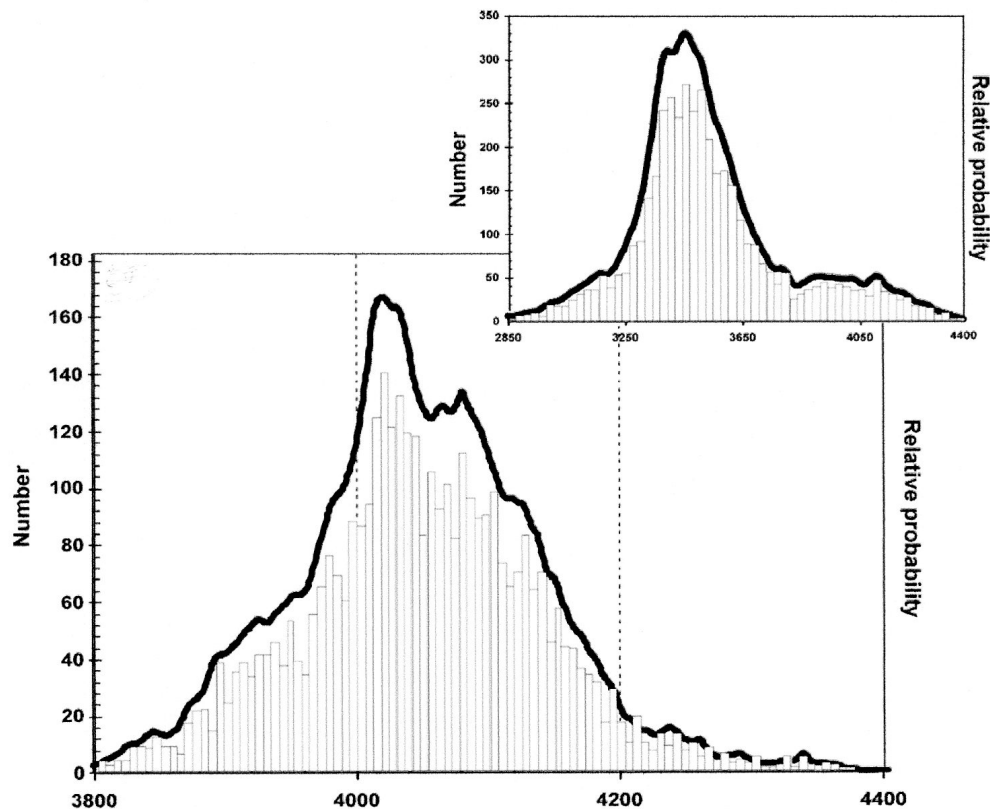


Рис. 7. Гистограмма возрастов обломков цирконов из обнажения Jack Hills [Holden et al., 2009].

Пик возрастов в интервале 4.00–4.05 млрд лет. На вставке диаграммы приведен больший масштаб для интервала 4.05–4.40 млрд лет.

Fig. 7. Histogram of ages of zircon chips from Jack Hills outcrop [Holden et al., 2009].

Peak ages range from 4.00 to 4.05 Ga. The insert shows data for the interval from 4.05 to 4.40 Ga.

единого зерна, имеющего много зон, образованных в разное время. Если тектоническая активность, вызывавшая рециклинг коровых цирконов, была быстрой, то зерна с возрастом от 4.34 млрд лет до окончательного времени формирования пород (скорее всего, серых гнейсов) должны зафиксировать такие события. Такое исследование с образцом RSES96-15.10 с возрастом в центре 4.34 млрд лет было проведено авторами работы [Holden et al., 2009]. Сделаны порядка 100000 определений возрастов и 50 % перекрывающих анализов. Автоматические анализы сделаны на базе SHRIMP-I и SHRIMP-Pg. Результаты этого исследования представлены на рис. 8 [Holden et al., 2009], на котором видно, что зерно имеет самый древний возраст 4.35 млрд лет, а наибольшее количество определений дает 4.25 млрд лет. На гистограмме хорошо видны семь событий, запечатленных в гаденском цирконе. Большой пик на гистограмме характеризует основной возраст формирования гаденских цирконов – 4.25 млрд лет, а следовательно, и Гаденской коры. Другие значения возраста зерна циркона с пиком 4.1 млрд лет и менее соответствуют более молодым событиям переработки гаденских цирконов в архейское время. Очевидно, что воз-

раст 4.1 млрд лет представляет собой, скорее всего, окончание Гаденского эона [Nebel et al., 2014], тем более что этот же возраст определяется при исследовании закономерности распределения изотопов гафния в Jack Hills [Blichert-Toft, Albarède, 2008].

Таким образом, продолжительность Гаденского эона составляет 4.1–4.5 млрд лет с максимальным возрастом роста континентальной коры в 4.25 млрд лет. В последнее время вблизи обнажения Jack Hills древние цирконы были найдены в районе Mt. Narryer, а также на востоке Илгарнского кратона, однако детальные исследования этих месторождений древних цирконов еще не проводились. Возможно, они дадут новые сведения о гаденской истории нашей планеты.

Геохимия редких элементов в цирконах может дать много сведений о природе и генезисе магм, родительских для цирконов. Первые результаты по содержанию редких элементов в гаденских цирконах были получены Р. Маасом и коллегами [Maas et al., 1992]. Они показали, что исследуемые цирконы имеют содержания Hf – 0.86–1.30 вес. %; Zn/Hf – 30–57; фракционирование РЗЭ (высокое отношение ТРЗЭ/ЛРЗЭ) характеризуется положительной Се и отрицательной

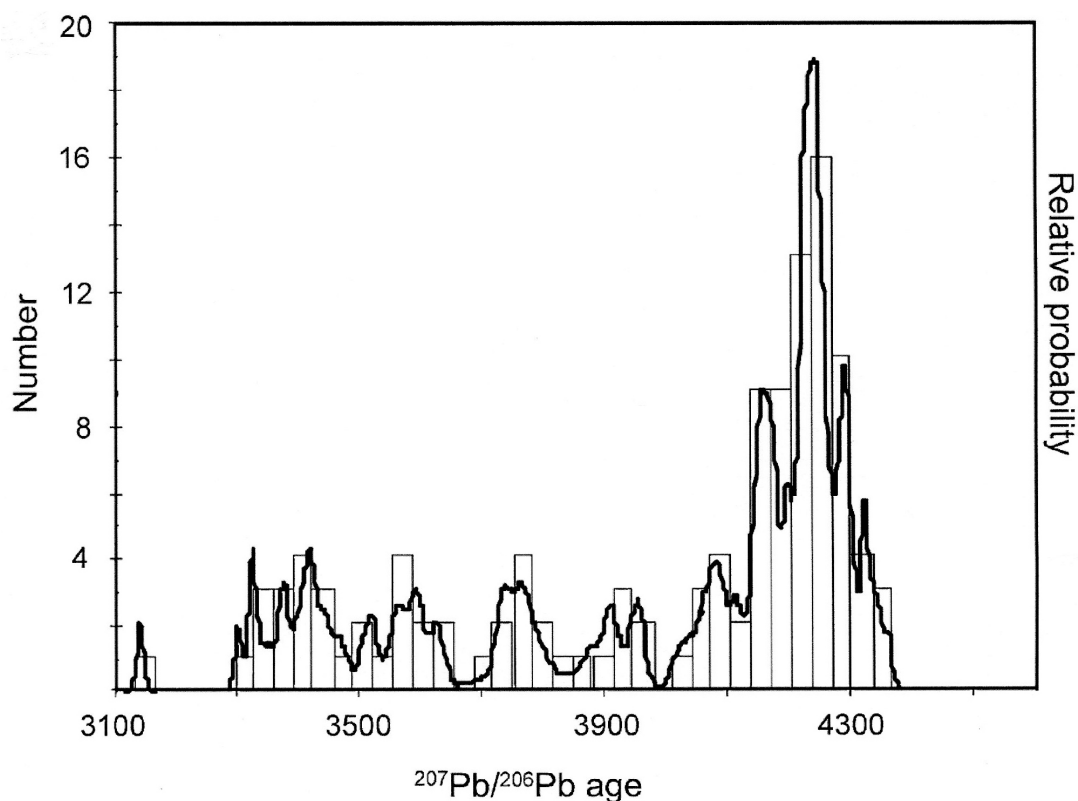


Рис. 8. Гистограмма локальных возрастов $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в образце RSES96-15.10 из обломков цирконов обнажения Jack Hills, оцененных автоматическим анализом определения изотопов свинца на базе SHRIMP-I и SHRIMP-Pg [Holden et al., 2009].

Fig. 8. Histogram of local ages of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ in Sample RSES96-15.10 of zircon chips from the rock outcrop in the Jack Hills region; data are obtained by automated lead isotope analyses on the basis of SHRIMP-I and SHRIMP-Pg [Holden et al., 2009].

Eu аномалиями. Эти же исследователи показали присутствие в цирконах включений: калиевого полевого шпата, кварца, плагиоклаза, моноцита и апатита. Все это позволило авторам сделать заключение о гранитном составе источника гаденских цирконов. Позднее были открыты микроалмазные включения в цирконах Jack Hills [Menneken et al., 2007]. Кроме того, важным было открытие цирконов близкого возраста на Луне.

Очевидно, сравнение цирконов Луны и земных гаденских цирконов представляет интерес. На рис. 9 показаны данные о возрасте и температуре образования лунных цирконов [Taylor et al., 2009]. U-Pb возраст был определен для 39 цирконов, анализ проводили в отдельных точках с помощью Camera ins P70 ion microprobe UCLA и SHRIMP в Австралийском национальном университете, т.е. там же, где выполнялись основные анализы возраста гаденских обломков цирконов из обнажений Jack Hills. Как видно на гистограмме (рис. 9, А), возраст находится в диапазоне 4.00–4.35 млрд лет, т.е. цирконы одновозрастные с земными гаденскими. В то же время температура кристаллизации лунных цирконов по Ti-цирконовому термометру значительно выше гаденских (рис. 9, Б). Температура кристаллизации лунных цирконов 920–

1140 °C, в то время как гаденских – 700 °C в среднем [Harrison et al., 2008]. Отличаются лунные цирконы от гаденских отсутствием Ce-положительной аномалии (рис. 10). Наличие цериевой положительной аномалии указывает на то, что окислительные условия были на Земле при формировании Гаденской континентальной коры, так как Ce, который может иметь валентность Ce^{4+} , в случае окислительных условий легко входит в цирконы. Лунные цирконы кристаллизованы в восстановительной среде.

Большое значение для восстановления условий кристаллизации цирконов в гаденское время имеют изотопы кислорода. Необходимо указать, что изотопы кислорода изверженных пород фракционируют во время магматической дифференциации. Эти соотношения могут быть существенно изменены в процессах выветривания. При выветривании легкий изотоп предпочтительнее выщелачивается из пород, поэтому оставшиеся после выветривания породы имеют высокое значение $\delta^{18}\text{O}$ по сравнению с первичными породами. На основании изучения состава изотопов кислорода можно сделать два основных вывода о характере окружающей среды в Гадее [Nebel et al., 2014]: 1) гаденские процессы выветривания подобны современным,

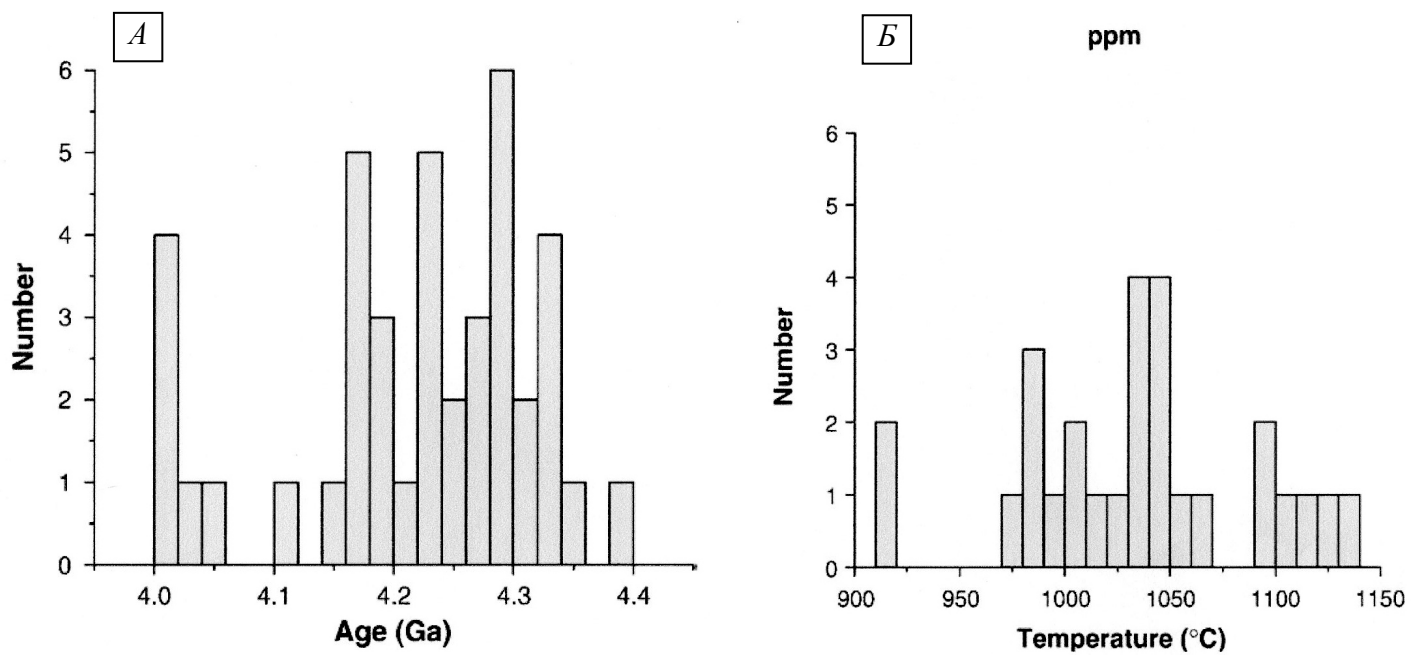


Рис. 9. А – гистограмма $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в лунных цирконах по [Taylor et al., 2009]; Б – гистограмма температуры кристаллизации лунных цирконов по [Taylor et al., 2009].

Fig. 9. А – histogram of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ in lunar zircons [Taylor et al., 2009]; Б – histogram of lunar zircon crystallization temperature estimations [Taylor et al., 2009].

что дает основание полагать, что ранняя атмосфера Земли была влажной; 2) образование цирконов указывает на то, что парциальное плавление мантийных пород, давших магмы для Гаденской коры, происходило в близповерхностных условиях.

Важный вывод по лунным кристаллам цирконов был сделан при изучении микроструктуры цирконов [Grange et al., 2013]. В них встречены локальные участки перекристаллизации, локализованные аморфные

участки, кристаллопластические деформации и разрывы, трещины, т.е. типичные следы импактных структур. В гаденских цирконах из обнажения Jack Hills были найдены включения алмазов [Menneken et al., 2007]. Как представляется, такая находка может указывать на роль импактов при образовании гаденской коры. Однако спектр кондиционного рассеяния (так называемый Роман спектр) показал, что гаденские алмазы не имеют сходства с теми, которые образованы при паде-

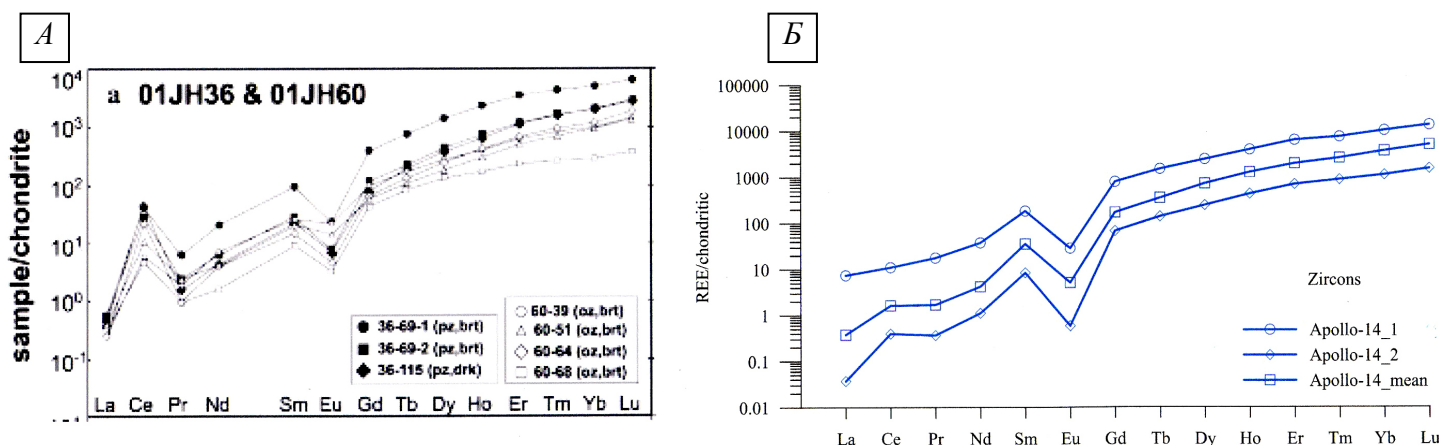


Рис. 10. Нормированные распределения РЗЭ: А – в гаденских цирконах по [Maas et al., 1992]; Б – в лунных цирконах [Taylor et al., 2009].

Fig. 10. Normalized distribution of rare-earth elements in Hadean zircons [Maas et al., 1992] (A) and lunar zircons [Taylor et al., 2009] (B).

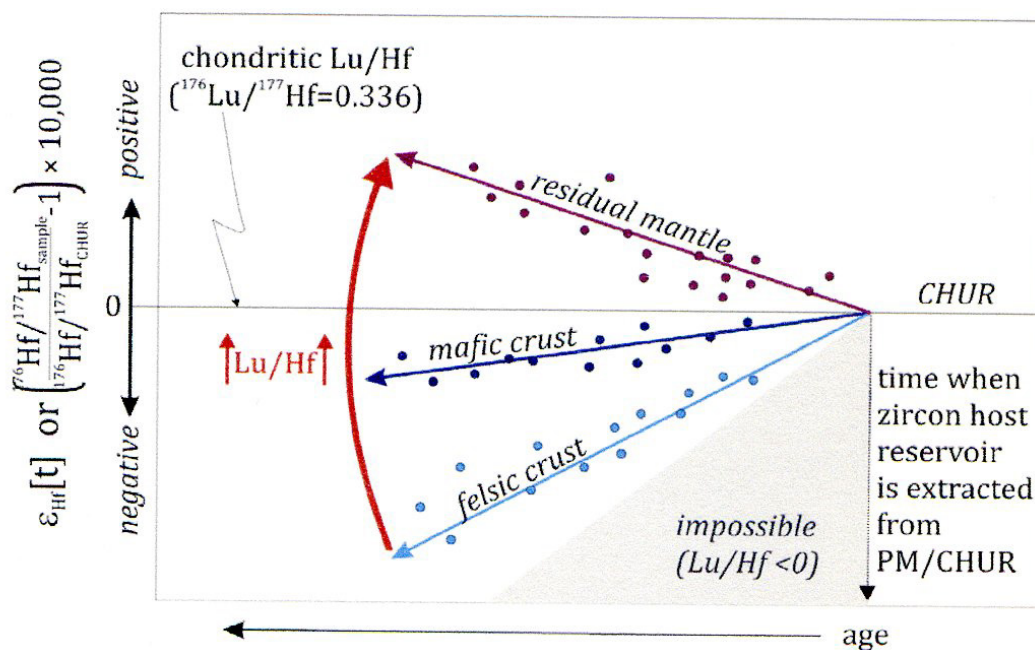


Рис. 11. Схематический график изотопов Hf (выраженный символом ϵ_{Hf}), используемых для оценки возраста [Nebel et al., 2014].

Отдельные точки иллюстрируют анализы цирконов из единой коровой области. Медиана через такую «популяцию» может использоваться для того, чтобы получить Lu/Hf, требуемое для эволюции изотопа, связанного с наклоном медианы. Lu/Hf может, в свою очередь, использоваться, чтобы оценить геохимическую природу коровой области. Высокие величины указывают на мафическую кору, тогда как низкие величины являются представительными для фельзитовой коры. Эти особенности определяются из относительного разделения Lu и Hf во время частичного плавления.

Fig. 11. Isotope Hf / age curve [Nebel et al., 2014].

Points refer to analyses of zircons from the same core area. A median across the «population» of analyzed zircons can be used to obtain a Lu/Hf ratio required for the evolution of the isotope related to the median's angle. In its turn, the Lu/Hf ratio can be used to assess the geochemical origin of the core area. High values are indicative of the mafic core, while low values represent the felsitic core. These specific features are determined from a relative division of Lu and Hf in the course of partial melting.

нии метеоритов, т.е. с импактом. Цирконы из кимберлитов, т.е. образованные при больших давлениях, также имеют большие отличия от гаденских алмазов. К сожалению, происхождение включений микроалмазов в цирконах Jack Hills в настоящее время не ясно. Отметим только, что лунные и земные гаденские цирконы имеют существенные различия, хотя время появления на Земле и на Луне практически одинаково. Очевидно, эти два крупных тела подвергались во время формирования древних цирконов метеоритной бомбардировке.

Очень важны исследования изотопов Lu-Hf в качестве геохимических трассеров, которые могут помочь в решении проблемы происхождения гаденских цирконов. Лютеций при распаде переходит в гафний ($^{176}\text{Lu} \rightarrow ^{177}\text{Hf}$), период полураспада которого составляет 35.7 ± 1.2 млрд лет. Гафний изоморфно связан с цирконом. Цирконы могут содержать до нескольких десятков тысяч ppm гафния. Во время формирования цирконов изотопная система гафния «замораживается» в этом минерале, поэтому требуется небольшая корреляция возраста, чтобы получать важную геохимическую информацию о природе первичных пород [Nebel et al., 2014]. Следует отметить, что исследование изо-

топов в цирконах стало методом в изучениях цирконов как в Jack Hills, так и в других более поздних магматических объектах. Это положение можно пояснить с помощью рисунка (рис. 11). При интерпретации количества радиогенного ^{177}Hf весьма значима $\epsilon_{\text{Hf}}[t]$, величина которого связана с содержанием изотопов гафния в хондритах. Этот параметр представлен на рис. 11. Следует пояснить, что $\epsilon_{\text{Hf}}[t]$ показывает отклонение $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ от хондритового однородного недифференцированного резервуара (т.е. от хондритового резервуара), отвечающего примитивной мантии, за время t . Важно, чтобы определение изотопов Hf проводилось локальным методом; в противном случае при зональных цирконах мы будем иметь суммарное значение соотношения изотопов гафния, которые невозможно отнести к какому-то точному времени. Необходимо также отметить, что $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ для основной мафической коры близко к ~ 0.03 , а кислой фельзитовой — < 0.012 [Nebel et al., 2014].

Мы отмечали, что обломки цирконов из обнажения Jack Hills практически все зональны, а при определении возраста из единого кристалла (см. рис. 8) хорошо видно, что постепенно происходит рециклинг,

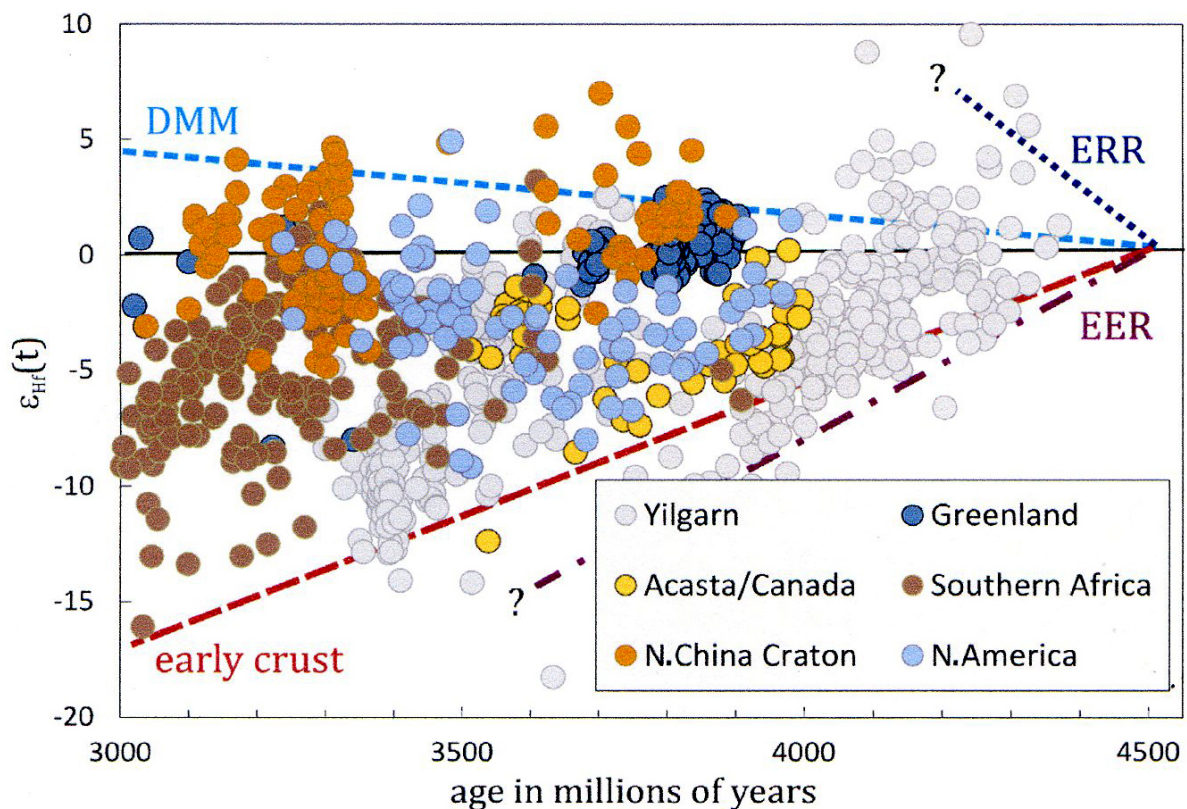


Рис. 12. Глобальная компиляция (сравнение) обломков цирконов, обнаруженных в осадках, сформированных при разрушении серых гнейсов кратонов Австралии, Канады, Северного Китая, Гренландии, Южной Африки и Северной Америки, показана на модернизированной диаграмме [O'Neil et al., 2010].

Диаграмма рис. 12 дана по [Nebel et al., 2014]. ERR – ранний остаточный резервуар; EER – ранний обогащенный резервуар; DMM – деплетированная мантия (пояснения см. в тексте).

Fig. 12. A diagram showing global comparison of zircon chips found in sediments resulting from crushing of grey gneisses in cratons in Australia, Canada, North China, Greenland, South Africa and North America (modified [O'Neil et al., 2010]).

The diagram in Figure 12 is given according to [Nebel et al., 2014]. ERR – Early Refractory Reservoir; EER – Early Enriched Reservoir; DMM – depleted mid-oceanic mantle. See explanations in the text.

т.е. гаденские цирконы служат основой (родительским радионуклидам) для формирования цирконов более поздних, в основном серых, гнейсов, являющихся основой Западно-Австралийского кратона Илгарн. Если говорить о всем поколении цирконов в осадках обнажения Jack Hills, то его можно назвать популяцией цирконов Илгарн. Ясно, что если рассматривать эту «популяцию» по отношению $\epsilon_{\text{Hf}}[t]$ – возраст (рис. 12), то она должна быть широко представлена на графике, занимая пространство с различными значениями $\epsilon_{\text{Hf}}[t]$ – от положительных до отрицательных. При этом данные по изотопам $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ показывают, что все возрасты Илгарнской популяции базируются на гаденских цирконах возраста 4.2–4.3 млрд лет. В связи с этим интересно было определить положение цирконов на диаграмме $\epsilon_{\text{Hf}}[t]$ –Т (возраст). К настоящему времени уже получены данные, что цирконы, имеющие широкий диапазон значений возраста, отмечаются в пределах различных кратонов, а именно – в канадских гней-

сах Акаста, песках реки Миссисипи, где они получены при разрушении Южно-Африканского кратона, в кратонных породах Гренландии, в архейских осадках Северного Китая [Nebel et al., 2014]. Все эти обломочные цирконы (так как в основном они обнаружены в архейских осадочных разрезах) формировались и перерабатывались из единого источника – гаденских цирконов. Отсюда делаются важные выводы: во-первых, гаденская кора была широко распространена, охватывая большие районы нашей Земли; во-вторых, возможно, древние кратоны, известные в настоящее время на разных континентах, ранее были вместе и представляли единый континент [Glukhovskiy et al., 1994, Glukhovskii, Kuz'min, 2013], который подвергался тяжелой метеоритной бомбардировке, определившей разрушение первой гаденской коры и погружение ее в глубину мантии. В дальнейшем в результате архейских геологических событий она могла служить прародителем цирконов, а возможно и самих пород трондьемит –

гранодиорит – гранитной ассоциации, являющихся основой древних архейских образований – серых гнейсов. Таким образом, находки подобных древних цирконов, со следами переработки первой континентальной коры Земли – гаденской коры, являются свидетельством разнообразной ранней архейской тектонической обстановки, природу которой еще необходимо понять. К сожалению, таких образований, т.е. древних цирконов, мы еще не обнаруживали на Северо-Азиатском континенте. (Очевидно, российским геологам следует начать участвовать в таких исследованиях. Для этого необходимо обеспечить наши исследования современным аналитическим оборудованием, позволяющим проводить локальные геохимические исследования с высокой точностью).

3. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Необходимо суммировать имеющиеся знания по древнейшей гаденской истории нашей планеты. Они хорошо коррелируют с выводами [Nebel et al., 2014].

Геологический мир заинтересован в оценке времени формирования первой континентальной коры на Земле. Она непрерывно росла от зарегистрированного пика ее формирования возрастом 4.25 млрд лет до времени 4.1 млрд лет лет назад – завершения Гаденского эона. Возможно, это (4.1 млрд лет) поворотная точка в ранней геологической истории Земли, после которой началась ее более поздняя архейская история. Почти все гаденские цирконы имеют зональное строение, что дает основание предполагать различные геологические события в ранней (гаденско-архейской) истории нашей планеты. К сожалению, мы пока не знаем первичных гаденских протолитов, однако будущие работы могут помочь нам их найти. Обнадеживающими в этом отношении являются исследования [O'Neil et al., 2013] по древним породам, расположенным вдоль северо-восточного побережья Гудзонова

пролива (Канада), которые используют для определения возраста серии изотопов, в том числе накопленных в породах короткоживущих изотопов, и расчет окончательного возраста по долгоживущим изотопам с учетом следов короткоживущих. Многие сомневаются в корректности данных построений. В этом отношении Карл Циммер (2014), который описал сложности данного спора в статье «Древнейшие породы Земли» («В мире науки», № 5, 2014), правильно заметил, что «разрешение споров зависит от усовершенствования методов определения геологического возраста по атомам мельчайших образцов горных пород зарождающейся Земли».

На основе редкоэлементного анализа гаденских цирконов установлено, что их материнские породы, преимущественно кислого состава, скорее всего, граниты, выплавленные в «холодных» (700–800 °C) условиях. Сами гаденские литофильные породы подвергались выветриванию вблизи земной поверхности. Продолжение формирования цирконов в этих породах указывает на захоронение первичных пород глубоко в мантии, что свидетельствует о геодинамической активности Земли в Гадее. Очевидно, основным механизмом активности была тяжелая метеоритная бомбардировка, захватившая как Землю, так и ее спутник – Луну. Именно эти причины вызвали образование больших масс основных пород, поднимающихся из мантии. Дифференциация основных масс служит основанием формирования малых количеств кислых расплавов, в которых и образовались сохранившиеся до наших дней гаденские цирконы.

Конечно, это предварительный, плохо доказуемый сценарий формирования коры гаденского возраста. Безусловно, только дальнейшие исследования древнейших пород и их минералов позволят нам понять природу геологических процессов Гаденского эона.

Выполнение данных исследований стало возможным благодаря поддержке интеграционного проекта № 87 СО РАН и проекта РФФИ № 13-05-12026 офи_м.

4. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Allègre C.J., Poirier J.P., Humler E., Hofmann A.W., 1995. The Chemical-Composition of the Earth. *Earth and Planetary Science Letters* 134 (3–4), 515–526. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00123-T](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(95)00123-T).
- Binder A.B., 1982. The Moon: Its figure and orbital evolution. *Geophysical Research Letters* 9 (1), 33–36. <http://dx.doi.org/10.1029/GL009i001p00033>.
- Blichert-Toft J., Albarède F., 2008. Hafnium isotopes in Jack Hills zircons and the formation of the Hadean crust. *Earth and Planetary Science Letters* 265 (3–4), 686–702. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2007.10.054>.
- Compston W., Pidgeon R.T., 1986. Jack Hills, evidence of more very old detrital zircons in Western-Australia. *Nature* 321 (6072), 766–769. <http://dx.doi.org/10.1038/321766a0>.
- Dziewonski A.M. 1984. Mapping the lower mantle, determination of lateral heterogeneity up to degree and order 6. *Journal of Geophysical Research* 89 (B7), 5929–5952. <http://dx.doi.org/10.1029/JB089iB07p05929>.
- Glukhovskii M.Z., Kuz'min M.I., 2013. The Kotuikan ring structure as possible evidence for a large impact event in the northern Siberian craton. *Russian Geology and Geophysics* 54 (1), 1–19. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2012.12.001>.
- Glukhovskiy M.Z., Moralev V.M., Kuz'min M.I., 1994. The hot belt of the early Earth and its evolution. *Geotektonika (Russian Geotectonics)* (5), 3–15 (in Russian) [Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И. Горячий пояс ранней Земли и его эволюция // Геотектоника. 1994. № 5. С. 3–15].

- Goldblatt C., Zahnle K.J., Sleep N.H., Nisbet E.G., 2010. The Eons of Chaos and Hades. *Solid Earth* 1 (1), 1–3. <http://dx.doi.org/10.5194/se-1-1-2010>.
- Grange M.L., Pidgeon R.T., Nemchin A.A., Timms N.E., Meyer C., 2013. Interpreting the U-Pb data from primary and secondary features in lunar zircon. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 101, 112–132. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2012.10.013>.
- Harrison T.M., Schmitt A.K., McCulloch M.T., Lovera O.M., 2008. Early (N = 4.5 Ga) formation of terrestrial crust: Lu–Hf, delta O–18, and Ti thermometry results for Hadean zircons. *Earth and Planetary Science Letters* 268 (3–4), 476–486. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2008.02.011>.
- Holden P., Lanc P., Ireland T.R., Harrison T.M., Foster J.J., Bruce Z., 2009. Mass-Spectrometric Mining of Hadean Zircons by Automated SHRIMP Multi-Collector and Single-Collector U/Pb Zircon Age Dating: The First 100,000 grains. *International Journal of Mass Spectrometry* 286 (2–3), 53–63. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ijms.2009.06.007>.
- Khain V.E., 2003. Main Problems of Modern Geology. Nauchny Mir, Moscow, 348 p. (in Russian) [Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 348 с.].
- Kinny P., Wijbrans J.R., Froude D.O., Williams I.S., Compston W., 1990. Age constraints on the geological evolution of the Narryer Gneiss Complex, Western Australia. *Australian Journal of Earth Sciences* 37 (1), 51–69. <http://dx.doi.org/10.1080/08120099008727905>.
- Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A., 2010. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province. *Earth-Science Reviews* 102 (1–2), 29–59. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.06.004>.
- Lauretta D., 2011. A cosmochemical view of the Solar System. *Elements* 7 (1), 11–16. <http://dx.doi.org/10.2113/gselements.7.1.11>.
- Maas R., Kinny P.D., Williams I.S., Froude D.O., Compston W., 1992. The Earth's oldest known crust – a geochronological and geochemical study of 3900–4200 Ma old detrital zircons from Mt. Narryer and Jack Hills, Western Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56 (3), 1281–1300. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90062-N](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(92)90062-N).
- Maruyama S., Kumazawa M., Kawakati S., 1994. Towards a new paradigm on the Earth's dynamics. *The Journal of the Geological Society of Japan* 100, 1–3.
- Maruyama S., Santosh M., Zhao D., 2007. Superplume, supercontinent, and postperovskite: mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core–mantle boundary. *Gondwana Research* 11 (1–2), 7–37. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2006.06.003>.
- McDonough W.G., Sun S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120 (3–4), 223–253. [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).
- Menneken M., Nemchin A.A., Geisler T., Pidgeon R.T., Wilde S.A., 2007. Hadean diamonds in zircon from Jack Hills, Western Australia. *Nature* 448 (7156), 917–920. <http://dx.doi.org/10.1038/nature06083>.
- Myers J.S., 1988. Early Archean Narryer gneiss complex, Yilgarn Craton, Western-Australia. *Precambrian Research* 38 (4), 297–307. [http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268\(88\)90029-0](http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268(88)90029-0).
- Nebel O., Rapp R.P., Yaxley G.M., 2014. The role of detrital zircons in Hadean crustal research. *Lithos* 190–191, 313–327. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2013.12.010>.
- Nebel-Jacobsen Y., Münker C., Nebel O., Gerdes A., Mezger K., Nelson D.R., 2010. Reworking of Earth's first crust: constraints from Hf isotopes in Archean zircons from Mt. Narryer, Australia. *Precambrian Research* 182 (3), 175–186. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2010.07.002>.
- O'Neil J., Boyet M., Carlson R.W., Paquette J.-L., 2013. Half a billion years of reworking of Hadean mafic crust to produce the Nuvvuagittuq Eoarchean felsic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 379, 13–25. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.07.030>.
- Taylor D.J., McKeegan K.D., Harrison T.M., 2009. Lu–Hf zircon evidence for rapid lunar differentiation. *Earth and Planetary Science Letters* 279 (3–4), 157–164. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2008.12.030>.
- Wood B., 2011. The formation and differentiation of Earth. *Physics Today* 64 (12), 40–45. <http://dx.doi.org/10.1063/PT.3.1362>.
- Wood B.J., Halliday A.N., 2010. The lead isotopic age of the Earth can be explained by core formation alone. *Nature* 465 (7299), 767–771. <http://dx.doi.org/10.1038/nature09072>.
- Wood B.J., Walter M.J., Wade J., 2006. Accretion of the Earth and segregation of its core. *Nature* 441 (7095), 825–833. <http://dx.doi.org/10.1038/nature04763>.
- Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., 2012. Late Paleozoic and Early Mesozoic rare-metal magmatism of Central Asia: Stages, provinces, and formation settings. *Geology of Ore Deposits* 54 (5), 313–333. <http://dx.doi.org/10.1134/S1075701512050054>.
- Zhao, D., 2001. Seismic structure and origin of hotspots and mantle plumes. *Earth and Planetary Science Letters* 192 (3), 251–265. [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00465-4](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00465-4).
- Zharkov V.N., 2000. On the history of the lunar orbit. *Solar System Research* 34 (1), 1–11.

- Zonenshain L.P., Kuz'min M.I., 1983. Intraplate volcanism and its significance for the understanding of processes in the Earth's mantle. *Geotektonika (Russian Geotectonics)* (1), 28–45 (in Russian) [Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Внутри-плитовый вулканизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // *Геотектоника*. 1983. № 1. С. 28–45].
- Zonenshain L.P., Kuz'min M.I., Moralev V.M., 1976. Global tectonics, magmatism and metallogeny. Nedra, Moscow, 231 p. (in Russian) [Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.].
- Zonenshain L.P., Kuz'min M.I., Natapov L.M., 1990. Plate Tectonics of the USSR Territory. Nedra, Moscow, V. 1, 326 p.; V. 2, 334 p. (in Russian) [Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1, 326 с. Кн. 2, 334 с.].



Кузьмин Михаил Иванович, докт. геол.-мин. наук, академик РАН
Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1А, Россия
Тел.: (3952)426500; ✉ e-mail: mikuzmin@igc.irk.ru

Kuz'min, Mikhail I., Doctor of Geology and Mineralogy, Academician of RAS
A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry of SB RAS
1A Favorsky street, Irkutsk 664033, Russia
Tel.: (3952)426500; ✉ e-mail: mikuzmin@igc.irk.ru



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 Carbonian 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. Складина 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-коллизионные, 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-коллизионных 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 [Şengör 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-коллизионные 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-коллизионные 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 палеоспрединговые 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 палеосимаутов 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) молеже подстилаемой.

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,

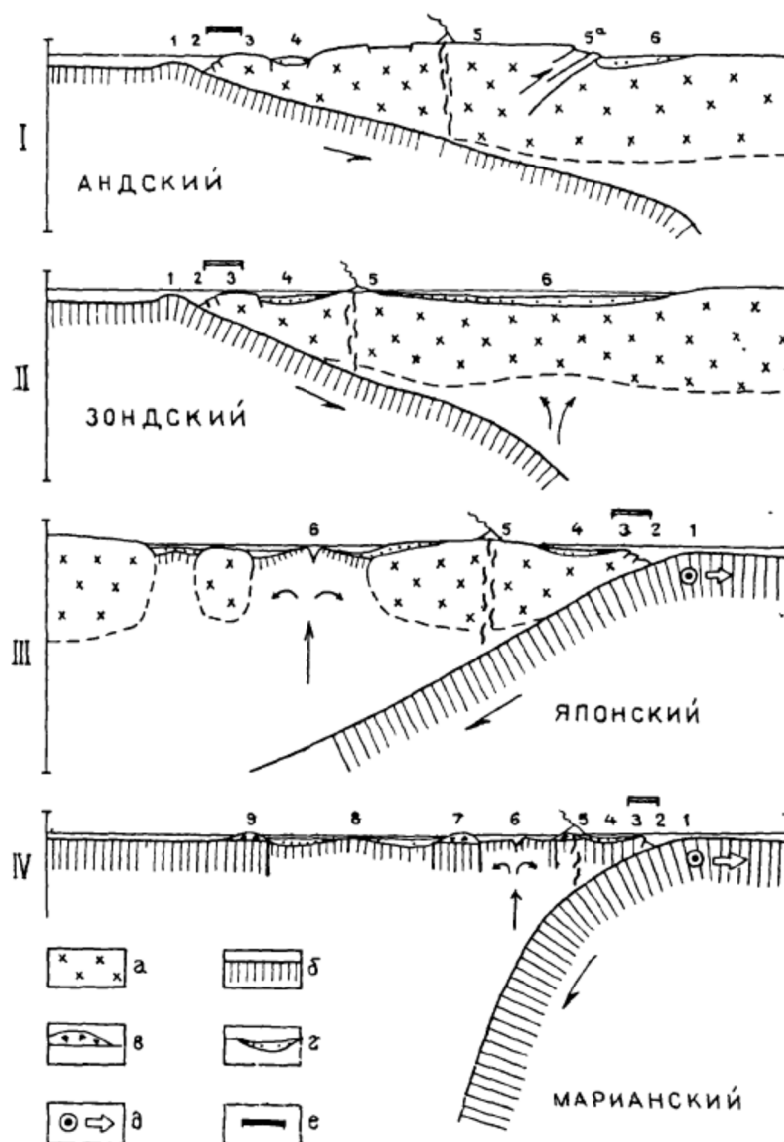


Рис. 1. Главные тектонические типы зон субдукции и их латеральные структурные ряды, по [Khain, Lomize, 1995].

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 субдукций 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» коллизии 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 взаимодополнение 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-коллизионных 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 призмы 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 причленения 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-коллизионные 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. ТЕКТОНИКА, ГЕОДИНАМИКА И ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА С ОКРУЖАЮЩИМИ КРАТОНАМИ

В большинстве работ последних лет складчатые сооружения Центральной Азии охарактеризованы как аккреционно-коллизионные 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-

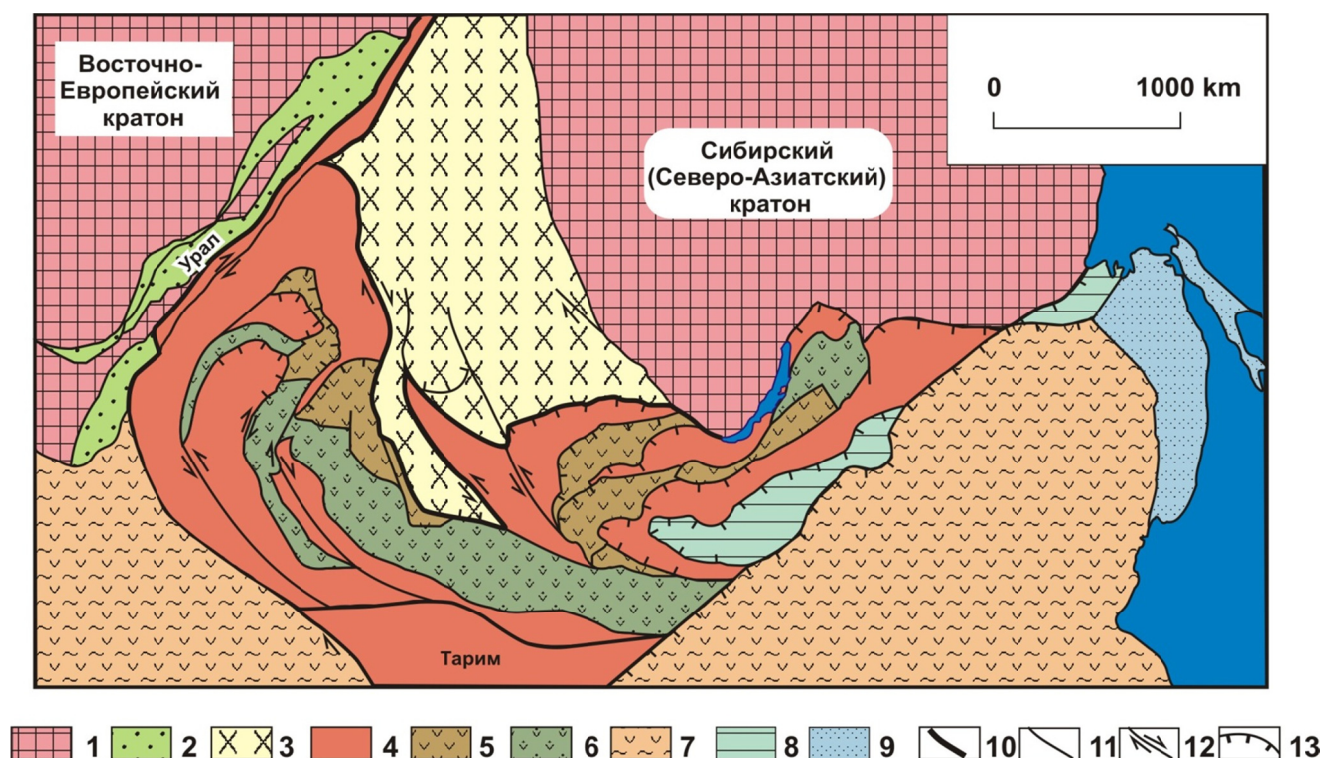


Рис. 2. Схема тектонического районирования Центрально-Азиатского складчатого пояса, по [Buslov, 2011].

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 – позднемезозойский 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-Baikalsky 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-Baikalsky 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

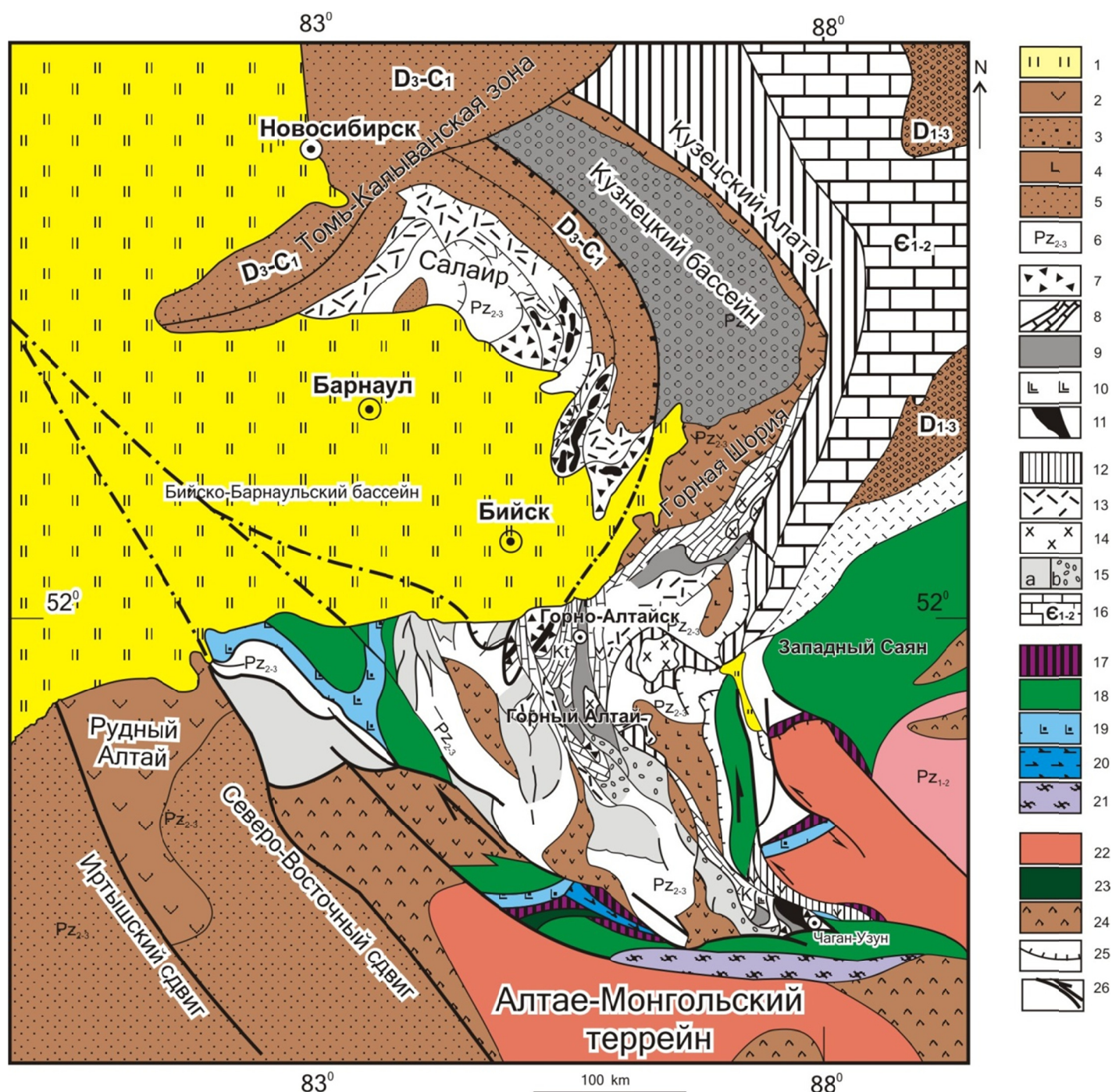


Рис. 3. Геолого-геодинамическая схема Горного Алтая и сопредельных территорий [Buslov et al., 2013].

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-раннекарбонного и позднекарбонно-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 позднекарбонно-пермские сдвиги разделили составной континент на два крупных коллажа сдвиговых террейнов: Казахстанский и Байкальский. Между ними сформирована линейная сдвиговая структура шириной более 500 км. Позднекарбонно-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-Антарктического сегмента Земли, характеризуется наличием континентальных блоков в составе океанической коры и формированием океанических

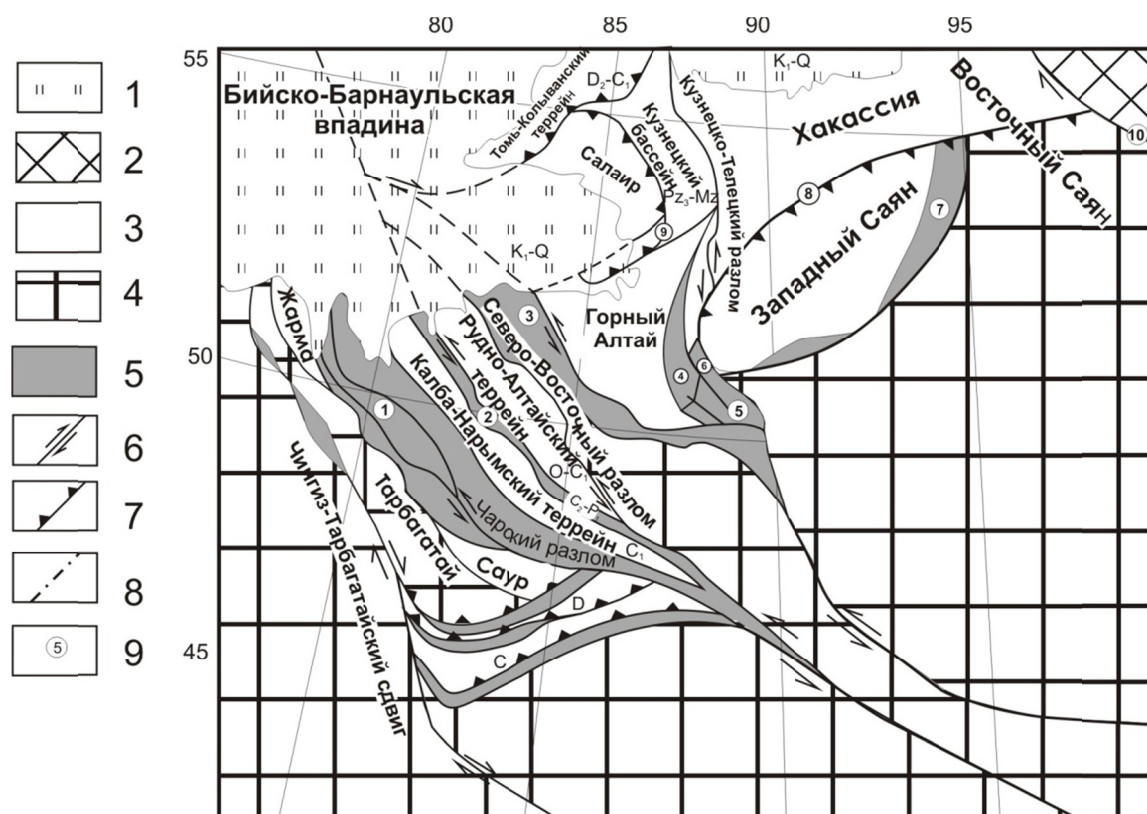


Рис. 4. Схема позднепалеозойской сдвигово-надвиговой террейновой структуры Восточно-Казахстанской и Алтае-Саянской областей [Buslov et al., 2013].

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-Тувинно-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

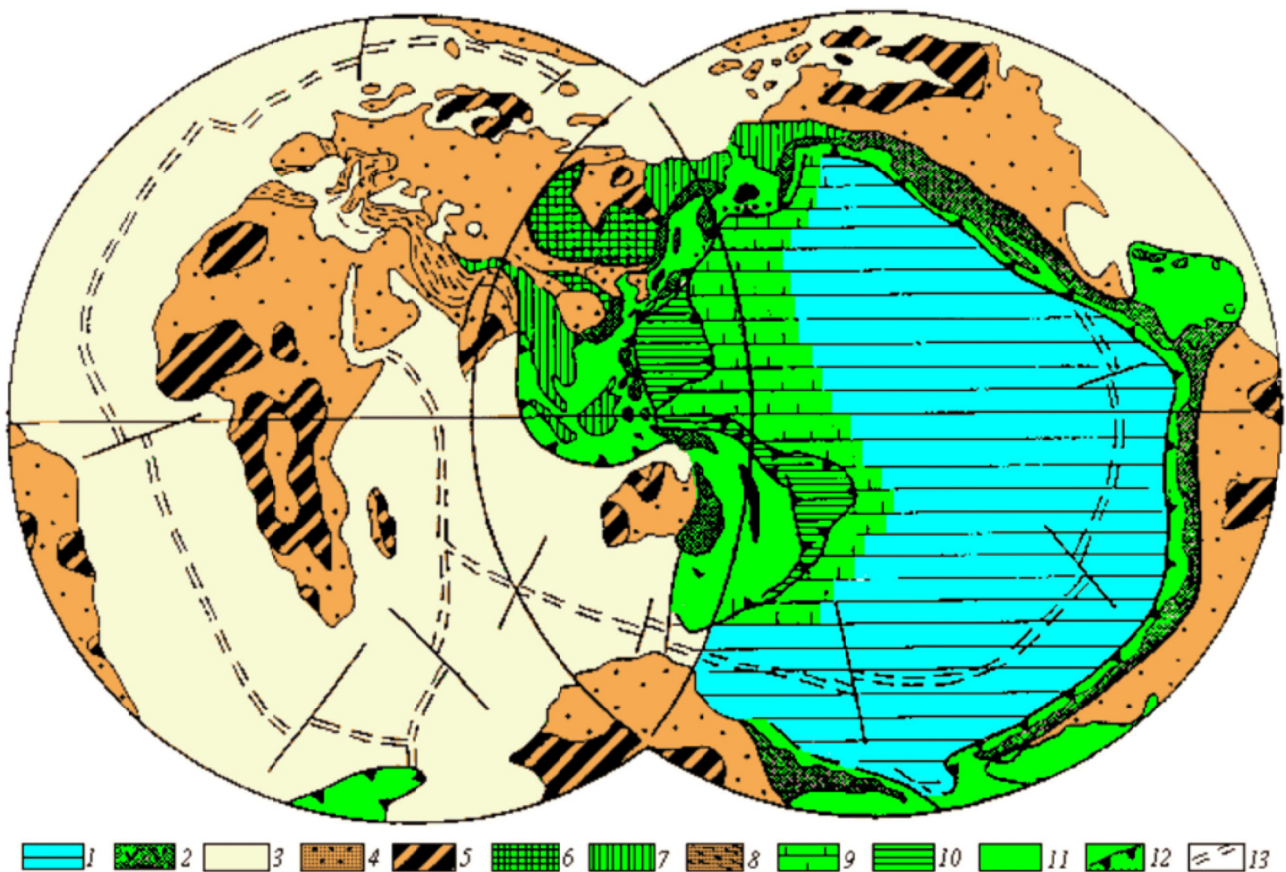


Рис. 5. Схема размещения тектонических сегментов в современной структуре Земли [Mossakovsky et al., 1998].

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 Paleasian 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., Гишпер 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 Paleasian 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 Transbaikalia. *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



TECTONICS AND EVOLUTION OF THE LITHOSPHERE OF THE EASTERN FRAGMENT OF THE MONGOL-OKHOTSK OROGENIC BELT

B. F. Shevchenko, L. I. Popeko, A. N. Didenko

Yu.A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far East Branch of RAS, Khabarovsk, Russia

Abstract: The article describes tectonics and the deep structure of the lithosphere in the eastern fragment of the Mongol-Okhotsk orogenic belt according to results of analysis of the geological and geophysical database. With account of palinspastic reconstructions, the model is developed to show the most probable paleogeodynamics of the lithosphere in the Mongol-Okhotsk orogenic belt and its heterochronous terrains.

Key words: comprehensive geological and geophysical studies, lithosphere model, tectonics, paleogeodynamical model of the Mongol-Okhotsk orogenic belt.

Recommended by D.P. Gladkochub

Citation: Shevchenko B.F., Popeko L.I., Didenko A.N. 2014. Tectonics and evolution of the lithosphere of the eastern fragment of the Mongol-Okhotsk orogenic belt. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (3), 667–682. doi:10.5800/GT-2014-5-3-0148.

ТЕКТНИКА И ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Б. Ф. Шевченко, Л. И. Попеко, А. Н. Диденко

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия

Аннотация: На основе анализа комплекса геолого-геофизических данных проведено описание тектонического и глубинного строения литосферы восточной части Монголо-Охотского орогенного пояса. С учетом глобальных палинспастических реконструкций составлена наиболее вероятная палеогеодинамическая модель формирования литосферы Монголо-Охотского орогена и слагающих его разновозрастных террейнов.

Ключевые слова: комплексные геолого-геофизические исследования, модели литосферы, тектоника, палеогеодинамическая модель Монголо-Охотского орогенного пояса.

1. ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа подготовлена для специального выпуска журнала «Геодинамика и тектонофизика», посвященного 60-летию Евгения Викторовича Склярова. Много лет он изучает геологию Центрально-Азиатского складчатого пояса. Такие работы Е.В. Склярова (лично и в соавторстве), как «Геология и метаморфизм Восточного Саяна» – 1998 г., «Эклогит-глаукофановые комплексы складчатых областей» – 1989 г., «Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа» – 1989 г. и другие [Sklyarov, 2006; Sklyarov, Fedorovskiy, 2006; и др.] существенно повлияли на мировоззрение исследователей Центрально-Азиатского региона, в том числе и авторов статьи.

В представленной работе на основе новых геолого-геофизических данных рассмотрено тектоническое и глубинное строение восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса – Монголо-Охотского орогена, где в практику тектонических исследований последних лет вошло привлечение надежно обоснованных геохимических [Kovalenko et al., 1983; Kazimirovskiy, 2004; Tomurtogoo et al., 2005], геохронологических [Sorokin et al., 2004; Ruzhentsev, Nekrasov, 2009] и палеомагнитных данных [Didenko et al., 2010]. Такой подход в рамках концепции тектоники литосферных плит позволяет более надежно выстраивать палеогеодинамические (эволюционные) модели изучаемых территорий. Еще одной группой данных, которые дают возможность увеличить надежность различных построений, в том числе и прогнозных, являются 3D модели глубинного строения земной коры и верхней мантии. Подобные модели, полученные по результатам комплексной интерпретации геофизических материалов, позволяют дополнять и в определенной степени верифицировать тектонические и палеогеодинамические модели, которые в своем большинстве составляются на основании геологических данных, полученных на земной поверхности.

Рассматриваемая в работе территория исследований охватывает область, расположенную по южной границе Северо-Азиатского кратона, граничащего со структурами Центрально-Азиатского подвижного пояса (восточная часть Монголо-Охотского орогенного пояса). Здесь, помимо уже имеющейся новой геологической информации (геологические карты нового поколения, завершённые региональные тектонические построения по территории востока России и сопредельных стран), в последние годы в рамках проекта по созданию опорных глубинных профилей России (генеральный исполнитель СНИИГГиМС МПР РФ) выполнено значительное количество глубинных геофизических исследований земной коры (глубинное сейсмическое зондирование, профилирование методом МОВ-ОГТ, магнитотеллурическое зондирование). В сочетании с ранее полученными данными по гравиметрическим, магнитометрическим, геотермическим наблюдениям были

составлены глубинные модели литосферного слоя изучаемой территории [Khanchuk, 2006; Didenko et al., 2013].

2. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА

Монголо-Охотский пояс в своей восточной части протягивается вдоль южной окраины Северо-Азиатского кратона. Западнее, на территории Забайкалья и Монголии, северным ограничением пояса является коллаж террейнов, аккрецированных к Сибирскому кратону в конце позднего докембрия и раннем палеозое (рис. 1).

Южным ограничением пояса являются древние массивы (микроконтиненты или террейны): Керулено-Аргунский, Мамынский и Буреинский, в составе которых устанавливаются докембрийские кристаллические образования, разнотипные рифейские метаморфические толщи, а также мощные деформированные терригенные и карбонатные отложения кембрия. Здесь же встречаются раннепалеозойские гранитные батолиты. Местами известны маломощные мелководные морские отложения девона, карбона, перми. Эти террейны южного обрамления Монголо-Охотского пояса являются, по существу, фрагментами раннепалеозойского орогенного пояса. Многие авторы [Zonenshain et al., 1990; Kozakov et al., 2005] обращают внимание на сходство в строении Керулено-Аргунского террейна и Тувино-Монгольского массива (микроконтинента), который располагается к западу и северо-западу от западного окончания Монголо-Охотского пояса.

3. ТЕРРЕЙНЫ ВОСТОЧНОГО ЗВЕНА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА

Опубликовано несколько схем выделения террейнов в пределах Монголо-Охотского орогенного пояса и его обрамления, которые заметно отличаются друг от друга [Natal'in, 1993; Gusev, Khain, 1995; Parfenov et al., 1996, 1999; Zorin et al., 1998; Nokleberg et al., 2000; Sorokin, 2001; Nokleberg, 2010; Khanchuk, 2006]. В предлагаемой схеме террейнового районирования (рис. 1) учтен опыт этих исследователей. В пределах Монголо-Охотского пояса выделяются вытянутые на сотни километров вдоль его простираения лентовидные структуры, которые по составу слагающих их пород и строению классифицируются как террейны аккреционного клина [Nokleberg et al., 2000]. Среди них различаются террейны двух типов [Parfenov et al., 1998]: террейны аккреционного клина, сложенные преимущественно турбидитами, и террейны аккреционного клина, сложенные преимущественно океаническими образованиями. К первому типу относятся Хангай-Даурский (западное звено пояса), Унья-Бомский,

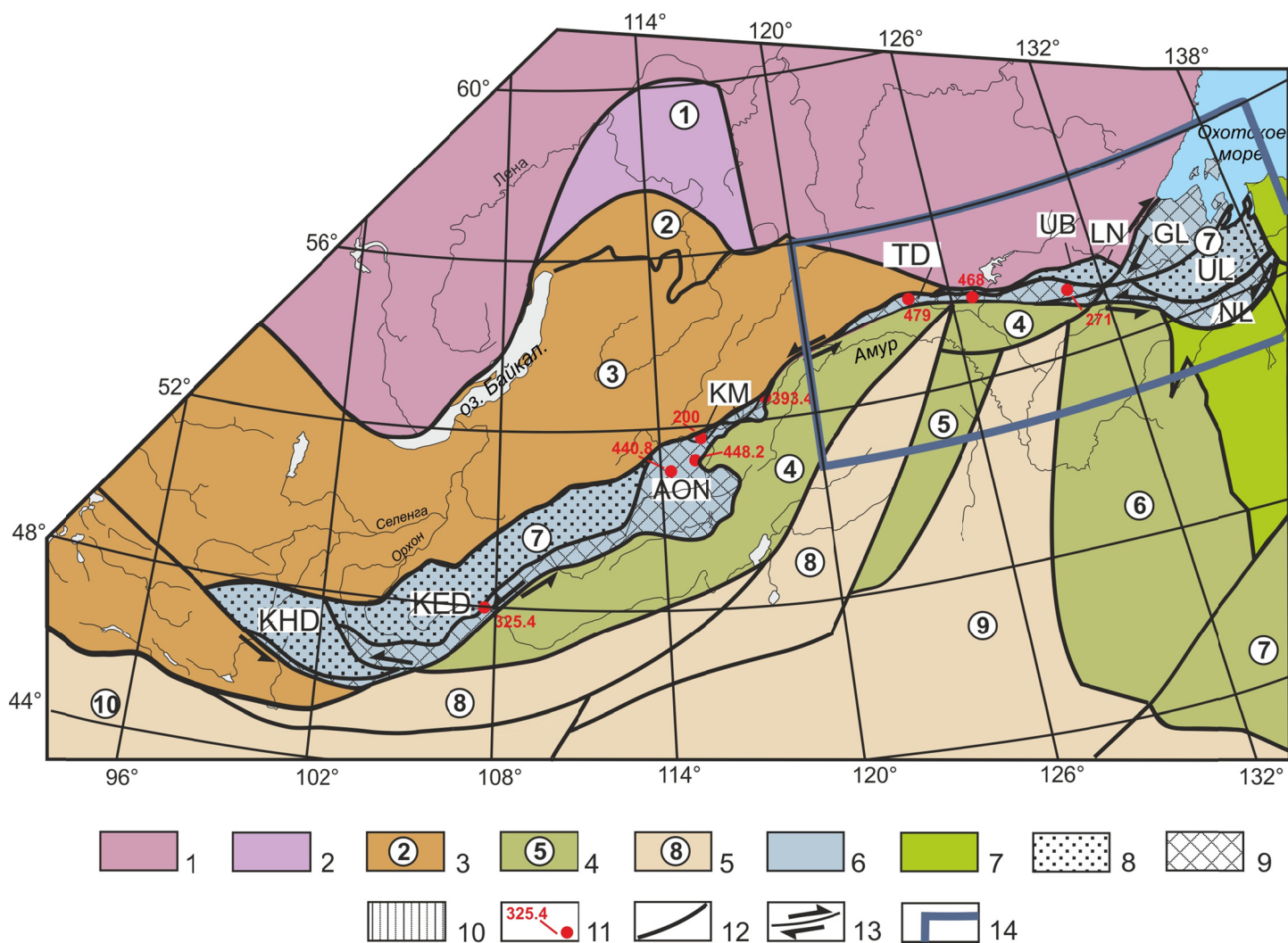


Рис. 1. Тектоническое положение Монголо-Охотского орогенного пояса и составляющих его террейнов.

Кратоны: 1 – Сибирская платформа; 2 – опущенная окраина кратона – Байкало-Патомский складчато-надвиговой пояс; 3 – террейны (орогенные пояса различного возраста), аккретированные к кратону в среднем рифее и кембрии (2 – Циркум-Сибирский, 3 – Енисей-Забайкальский); 4 – коллаж террейнов (орогенные пояса и их фрагменты, микроконтиненты) различного возраста: микроконтиненты (позднегерцинский Аргуно-Мамынский – 4, раннепалеозойский Дягдачи – 5, Цзямусы-Буреинский – 6, Ханкайский – 7); 5 – позднепалеозойские орогенные пояса (Северо-Хинганский – 8, Луныцзян-Селемджинский – 9, Атасбогдинский – 10); 6 – позднепалеозойский-раннемезозойский Монголо-Охотский орогенный пояс; 7 – Сихотэ-Алиньский позднеюрский-раннемеловой орогенный пояс; террейны Монголо-Охотского орогенного пояса: 8 – террейны А типа – аккреционная призма, состоящая в основном из турбидитов с меньшим количеством океанических ассоциаций (Хангай-Даурский террейн: KHD – Хангайский фрагмент, KED – Хэнтэй-Даурский фрагмент; UB – Унья-Бомский, LN – Ланский, UL – Ульбанский); 9 – террейны В типа – аккреционная призма, состоящая в основном из океанических ассоциаций с меньшим количеством турбидитов (фрагменты Агинского террейна: AON – Ононский, TD – Тукурингра-Джагдинский, NL – Ниланский; GL – Галамский террейн); 10 – террейны островных дуг (KM – Каменский); 11 – месторасположение фрагментов океанической коры и их возраст в млн лет; 12 – разломы; 13 – разломы со сдвигом; 14 – контур площади исследований.

Fig. 1. Tectonic position of the Mongol-Okhotsk orogenic belt and its terrains.

Cratons: 1 – Siberian platform; 2 – subducted margin of the craton, Baikal-Patom thrust-folded belt; 3 – terrains (heterochronous orogenic belts) which are accreted to the craton in the Middle Riphean and Cambrian (2 – Circum-Siberian, 3 – Yenisei-Transbaikalian); 4 – collage of heterochronous terrains (orogenic belts and their fragments, microcontinents) of different ages: microcontinents (Late Hercynian Arguno-Mamynsky – 4, Early Paleozoic Dyagdachi – 5, Tjamusy-Bureinsky – 6, Khankaisky – 7); 5 – Late Paleozoic orogenic belts (North-Khingansky – 8, Lunjan-Selemginsky – 9, Atasbogdinsky – 10); 6 – Late Paleozoic – Early Mesozoic Mongol-Okhotsk orogenic belt; 7 – Late Jurassic-Early Cretaceous Sikhote-Alinsky orogenic belt; terrains of the Mongol-Okhotsk orogenic belt: 8 – terrains of type A – accretion prism composed mainly by turbidites with smaller amounts of oceanic assemblages (Khangai-Dauria terrain: KHD – Khangaisky fragment, KED – Khentei-Dauria fragment; UB – Unja-Bomsky, LN – Lansky, UL – Ulbansky); 9 – terrains of type B – accretion prism composed mainly by oceanic assemblages with smaller amounts of turbidites (fragments of Aginsky terrain: AON – Ononsky, TD – Tukuringra-Dzhagdinsky, NL – Nilansky; GL – Galamsky terrain); 10 – oceanic arc terrains (KM – Kamensky); 11 – locations of oceanic crust fragments and their age (Ma); 12 – faults; 13 – faults with displacements; 14 – contour of the area under study.

Ланский и Ульбанский террейны, ко второму типу – Агинский и Галамский террейны. Большинство террейнов разобщено на фрагменты (субтеррейны), которые отстоят друг от друга на сотни километров или, наоборот, неоднократно совмещены друг с другом в плане в результате крупных (сотни километров) горизонтальных перемещений вдоль Монголо-Охотского пояса [Parfenov et al., 1999].

Унья-Бомский террейн располагается на северной окраине восточной части Монголо-Охотского пояса к северо-востоку от Тукурингра-Джагдинского субтеррейна (рис. 1, 2). Он представляет собой пакет пластин, сложенных поздне триасовыми и раннеюрскими турбидитами. С севера террейн ограничен надвигом, по которому слагающие его толщи надвинуты на Ланский террейн. С юга по разлому он контактирует с Тукурингра-Джагдинским субтеррейном [Kirillova, Turbin, 1979; Natal'in et al., 1985; Natal'in, 1993]. Наряду с преобладающими флишевыми отложениями присутствуют базальты, метаморфизованные в фации зеленых сланцев, глубоководные кремнистые и глинисто-кремнистые породы, а также мелководные образования, представленные конгломератами и песчаниками с растительным детритом, которые, вероятно, тектонически совмещены в едином разрезе. Отмечены олистостромовые горизонты, иногда достигающие значительной мощности (до 500 м). Среди олистолитов присутствуют мраморизованные известняки с вендскими(?) онколитами и катаграфиями, характерными для пород Северо-Азиатского кратона, а также известняки с позднепермскими мшанками [Kirillova, Turbin, 1979].

Вывод об определяющем значении крупных (в сотни километров) продольных перемещений вдоль Монголо-Охотского пояса подкрепляется изучением деформационной структуры пород Унья-Бомского террейна, которая определяется широким развитием линейности удлинения в виде минералов, минеральных агрегатов и галек конгломератов, вытянутых вдоль простирания пояса [Natal'in et al., 1985; Natal'in, Borukaev, 1991; Natal'in, 1991].

В зоне сочленения с Северо-Азиатским кратоном мезозойские терригенные толщи Унья-Бомского террейна несогласно перекрыты верхнеюрскими песчаниками, конгломератами, алевролитами, аргиллитами и нижнемеловыми конгломератами, песчаниками, алевролитами [Decisions..., 1995; Kozlovskiy, 1988]. Верхнеюрские отложения несогласно налегают также на докембрий кратона. Они смяты в простые пологие складки.

Ланский террейн расположен в восточной части Монголо-Охотского пояса на ее северной окраине (рис. 1, 2). Северная граница террейна с кратоном частично перекрыта отложениями Зейско-Удского осадочного бассейна. На юго-востоке по Улигданскому сдвигу он контактирует с Галамским террейном. В составе террейна присутствуют нижне?-среднедевонские, каменноугольные, верхнепермские, триасовые

отложения, перекрытые юрскими образованиями Удского бассейна. Стратиграфический разрез Ланского террейна сложен турбидитовыми толщами с пластами яшм, базальтов, их туфов, диабазов, известняков. Терригенные отложения охарактеризованы остатками кораллов, брахиопод, криноидей, мшанок, аналогичных по составу распространенным в Тукурингра-Джагдинском фрагменте Агинского террейна, в разновозрастных отложениях Аргунского и Буреинского террейнов и многих районах Центральной Азии (Монголо-Охотская провинция) [Gratsianova, Shishkina, 1982; Popeko et al., 1993]. Присутствуют олистостромы, содержащие глыбы песчаников, алевролитов, известняков с силурийскими кораллами и раннекембрийскими археоциатами, погруженные в алевропелитовый матрикс. В северо-восточной части террейна палеозойские и триасовые отложения с резким угловым несогласием перекрыты мелководно-морскими толщами нижней и средней юры.

Дислокационная структура Ланского террейна изучена слабо. Известно, что слагающие его палеозойские осадочно-вулканогенные образования смяты в напряженные, крутые, иногда асимметричные складки линейного типа преимущественно северо-западного простирания [Kirillova, Turbin, 1979]. Складчатая структура нарушена системой субпараллельных разломов. Кинематика их не установлена. Характерно то, что, несмотря на весьма напряженную складчатость, в породах Ланского террейна, в отличие от расположенного к юго-западу от него Унья-Бомского, сланцеватость отсутствует.

Ульбанский террейн выделяется в восточной части Монголо-Охотского пояса (рис. 1, 2). Он сложен преимущественно верхнетриасовыми и ниже-среднеюрскими турбидитами, тектонически смешанными с небольшими объемами среднеюрских кремней и метабазальтов и, в целом, характеризуется последовательной сменой с юга на север более древних отложений более молодыми. Проведенный Б.А. Натальиным [Natal'in, 1993] кинематический анализ свидетельствует о южном направлении перемещений.

Агинский террейн, прослеживающийся на протяжении большей части Монголо-Охотского пояса, состоит из трех фрагментов (субтеррейнов): Ононского (западное звено) и Тукурингра-Джагдинского (восточная часть), расположенных на простирании друг друга, но разобщенных на 200 км в верховьях р. Амур в месте пережима всего орогенного пояса, а также продолжающего их на востоке Ниланского фрагмента (рис. 1, 2).

Примечателен коленообразный в плане изгиб Ононского фрагмента в районе Восточного Забайкалья, известный как Восточно-Забайкальская сигмоида. Форма сигмиды свидетельствует о левостороннем сдвиговом смещении вдоль Монголо-Охотского пояса примерно на 100 км. Террейн образован серией покровных пластин, различающихся по вещественному составу и

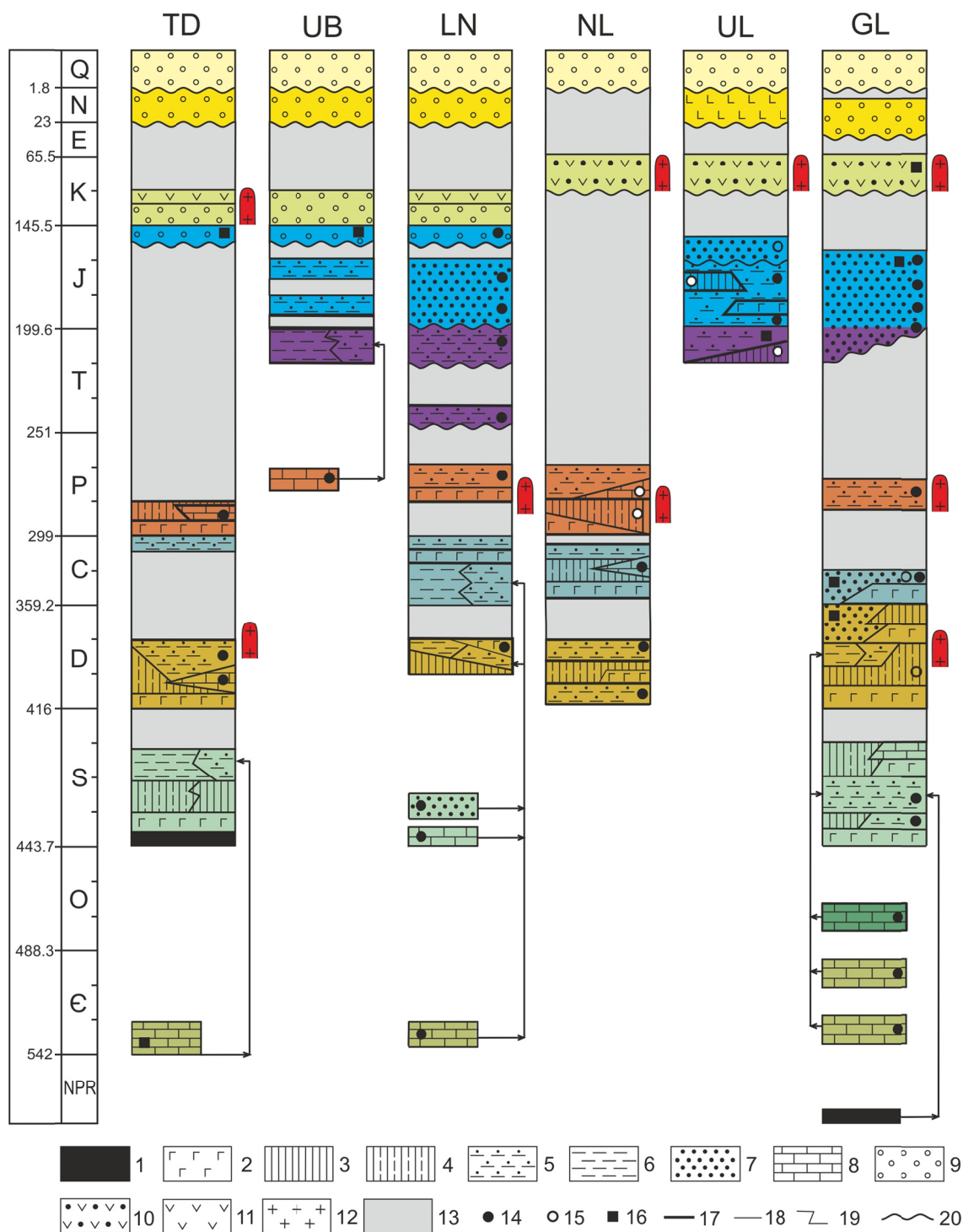


Рис. 2. Сводные тектоно-стратиграфические колонки террейнов восточной части Монголо-Охотского орогенного пояса.

1 – габброиды; 2 – океанические базальты; 3 – глубоководные кремнистые отложения; 4 – глубоководные кремнисто-глинистые отложения; 5 – турбидиты; 6 – алевропелитовые отложения; 7 – мелководные морские отложения; 8 – известняки; 9 – континентальные кластические отложения; 10 – надсубдукционные вулканические пояса; 11 – бимодальные вулканические породы; 12 – гранитоиды; 13 – стратиграфический перерыв; 14 – морская макрофауна; 15 – морская микрофауна; 16 – растительные остатки; 17 – тектонический контакт; 18 – стратиграфический контакт; 19 – фациальный контакт; 20 – угловое несогласие. Террейны: TD – Тукурингра-Джагдинский, UB – Унья-Бомский, LN – Ланский, NL – Ниланский, UL – Ульбанский, GL – Галамский.

Fig. 2. Consolidated tectonic stratigraphic columns of terrains of the eastern regions of the Mongol-Okhotsk orogenic belt.

1 – gabbroids; 2 – oceanic basalts; 3 – deep-water silicious sediments; 4 – deep-water silicious-clayey sediments; 5 – turbidites; 6 – aleuropelitic sediments; 7 – shallow-water marine sediments; 8 – liemstones; 9 – continental clastic sediments; 10 – suprasubduction volcanic belts; 11 – bi-modal volcanic rocks; 12 – granitoides; 13 – stratigraphic gap; 14 – marine macrofauna; 15 – marine microfauna; 16 – vegetal debris; 17 – tectonic contact; 18 – stratigraphic contact; 19 – facial contact; 20 – angular unconformity. Terrains: TD – Tukuringra-Dzhagdinsky, UB – Unja-Bomsky, LN – Lansky, NL – Nilansky, UL – Ulbansky, GL – Galamsky.

возрасту слагающих их отложений [Ruzhentsev, Nekrasov, 2009]. В рассматриваемых субтеррейнах присутствуют фрагменты разновозрастных офиолитов.

Значительный объем Тукурингра-Джагдинского субтеррейна слагают вулканиды, кремнистые, кремнисто-глинистые с линзами известняков и терригенные породы, метаморфизованные в фации зеленых сланцев. Метаморфические зеленосланцевые толщ известны под названием янканской серии, первоначально относимой к рифею – венду [Geology of the USSR, 1966] на основании присутствия в известняках онколитов и катаграфий, стратиграфическая значимость которых дискуссионна. Позднее серия датировалась силуром–девоном [Kirillova, Turbin, 1979], а также ранним, средним или средним-поздним палеозоем [Krasnyi et al., 1999]. В настоящее время для метавулканидов из низов серии получена U-Pb датировка 479 ± 7.6 млн лет. Приведенные данные позволяют предполагать существование океанического бассейна на месте Монголо-Охотского орогенного пояса в ордовике – силуре.

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

Ряд признаков позволяет предполагать аккреционную природу Агинского террейна и его субтеррейнов, в частности чешуйчато-надвиговая структура, характерное для аккреционных призм совмещение мелководных терригенных отложений с породами океанического дна, присутствие метаофиолитов [Natal'in et al., 1985] и глаукофановых сланцев [Dobretsov et al., 1998], совмещение базальтов типа MORB и OIB [Sorokin, 2001], образовавшихся в разных геодинамических обстановках, присутствие в известняках, ассоциированных с вулканидами, раннепермских тетических фузулинид и кораллов [Kirillova, Turbin, 1979], являющих резкий контраст с позднепалеозойской бореальной фауной, характерной для других террейнов Монголо-Охотского пояса и его обрамления. Однако в Тукурингра-Джагдинском фрагменте, зажато между жесткими континентальными блоками, эти признаки затуманены коллизионными деформациями.

Проведенный здесь структурный анализ дислокаций показал, что они образовались в шесть этапов [Natal'in et al., 1985; Natal'in, 1991]. Основная структурообразующая роль принадлежит деформациям второго этапа, результатом которых явилась система субширотных лежащих и опрокинутых изоклинальных складок и надвигов с северной вергентностью. Складчатость сопровождалась зеленосланцевым метамор-

физмом и формированием сланцеватости, параллельной осевым поверхностям складок и слоистости. Сильные коллизионные деформации в Тукурингра-Джагдинском и Унья-Бомском террейнах одинаковы. В Унья-Бомском террейне и северной части Тукурингра-Джагдинского фрагмента Агинского террейна слоистость и сланцеватость залегают субгоризонтально, что свидетельствует о покровном строении района. Корни покровов находятся в южной части Тукурингра-Джагдинского фрагмента, характеризующейся крутыми падениями сланцеватости [Natal'in et al., 1985]. По ширине района с субгоризонтальным залеганием сланцеватости амплитуда надвигания структур Монголо-Охотского пояса на Северо-Азиатский кратон оценивается в 50 км. Наряду с перемещением масс к северу и северо-востоку (в современных координатах), происходило пластическое течение вещества по простиранию террейнов при их сдвиговой транспортировке. Свидетельством этого является повсеместное развитие линейности растяжения, параллельной шарнирам опрокинутых складок и ориентированной по простиранию террейнов.

Сдвиг в условиях сжатия, обусловленного совместным движением на северо-восток микроконтинентов и террейнов, расположенных к югу от Монголо-Охотского орогенного пояса, привел к выдавливанию структур Тукурингра-Джагдинского и Унья-Бомского террейнов на Северо-Азиатский кратон. Перед фронтом выжимающихся к северу монголо-охотских структур сформировался Удско-Зейский передовой прогиб [Natal'in, 1991]. Выполняющие его верхнеюрско-нижнемеловые образования не обладают сланцеватостью и не несут следов метаморфических преобразований. Это дает основание оценить возраст формирования основных деформационных структур в Тукурингра-Джагдинском террейне как конец средней – начало поздней юры.

Галамский террейн, расположенный на северо-восточном окончании Монголо-Охотского пояса (рис. 1, 2), обладает чешуйчато-надвиговой структурой. Каждая из тектонических пластин и чешуй сложена породами одной из трех ассоциаций пород ранне-среднепалеозойского возраста, которые тектонически совмещены и неоднократно повторяются в разрезе: 1) яшмы, ленточные кремни, кремнисто-глинистые сланцы, базальты; 2) терригенные слоистые толщ с признаками турбидитовой седиментации; 3) олистостромы, содержащие включения нижнекембрийских известняков, кремнистых известняков, кремнистых пород и диабазов [Natal'in, Popeko, 1991; Natal'in, 1993]. Таким образом, в пределах террейна присутствуют ассоциации совершенно разных и значительно удаленных друг от друга обстановок седиментации – континентального склона и его подножья, с одной стороны, и абиссальной равнины – с другой. В современной структуре каждая ассоциация пород отделена от смежной зоной вязких разломов, подчеркнутых интенсив-

ным разлинзованием и будинажем, сланцеватостью со структурами течения, транспозиционными структурами. Ориентировка плоскостей разломов субпараллельна слоистости во внутренних, обычно слабонарушенных, частях чешуй и пластин. Перечисленные особенности позволяют рассматривать палеозойский комплекс Галамского террейна как субдукционный. Пермские отложения, представленные конгломератами и песчаниками с флорой, слагают небольшие, ограниченные разломами клинья [Roganov, 1976]. Триасовые и юрские терригенные отложения Торомского преддугового прогиба характеризуются сравнительно простыми дислокациями. Они перекрывают аккреционный комплекс с угловым несогласием [Natal'in, 1993].

Традиционно Галамский террейн [Kozlovskiy, 1988; Natal'in, 1991; Krasnyi et al., 1999] относится к Монголо-Охотскому поясу. Однако строение его существенно отличается от такового других террейнов пояса. В частности, в нем присутствуют палеоокеанические образования кембрия, в то время как в остальных террейнах палеоокеанические комплексы имеют возраст не древнее ордовика–девона. Анализ таксономического состава раннекембрийских археоциат свидетельствует о своеобразии галамских комплексов. Комплексы археоциат второй половины раннего кембрия резко отличаются от разновозрастных комплексов Дальнего Востока России и принадлежат к Кордильеро-Корякской биогеографической провинции [Belyaeva, 1987; Khanchuk, Belyaeva, 1993]. Силурийские и ранне-среднедевонские фауны этого террейна обнаруживают сходство с фаунами северо-востока России в отличие от разновозрастных сообществ других террейнов Монголо-Охотского пояса и его южного обрамления, демонстрирующих родство с фаунами Центральной Азии [Parfenov et al., 1999].

Вероятно, Галамский аккреционный клин относится к восточной (в современных координатах) активной окраине Азии и занял свое современное положение в результате правосторонних сдвиговых перемещений вдоль Монголо-Охотского пояса в самом конце мезозоя. Правые сдвиги отмечены как на северной границе (Улигданский сдвиг) [Kirillova, Turbin, 1979], так и внутри Галамского террейна [Natal'in, Borukaev, 1991]. Правосторонние сдвиговые смещения можно предполагать по зоне Южно-Якутских разломов, в южном крыле которых юрские интрузивные массивы, представляющие собой трещинные тела, образуют левосторонний эшелон [Parfenov et al., 1979]. Ранее Галамский террейн располагался значительно северо-восточнее. Сопряженная с ним магматическая дуга может быть представлена фрагментами средне-познедевонского вулканоплутонического пояса, которые известны на Охотском массиве. Аянский террейн, расположенный к северо-востоку от Галамского террейна на побережье Охотского моря и образованный силурийскими и девонскими обломочными и карбонатными

породами, в том числе флишем (до 2000 м), может представлять фрагмент преддугового прогиба данной активной континентальной окраины [Parfenov et al., 1999].

По набору пород Галамский террейн имеет сходство с Ганычаланским террейном в Корякском нагорье [Khanchuk et al., 1992]. Все это позволяет рассматривать Галамский террейн как фрагмент Охотско-Корякского орогенного пояса [Khanchuk, 2000].

4. СОВРЕМЕННОЕ СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ ОБЛАСТИ ИССЛЕДОВАНИЙ

Монголо-Охотский орогенный пояс практически полностью (за исключением Хангайского фрагмента Хангай-Даурского террейна) расположен в пределах современной Амурской литосферной плиты (рис. 1–3).

Для орогена в целом характерно сокращение мощности литосферного слоя. Для западного фрагмента значения мощности составляют 100–80 км, а для восточного – 80–60 км. Незначительные величины мощности литосферного слоя относительно кратонных областей (160 км и более) свидетельствуют о наличии в этой части Амурской плиты останцев литосферы океанического типа.

Близкое расположение в плане внутриплитовых глубинных границ для западного фрагмента орогена (зоны максимального градиента мощности литосферного слоя) с разломными системами северо-восточного простирания на земной поверхности со сдвиговой составляющей [Tectonics..., 2008] предполагает крутое падение плоскостей глубинных разломов. Для восточного фрагмента характерно расхождение глубинных и приповерхностных границ раздела (рис. 3) что свидетельствует о пологом падении.

Различие указанных структурных планов между западным и восточным фрагментами Монголо-Охотского орогена обусловлено как различным временем окончательного формирования его частей (не одновременное закрытие Монголо-Охотского палеобассейна), так и различием тектонических стилей формирования коллажа литосферных террейнов, составляющих Амурскую плиту. В частности, для западного фрагмента Монголо-Охотского орогена преобладающий стиль – косая коллизия, а для восточного – субдукция.

Детерминированное во времени формирование земной коры области сочленения в целом и Монголо-Охотского орогена в частности прослеживается в различной морфологии поверхности земной коры (граница Мохоровичича). Если для западного фрагмента орогена контрастных структурных элементов не установлено, то восточный фрагмент расположен в зоне интенсивного субширотного градиента мощности коры, который и предопределил ориентировку

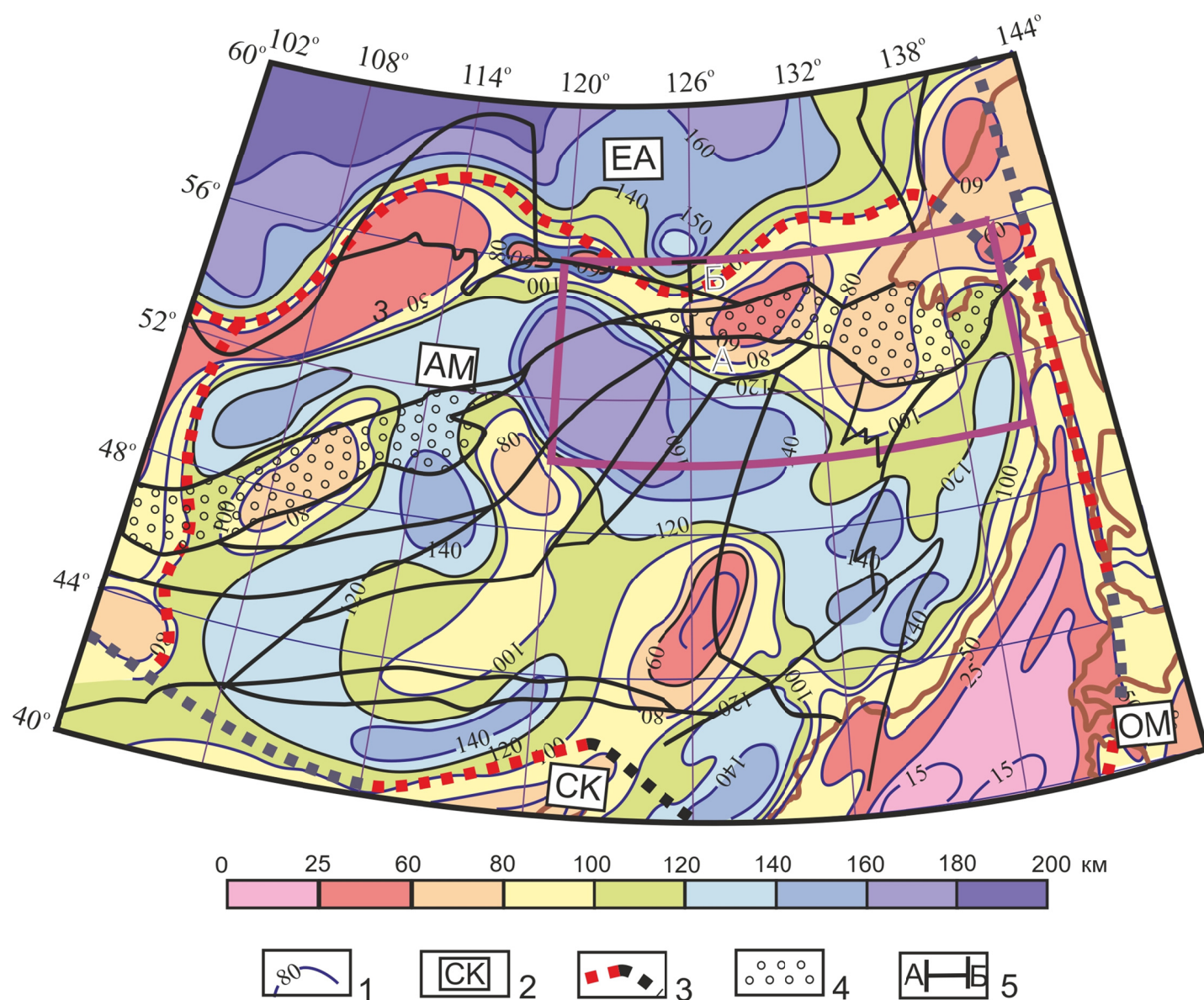


Рис. 3. Положение Монголо-Охотского орогенного пояса в структуре подошвы литосферного слоя.

1 – изопахиты литосферного слоя, км; 2 – литосферные плиты: EA – Евразийская, CK – Северо-Китайская, AM – Амурская, OM – Охотоморская; 3 – глубинное ограничение Амурской литосферной плиты (цвет – тип границ: красный – градиентные, черный – трансформные); 4 – Монголо-Охотский орогенный пояс; 5 – месторасположение опорного глубинного профиля; остальные условные обозначения на рис. 1.

Fig. 3. Position of the Mongol-Okhotsk orogenic belt in the structure of the lithospheric layer's base.

1 – isopachytes of the lithospheric layer, km; 2 – lithospheric plates: EA – Eurasian, CK – North-Chinese, AM – Amurskaya, OM – Okhotsk; 3 – deep boundary of the Amurskaya lithospheric plate (colour codes of boundaries: red – gradient, black – transform); 4 – Mongol-Okhotsk orogenic belt; 5 – location of the reference deep profile; other symbols are given in Fig. 1.

всех последующих поверхностных тектонических элементов (рис. 4).

Внутреннее строение литосферного слоя восточного фрагмента Монголо-Охотского орогена представлено на рис. 5.

Двухмерная геолого-геофизическая модель литосферного слоя в сечении восточного фрагмента Монголо-Охотского орогенного пояса составлена на осно-

вании комплексных геолого-геофизических исследований вдоль профиля 3-ДВ [Didenko et al., 2013].

Структурные элементы модели – направление и углы падения разломных систем, наиболее вероятные вещественные характеристики верхней части геолого-геофизического разреза, наличие в верхней мантии предполагаемых очагов формирования флюидного вещества в сочетании с палинспастическими реконст-

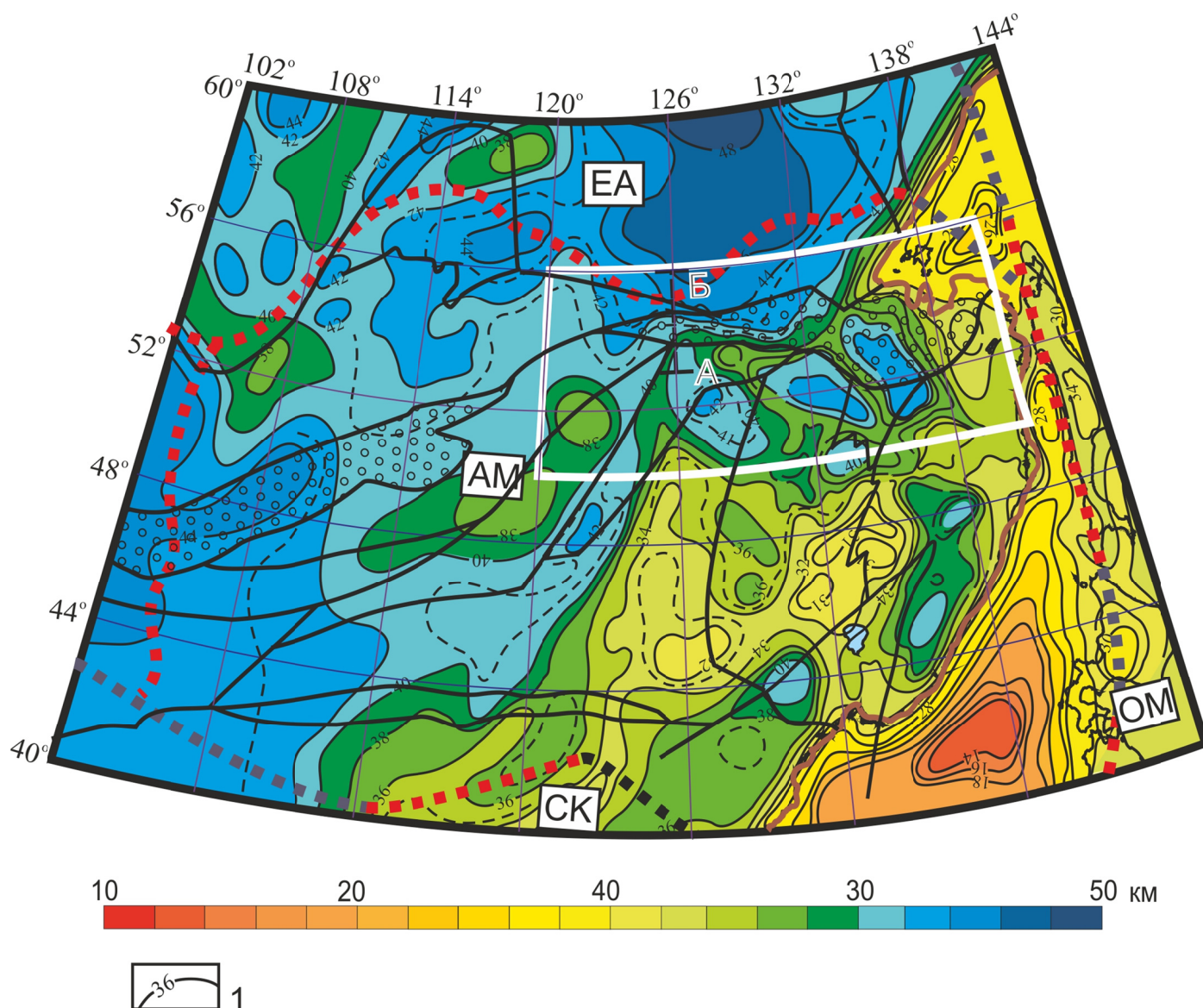


Рис. 4. Положение Монголо-Охотского орогенного пояса в структуре подошвы земной коры.

1 – изопакиты корового слоя, км; остальные условные обозначения на рис. 1, 3.

Fig. 4. Position of the Mongol-Okhotsk orogenic belt in the structure of the crustal base.

1 – isopachytes of the crustal layer, km; other symbols are given in Fig. 1 and Fig. 3.

рукциями [Didenko et al., 2010] – усилили доказательную базу для создания эволюционной модели развития Монголо-Охотского орогенного пояса.

5. ВОЗМОЖНАЯ МОДЕЛЬ (СЦЕНАРИЙ) ФОРМИРОВАНИЯ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Привлечение палеомагнитных данных и информации о структурных особенностях современного глубинного строения земной коры и литосферы позволило уточнить особенности эволюции исследуемой об-

ласти [Didenko et al., 2010, 2013]. На основании палеомагнитных данных были выполнены глобальные палинспастические реконструкции для изучаемых тектонических структур восточного фрагмента Центрально-Азиатского подвижного пояса. В итоге представляется следующая последовательность тектонического развития территории исследований.

Океанический бассейн существовал на месте Монголо-Охотского пояса, по крайней мере, с ордовика, что фиксируется по присутствию в Агинском террейне океанических образований этого возраста (440 млн лет) [State Geological Map..., 2010]. Наличие в северном (в современных координатах) обрамлении бас-

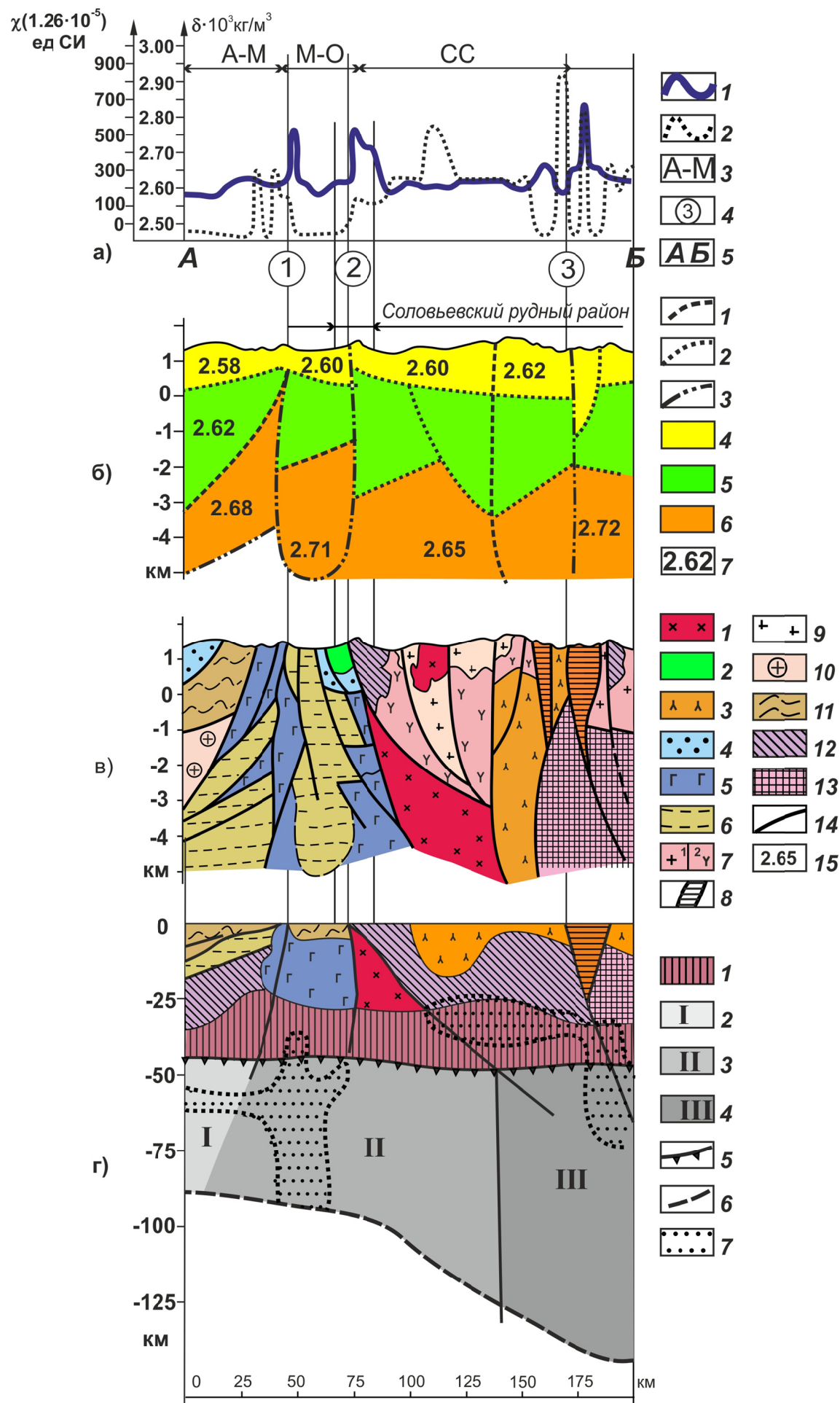


Рис. 5. 2D-модель глубинного строения литосферы восточного фрагмента Монголо-Охотского орогенного пояса (по [Didenko et al., 2013], с дополнениями).

a – графики распределения петрофизических характеристик горных пород: 1 – плотности, 2 – магнитной восприимчивости, 3 – тектонические элементы земной коры: А-М – Аргуно-Мамынский микроконтинент, М-О – Монголо-Охотский и С-С – Селенга-Становой орогенные пояса; 4 – разломы: Южно-Тукурингский (1), Северо-Тукурингский (2), Джелтулакский (3); АБ – линия проложения глубинного разреза; *б* – структурно-геофизический разрез: геофизические границы делимости по магнитометрическим (1), сейсмическим (2), гравиметрическим (3) данным; скоростные слои V_p в км/с со значениями: до 4.0 – (4), до 5.6 – (5), до 6.4 – (6); плотность горных пород в $\text{н} \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ (7); *в* – комплексы горных пород: 1 – тындинско-бакаранский комплекс (J_3 - K_1): гранодиориты; 2 – стрелкинская свита (J_3 - K_1): конгломераты, песчаники, алевролиты; 3 – амуджиканский комплекс (J_3): граносиениты и гранодиориты; 4 – юрские отложения Верхнеамурского прогиба; 5 – пиканский комплекс (PZ_3): габбро, пироксениты, перидотиты, дуниты; 6 – омутнинская свита (S): песчаники, кварциты, сланцы; 7 – тукурингский комплекс (PR_2): граниты и гранодиориты (1), позднестановой комплекс (PR_2): субщелочные граниты и гранодиориты (2); 8 – джелтулакская серия (PR_2): метапесчаники, сланцы, мраморы, metabазальты; 9 – каменковский комплекс (PR_2): граниты, гранитоиды; 10 – гонжинский комплекс (PR_2): граниты гнейсовидные; 11 – гонжинская серия (PR_1): гнейсы и кристаллосланцы; 12 – верхний архей (AR_2): гнейсы и кристаллосланцы; 13 – нижний архей (AR_1): гнейсы и кристаллосланцы; 14 – разрывные нарушения; 15 – плотность горных пород $\text{н} \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$; *г* – комплексы пород нижней коры неясной структурно-формационной принадлежности (1), литосферной мантии (2, 3, 4): I – Аргуно-Мамынского микроконтинента (постпротерозойская), II – Монголо-Охотского орогена (фанерозойская), III – Алдано-Становой щита (постархейская); граница подошвы земной коры (5), литосферной мантии (6); след мантийных флюидных потоков – области высокой электропроводности (7); (остальные условные обозначения на рис. 5, *в*).

Fig. 5. 2D model of the deep structure of the lithosphere in the eastern fragment of the Mongol-Okhotsk orogenic belt (according to [Didenko et al., 2013], including additional data).

a – distribution curves of petrophysical characteristics of rocks: 1 – density, 2 – magnetic susceptibility, 3 – tectonic elements of the crust: A-M – Arguno-Mamynsky microcontinent, M-O – Mongol-Okhotsk orogenic belt, C-C – Selenga-Stanovoy orogenic belt; 4 – faults: Southern Tukuringrsky (1), Northern Tukuringrsky (2), Dzhehtulaksky (3); AB – line of deep profile; *b* – structural geophysical cross-section: geophysical boundaries of divisibility according to magnetometric (1), seismic (2), gravimetric (3) data; velocity layers, V_p (km/sec) and values: up to 4.0 (4), up to 5.6 (5), up to 6.4 (6); density of rocks, $\text{n} \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ (7); *v* – rock units: 1 – Tunda-Bakaransky rock unit (J_3 - K_1): granodiorites; 2 – Strelkinskaya suite (J_3 - K_1): conglomerates, sandstones, aleurolites; 3 – Amudzhikansky rock unit (J_3): granosienites and granodiorites; 4 – Jurassic sediments of the Verkhneamursky trough; 5 – Pikansky rock unit (PZ_3): gabbro, pyroxenites, peridotites, dunites; 6 – Omutninskaya suite (S): sandstones, quartzites, shales; 7 – Tukuringrsky rock unit (PR_2): granites and granodiorites (1), Late Stanovoy rock unit (PR_2): subalkaline granites and granodiorites (2); 8 – Dzhehtulakskaya suite (PR_2): metasandstones, shales, marbles, metabasalts; 9 – Kamenskoy rock unit (PR_2): granites, granitogneisses; 10 – Gonzhinsky rock unit (PR_2): gneissoid granites; 11 – Gonzhinskaya series (PR_1): gneisses and crystalline shales; 12 – Upper Archean (AR_2): gneisses and crystalline shales; 13 – Lower Archean (AR_1): gneisses and crystalline shales; 14 – faults; 15 – density of rocks ($\text{n} \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$); *g* – rock units of the lower crust which structural formation identity is obscure (1), and rock units of the lithospheric mantle (2, 3, 4): I – Arguno-Mamynsky microcontinent (Post-Proterozoic), II – Mongol-Okhotsk orogen (Phanerozoic), III – Aldan-Stanovoy shield (Post-Archean); boundaries of the bases of the crust (5) and lithospheric mantle (6); traces of mantle fluid flows – areas of high electric conductivity (7); other symbols are given in Fig. 5, *v*.

сейна гранодиоритов – гранитных батолитов с возрастом 432 млн лет, относящихся к известково-щелочной серии, позволяет предполагать возможность в это время субдукции под Палеосибирский континент [Kazimirovskiy, 2004].

Следующий импульс раскрытия океана приходится на девон, о чем свидетельствует достаточно полно представленная Пришилкинская офиолитовая ассоциация, которая присутствует в восточной части Ононского фрагмента. Для габброидов этой ассоциации определен возраст 415–388 млн лет [Ruzhentsev, Nekrasov, 2009]. С девонским этапом связывается начало субдукционных процессов в южном обрамлении пояса. Вдоль окраины Монголо-Охотского океана на Амурском (Аргуно-Мамынском) микроконтиненте локализуется Норовлинская окраинно-континентальная дуга. В западной части пояса известны адацгские офиолиты с возрастом 325.4 ± 1.1 млн лет [Tomurtogoo et al., 2005].

В Тукурингра-Джагдинском фрагменте присутствует среднепермский Дугдинский офиолитовый комплекс. Входящие в его состав габброиды имеют возраст 271 ± 2 млн лет [Sorokin et al., 2004]. В позднем палеозое

– раннем мезозое зона субдукции предполагается вдоль северной окраины Амурского (Аргуно-Мамынского) микроконтинента. Она маркируется Восточно-Монгольским вулканическим поясом и магматическими образованиями, продолжающими его к северо-востоку вплоть до северной окраины Аргунского террейна. Вместе с тем, в северном обрамлении западного сектора Монголо-Охотского орогенного пояса располагается Селенгинский вулканоплутонический пояс пенсильваний-раннетриасового возраста. Пояс образован преимущественно продуктами известково-щелочного магматизма в нижней части разреза, которые в конце перми – триасе сменяются бимодальными щелочными вулканитами [Gordienko, 1987; Kozubova et al., 1982; Kovalenko et al., 1983]. Предполагается, что Селенгинский вулканоплутонический пояс связан с трансформным разломом вдоль границы континент-океан и в начале своего развития сопровождался субдукцией под окраину континента [Parfenov et al., 2003].

След этих тектономагматических событий как минимум с раннего мезозоя, по нашим представлениям, зафиксирован в структуре подошвы литосферного слоя (см. рис. 3).

Проекция на земную поверхность глубинной границы Амурской литосферной плиты смещена на север относительно Ланской и Улигданской разломных систем. Указанные разломы [Tectonics..., 2008] являются северным ограничением комплексов пород, слагающих восточный фрагмент Монголо-Охотского орогена. Этот факт является дополнительным свидетельством достаточно длительного процесса его (восточного фрагмента) погружения под Сибирскую платформу.

Присутствие следов океанической палеолитосферы просматривается в ее сокращенной мощности под образованиями как западного (до 80 км), так и восточного (до 60 км) фрагмента Монголо-Охотского орогена. Меньшие значения глубин до поверхности астеносферного слоя в пределах восточного фрагмента орогена относительно западного свидетельствуют о наличии временного тренда в его развитии, что и отмечается по геологическим данным – более раннее становление западной части и более позднее – восточной. Л.П. Зоненшайном с соавторами [Zonenshain et al., 1990] показано, что образование деформированной структуры Монголо-Охотского орогенного пояса в западной его части началось в позднем карбоне и последовательно продвигалось к востоку, по направлению к Тихому океану, вплоть до середины юры. Оно сопровождалось образованием гигантской Алтайской ороклинали. В ядре ороклинали располагается западное «слепое» окончание Монголо-Охотского орогенного пояса. К ядерной, наиболее сжатой, части ороклинали приурочены пенсильваний-раннепермские батолиты, которые прорывают уже деформированные толщи западной части Монголо-Охотского орогенного пояса и более древние образования его западного, северного и южного обрамления.

В позднем триасе – средней юре продолжается формирование Монголо-Охотского орогенного пояса, сопровождавшееся левосторонним сдвиговым перемещением вдоль Главного Монголо-Охотского разлома.

В начале раннего мела практически полностью закрылся Монголо-Охотский бассейн. Сибирь, продолжавшая столкновение с левосторонне перемещавшейся Сино-Корейей-Монголией, заняла положение, близкое к современному. Над зоной субдукции формируется Удская вулканическая дуга с терригенной преддуговой террасой и аккреционной призмой – Джагдинско-Кербинской зоной Монголо-Охотского пояса.

Этот этап развития литосферы (более позднее закрытие восточного фрагмента палеобассейна) находит свое подтверждение в особенностях структуры подошвы земной коры (см. рис. 4). Для западного фрагмента это практически конформная литосферной структуре и, по-видимому, устоявшаяся во времени синклиновая форма в подошве коры. Для восточного фрагмента в первую очередь это градиентная область, в поверхности подошвы коры осложненная вдоль ее южной границы разнонаправленными по глубине (поднятием-опусканием) блоками.

В этот период происходят разнонаправленные сдвиговые перемещения вдоль Главного Монголо-Охотского разлома и Западно-Охотской системы разломов. В частности, Галамский терреин аккреционного клина, который расположен на северо-восточной окраине Монголо-Охотского орогенного пояса (находится в области максимального горизонтального градиента изменения мощности земной коры), занял свое современное положение после правосторонних сдвиговых перемещений вдоль Монголо-Охотского пояса, по-видимому, в самом конце мезозоя. Правые сдвиги отмечены как на его северной границе (Улигданский сдвиг) [Kirillova, Turbin, 1979], так и внутри Галамского террейна [Natal'in, Borukaev, 1991; Natal'in, Popeko, 1991].

В интервале маастрихт – эоцен для литосферы восточной части Азиатского континента заканчиваются аккреционные процессы, начинается погружение Тихоокеанской плиты под континент, которая движется в северном направлении под острым углом к нему. Трансформная граница континента в районе современного Охотского моря, возможно, сопрягается с конвергентной границей.

В пределах восточного фрагмента Монголо-Охотского орогена к этому времени закончились тектономагматические процессы – формирование интрузивных массивов (Джалиндинский) с соответствующей золоторудной минерализацией (рис. 5) [Shevchenko, Nevstruyev, 2013].

С олигоцена состоявшийся коллаж террейнов приобретает облик современной Амурской тектонической плиты [Parfenov et al., 2003].

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексное использование результатов стратиграфических, седиментологических исследований, структурного анализа дислокаций, изучения хронологической структуры фаунистических сообществ позволило реконструировать основные события в истории формирования Монголо-Охотского орогенного пояса. В результате синтеза разнородных и разномасштабных геофизических моделей получены новые представления и усилены позиции ранее существующих представлений о тектонической структуре литосферы области сочленения южной части Северо-Азиатского кратона с восточным фрагментом Монголо-Охотского орогена, являющегося одним из структурных элементов Центрально-Азиатского подвижного пояса.

На основании сравнительного геологического анализа по составу террейнов, слагающих Монголо-Охотский ороген, было сделано предположение о приуроченности Галамского террейна к Охотско-Корякскому орогенному поясу. Последний, в современных географических координатах, находится значительно севернее. С учетом проведенных палеогеодинамических построений вывод о перемещении Галамского

террейна в южные широты получает дополнительное обоснование.

Геометрия модельных глубинных границ восточно-го фрагмента орогена – более крутое падение разломных систем, прослеживающееся до уровня подошвы литосферы на юг, и менее крутое – на север (45° и менее) – является дополнительным доказательством значительного развития надвигов (поддвигов) на границе южной части Северо-Азиатского кратона со структурами восточной части Центрально-Азиатского подвижного пояса в период завершающей стадии закрытия Монголо-Охотского палеоокеана.

Сокращенная мощность литосферного слоя под всей поверхностной структурой Монголо-Охотского

орогенного пояса свидетельствует об океанической природе его литосферы (палеолитосферы). Различия в мощности литосферы орогена (в западном фрагменте она более мощная, чем в восточном) соответствуют геологическим данным о длительном и разновременном направленном с запада на восток процессе закрытия Монголо-Охотского палеобассейна. Структурные построения до уровня подошвы земной коры, ее морфологические особенности не противоречат сделанному выше выводу.

Работа выполнена по программе фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток» (проекты 12-I-0-ОНЗ-07, 12-II-СО-08-026) и при поддержке РФФИ (проект 12-05-00088а).

7. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Belyaeva G.V., 1987. Biogeography of the Early Cambrian of the Far East. In: Evolution of geologic processes of the Far East. DVNTs AN SSSR Publishing House, Vladivostok, p. 92–109 (in Russian) [Беляева Г.В. Биogeография раннего кембрия Дальнего Востока // Эволюция геологических процессов Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во Дальневосточного научного центра АН СССР, 1987. С. 92–109].
- Decisions of the IV Interdepartmental regional stratigraphic meeting on the Precambrian and Phanerozoic of the southern Far East and Eastern Transbaikial region (Khabarovsk, 1990), 1995. Khabarovsk State Mining and Geological Enterprise, Khabarovsk (in Russian) [Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск: Издание Государственного горно-геологического предприятия, 1995].
- Didenko A.N., Efimov A.S., Nelybin P.A., Sal'nikov A.S., Starosel'tsev V.S., Shevchenko B.F., Goroshko M.V., Gyr'yanov V.A., Zamozhnyaya N.G., 2013. Structure and evolution of the Earth's crust in the region of junction of the Central Asian Fold Belt and the Siberian Platform: Skovorodino – Tommot profile. *Russian Geology and Geophysics* 54 (10), 1236–1249. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2013.09.008>.
- Didenko A.N., Kaplun V.B., Malyshev Yu.F., Shevchenko B.F., 2010. Lithospheric structure and Mesozoic geodynamics of the eastern Central Asian orogen. *Russian Geology and Geophysics* 51 (5), 492–506. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2010.04.006>.
- Dobretsov N.L., Karsakov L.P., Sklyarov Ye.V., 1988. Glaucofanite schist belts of South Siberia and the Amur region. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* (1), 3–11 (in Russian) [Добрецов Н.Л., Карсаков Л.П., Скляров Е.В. Глаукофансланцевые пояса Южной Сибири и Приамурья // Геология и геофизика. 1988. № 1. С. 3–11].
- Geology of the USSR. V. XIX. Khabarovsk Territory and Amur region, 1966. Nedra Publishing House, Moscow, 736 p. (in Russian) [Геология СССР, Т. XIX, Хабаровский край и Амурская область. М.: Недра, 1966. 736 с.].
- Gordienko I.V., 1987. Paleozoic Magmatism and Geodynamics of the Central Asian Fold Belt. Nauka Publishing House, Moscow, 238 p. (in Russian) [Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1987. 238 с.].
- Gratsianova R.T., Shishkina G.R., 1982. The features of paleobiogeography of continents and seas in the Devonian (from brachiopod study evidence). In: Environment and life in the geologic past. Paleolandscapes and biofacies. Nauka, Moscow, p. 27–45 (in Russian) [Грацианова Р.Т., Шишкина Г.Р. Особенности палеобиогеографии материков и морей девона (по данным изучения брахиопод) // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеоландшафты и биофацции. М.: Наука, 1982. С. 27–45].
- Gusev G.S., Khain V.Ye., 1995. Interrelations between the Baikal-Vitim, Aldan-Stanovoy, and Mongol-Okhotsk terranes (southern part of Middle Siberia). *Geotektonika (Geotectonics)* (5), 68–82 (in Russian) [Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82].
- Kazimirovskiy M.E., 2004. Geochemistry of Paleozoic granitoid magmatism in the West Stanovoy zone of Transbaikalia. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 45 (3), 347–362.
- Khanchuk A.I., 2000. Paleogeodynamic analysis of formation of ore deposits in the Far East. In: Ore deposits of continental margins. Dalnauka Publishing House, Vladivostok, p. 5–34 (in Russian) [Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34].
- Khanchuk A.I. (Ed.), 2006. Geodynamics, Magmatism and Metallogeny of the Russian East. Book 1. “Dalnauka” Publishing House, Vladivostok, 572 p. (in Russian) [Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Кн. 1. Владивосток: Изд-во Дальнаука, 2006. 572 с.].

- Khanchuk A.I., Belyaeva G.V., 1993. Relationship between the terranes of Paleasian and Paleopacific oceans in the Far East, Russia. In: Dobretsov N.L. and Berzin N.A. (Eds.). Geodynamic evolution of Paleasian ocean. Report No. 4 of IGCP Project 283. Novosibirsk, p. 84–86.
- Khanchuk A.I., Golozubov V.V., Panchenko I.V., Ignatyev A.V., Chudaev O.V., 1992. Ganychalan terrane of the Koryak Upland. *Tikhookeanskaya Geologiya* (Russian Journal of Pacific Geology) (4), 82–93 (in Russian) [Ханчук А.И., Голозубов В.В., Панченко И.В., Игнатъев А.В., Чудаев О.В. Ганычаланский террейн Корьякского нагорья // Тихоокеанская геология. 1992. № 4. С. 82–93].
- Kirilova G.L., Turbin M.T., 1979. Formations and Tectonics of the Dzhagdy Link, Mongol-Okhotsk Fold Area. Nauka Publishing House, Moscow, 116 p. (in Russian) [Кириллова Г.Л., Турбин М.Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979. 116 с.].
- Kovalenko V.I., Mossakovskiy A.A., Yarmolyuk V.V., 1983. The problems of reconstruction of geodynamic settings, and petrochemical zoning (as exemplified by the Late Paleozoic volcanic belt of Mongolia). *Geotektonika* (Geotectonics) (6), 13–29 (in Russian) [Коваленко В.И., Моссаковский А.А., Ярмолюк В.В. Проблемы реконструкции геодинамических условий и петрохимическая зональность (на примере позднепалеозойского вулканического пояса Монголии) // Геотектоника. 1983. № 6. С. 13–23].
- Kozakov I.K., Sal'nikova E.B., Kotov E.B., 2005. Age limits and geodynamic setting of forming crystalline complexes in the eastern segment of the Central Asia fold belt. In: Problematic issues of the Central Asia tectonics. GEOS Publishing House, Moscow, p. 56–73 (in Russian) [Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Котов Е.Б. 2005. Возрастные рубежи и геодинамическая обстановка формирования кристаллических комплексов восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Проблемы тектоники Центральной Азии. М.: ГЕОС, 2005. С. 56–73].
- Kozlovskiy Ye.A. (Ed.), 1988. Geology of the BAM Zone. V. 1. Geologic Structure. Nedra Publishing House, Leningrad, 443 p. (in Russian) [Геология зоны БАМ. Т. 1. Геологическая структура / Ред. Е.А. Козловский. Ленинград: Издательство Недра, 1988. 443 с.].
- Kozubova L.A., Abramovich I.I., Klushin I.G., 1982. Magmatism and plate tectonics of the Mongol-Transbaikial fold system and its margins. In: Correlation of endogenic processes of the Siberian platform and its margins. Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, p. 120–127 (in Russian) [Козубова Л.А., Абрамович И.И., Клушин И.Г. Магматизм и плитная тектоника Монголо-Забайкальской складчатой системы и ее обрамления // Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1982. С. 120–127].
- Krasnyi L.I., Volskii A.S., Yungbiao Peng, Ying Wang, Amantov V.A., Akhmetov R.N., Bazhanov V.A., Bezverkhniy V.L., Bersenev I.I., Biryulkin G.V., Chen Desen, Karsakov L.P., Li Donghan, Liu Jixue, Martynyuk M.V., Nazarenko L.F., Popov O.A., Rybalko V.A., Shatkov G.A., Sidorov V.A., Sorokin A.P., Vaskin A.F., Vasyuk I.B., Volskaya I.P., Wang Kexuan, Xu Yangqiang, Zablotskii E.M., Zhang Hairi, Zhou Qingren, Firsov A.M., Chaban N.N., 1999. Geologic Map of the Amur region and adjacent territories. Explanatory Note to the Geologic Map, scale: 1:2500000. St.-Petersburg, Blagoveshchensk, Harbin, 135 p. (in Russian) [Красный Л.И., Вольский А.С., Юньбяо Пэн, Ин Ван, Амантов В.А., Ахметов Р.Н., Бажанов В.А., Безверхний В.Л., Берснев И.И., Бирюлькин Г.В., Дэсэнь Чэнь, Карсаков Л.П., Дунхань Ли, Цзисюэ Лю, Мартынюк М.В., Назаренко Л.Ф., Попов О.А., Рыбалко В.А., Шатков Г.А., Сидоров Ю.Ф., Сорokin А.П., Васьян А.Ф., Васюк И.Б., Вольская И.П., Кэсуань Ван, Яньцян Сюй, Заблоцкий Е.М., Хайжи Чжан, Цинчжэнь Чжоу, Фирсов А.М., Чабан Н.Н. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий масштаба 1:2500000. Объяснительная записка. Санкт-Петербург – Благовещенск – Харбин, 1999. 135 с.].
- Natal'in B.A., 1991. Mesozoic accretion and collision tectonics of the USSR southern Far East. *Tikhookeanskaya Geologiya* (Russian Journal of Pacific Geology) (5), 3–23 (in Russian) [Наталин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеанская геология. 1991. № 5. С. 3–23].
- Natal'in B.A., 1993. History and modes of Mesozoic accretion in southeast Russia. *The Island Arc* 2 (1), 15–34. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1440-1738.1993.tb00072.x>.
- Natal'in B.A., Borukaev Ch.B., 1991. Mesozoic sutures in the southern Far East of the USSR. *Geotektonika* (Geotectonics) (1), 64–74 (in Russian) [Наталин Б.А., Борукаев Ч.Б. Мезозойские сuture на юге Дальнего Востока СССР // Геотектоника. 1991. № 1. С. 64–74].
- Natal'in B.A., Popeko L.I., 1991. The Paleozoic of the Galam segment, Mongol-Okhotsk fold system. *Tikhookeanskaya Geologiya* (Russian Journal of Pacific Geology) (2), 81–89 (in Russian) [Наталин Б.А., Попеко Л.И. Палеозой Галамского сегмента Монголо-Охотской складчатой системы // Тихоокеанская геология. 1991. № 2. С. 81–89].
- Natal'in B.A., Popeko L.I., Chebotov S.A., 1985. Tectonics of the West Dzhagdy zone, Mongol-Okhotsk fold belt. *Tikhookeanskaya Geologiya* (Russian Journal of Pacific Geology) (2), 49–64 (in Russian) [Наталин Б.А., Попеко Л.И., Чеботов С.А. Тектоника Западно-Джагдинской зоны Монголо-Охотского складчатого пояса // Тихоокеанская геология. 1985. № 2. С. 49–64].
- Nokleberg W.J., 2010. Metallogenesis and Tectonics of Northeast Asia. U.S. Geological Survey Professional Paper 1765, 624 p. <http://pubs.usgs.gov/pp/1765>.
- Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scholl D.W., Fujita K., 2000. Phanerozoic Tectonic Evolution of the Circum-North Pacific. U. S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey Professional Paper 1626. 122 p.
- Parfenov L.M., Berzin N.A., Khanchuk A.I., Badarch G., Belichenko V.G., Bulgatov A.N., Dril S.I., Kirillova G.L., Kuzmin M.I., Nokleberg W., Prokopyev A.V., Timofeev V.F., Tomurtogoo O., Yan X., 2003. Model of formation of orogenic belts

- of Central and NE Asia. *Tikhookeanskaya Geologiya (Russian Journal of Pacific Geology)* 22 (6), 7–41 (in Russian) [Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогов О., Янь С. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // *Тихоокеанская геология*. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41].
- Parfenov L.M., Popeko L.I., Tomurtogoo O., 1999. Problems of Tectonics of the Mongol-Okhotsk Orogenic Belt. *Tikhookeanskaya Geologiya (Russian Journal of Pacific Geology)* 18 (5), 24–43 (in Russian) [Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогов О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // *Тихоокеанская геология*. 1999. Т. 18. № 5. С. 24–43].
- Parfenov L.M., Nokleberg W.J., Khanchuk A.I., 1998. Compilation principles and the main units of the legend of Geodynamics Map of North and Central Asia, Russia's Far East South, 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].
- Parfenov L.M., Bulgatov A.N., Gordienko I.V., 1996. Terranes and the formation of orogenic belts of the Transbaikalian region. *Tikhookeanskaya Geologiya (Russian Journal of Pacific Geology)* 15 (4), 3–15 (in Russian) [Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // *Тихоокеанская геология*. 1996. Т. 15. № 4. С. 3–15].
- Parfenov L.M., Berdnikov N.V., Voinova I.P., Vrublevskiy A.A., Karsakov L.P., Kirillova G.L., Legler V.A., Natal'in B.A., Popeko V.A., Popeko L.I., Savel'ev A.A., Semenov D.F., Utkin V.P., Ufimtsev G.F., Yushmanov V.V., 1979. Tectonic zonation and Structural and Material Evolution of Northtast Asia. Nauka Publishing House, Moscow, 240 p. (in Russian) [Парфенов Л.М., Бердников Н.В., Войнова И.П., Врублевский А.А., Карсаков Л.П., Кириллова Г.Л., Леглер В.А., Натальин Б.А., Попеко В.А., Попеко Л.И., Савельев А.А., Семенов Д.Ф., Уткин В.П., Уфимцев Г.Ф., Юшманов В.В. Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. 240 с.].
- Popeko L.I., Natal'in B.A., Belyaeva G.V., Kotlyar G.V., Shishkina G.R., 1993. Paleobiogeographic zoning and geodynamics of the Russian southern Far East. *Tikhookeanskaya Geologiya (Russian Journal of Pacific Geology)* (5), 19–30 (in Russian) [Попеко Л.И., Натальин Б.А., Беляева Г.В., Котляр Г.В., Шишкина Г.Р. Палеобиогеографическая зональность и геодинамика юга Дальнего Востока России // *Тихоокеанская геология*. 1993. № 5. С. 19–30].
- Roganov G.V., 1976. Tectonics of the Eastern Part of Mongol-Okhotsk Fold Geosyncline Area. Author's abstract of Candidate's (Phd) dissertation. Khabarovsk, 23 p. (in Russian) [Роганов Г.В. Тектоника восточной части Монголо-Охотской складчатой геосинклинальной области: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Хабаровск, 1976. 23 с.].
- Ruzhentsev S.V., Nekrasov G.E., 2009. Tectonics of the Aga Zone, Mongolia-Okhotsk belt. *Geotectonics* 43 (1), 34–50. <http://dx.doi.org/10.1134/S0016852109010038>.
- Shevchenko B.F., Nevstruyev V.G., 2013. Deep structure and geochemical zoning of the Solov'yovsk ore district (Upper Priamurie). In: Processes of mineralization and applied geochemistry. IMGRE Publishing House, Moscow, p. 321–331 (in Russian) [Шевченко Б.Ф., Невструев В.Г. Глубинное строение и минералого-геохимическая зональность Соловьевского рудного района (Верхнее Приамурье) // Процессы рудообразования и прикладная геохимия. Москва: Изд-во ИМГРЭ, 2013. С. 321–331].
- Sklyarov E.V., 2006. Exhumation of metamorphic complexes: basic mechanisms. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 47 (1), 71–75.
- Sklyarov E.V., Fedorovskiy V.S., 2006. Magma mingling: tectonic and geodynamic implications. *Geotectonics* 40 (2), 120–134. <http://dx.doi.org/10.1134/S001685210602004X>.
- Sklyarov E.V., Mazukabzov A.M., Melnikov A.I., 1997. The Cordilleran-type metamorphic core complexes. Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, 182 p. (in Russian) [Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Издательство СО РАН, 1997. 182 с.].
- Sorokin A.A., 2001. Paleozoic accretionary complexes of the Mongol-Okhotsk fold belt eastern segment. *Tikhookeanskaya Geologiya (Russian Journal of Pacific Geology)* 20 (6), 31–36 (in Russian) [Сорокин А.А. Палеозойские аккреционные комплексы восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // *Тихоокеанская геология*. 2001. Т. 20. № 6. С. 31–36].
- Sorokin A.A., Kotov A.B., Kudryashov N.M., Salnikova Ye.B., 2004. Geochronology of granitoid and gabbro-tonalite complexes of the eastern segment of Mongol-Okhotsk fold belt and its framing as boundary conditions for geodynamic reconstructions. In: Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from ocean to continent). Materials of the meeting, Vol. 2. Irkutsk, p. 106–110 (in Russian) [Сорокин А.А., Котов А.В., Кудряшов Н.М., Сальникова Е.Б. Геохронология гранитоидных и габбро-тоналитовых комплексов восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса и его обрамления как граничные условия для геодинамических реконструкций // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Т. 2. Иркутск, 2004. С. 106–110].
- State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1000000. Aldan-Transbaikalian series. Sheet M-50 (Borza). Explanatory note, 2010. Publishing House VSEGEI. St. Petersburg [Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Издание третье. Серия Алдано-Забайкальская. Лист М-50 (Борзя). Объяснительная записка. СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 2010].

- Tectonics, deep structure, metallogeny of the Central Asian – Pacific Belts Junction Area (Explanatory Notes to the Tectonic Map scale of 1:1500000)*. 2008. Eds: Karsakov L.P., Zhao Chynjing et al. Geological Publishing House, Beijing, China, 213 p.
- Tomurtogoo O., Windley B.F., Kröner A., Badarch G., Liu D.Y., 2005. Zircon age and occurrence of the Adaatsag ophiolite and Murov shear zone, Central Mongolia: constraints on the evolution of the Mongol-Okhotsk ocean, suture and orogen. *Journal of the Geological Society of London* 162 (1), 125–134. <http://dx.doi.org/10.1144/0016-764903-146>.
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M., 1990. Tectonics of Lithospheric Plates of the USSR Territory. Publishing House Nedra, Moscow. Book 1, 326 p. Book 2, 334 p. (in Russian) [Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 326 с. Кн. 2. 334 с.].
- Zorin Yu.A., Belichenko V.G., Turutanov E.Kh., Kozhevnikov V.M., Sklyarov E.V., Tomurtogoo O., Khosbayar P., Arvisbaatar N., Byambaa Ch., 1998. Terranes in East Mongolia and Central Transbaikalia and evolution of the Okhotsk-Mongolian fold belt. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 39 (1), 11–25.



Шевченко Борис Фёдорович, канд. геол.-мин. наук
Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН
680000, Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65, Россия
✉ e-mail: shevchenko@itig.as.khb.ru

Shevchenko, Boris F., Candidate of Geology and Mineralogy
Yu.A. Kosygin Institute of tectonics and geophysics
65 Kim Yu Chen, Khabarovsk 680000, Russia
✉ e-mail: shevchenko@itig.as.khb.ru



Попеко Людмила Ивановна, канд. геол.-мин. наук
Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН
680000, Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65, Россия
e-mail: popenko@itig.as.khb.ru

Popenko, Lyudmila I., Candidate of Geology and Mineralogy
Yu.A. Kosygin Institute of tectonics and geophysics
65 Kim Yu Chen, Khabarovsk 680000, Russia
e-mail: popenko@itig.as.khb.ru



Диденко Алексей Николаевич, докт. геол.-мин. наук
Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН
680000, Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65, Россия
e-mail: itig@itig.as.khb.ru

Didenko, Aleksei N., Doctor of Geology and Mineralogy
Yu.A. Kosygin Institute of tectonics and geophysics
65 Kim Yu Chen, Khabarovsk 680000, Russia
e-mail: itig@itig.as.khb.ru



THE GEOCHEMISTRY AND AGES OF ROCKS IN THE FOOTWALL OF THE BUTULIYN-NUR AND ZAGAN METAMORPHIC CORE COMPLEXES (NORTH MONGOLIA – WESTERN TRANSBAIKALIA)

T. V. Donskaya, A. M. Mazukabzov

Institute of the Earth's Crust of SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract: This article reviews data on ages of rocks in the footwall of the Butuliyn-Nur and Zagan metamorphic core complexes (MCC) and provides new data on the geochemistry of the rock complexes. It is noted that the oldest rocks are mylonitized gneisses on rhyolites (554 Ma) in the footwall of the Butuliyn-Nur MCC. The Late Permian – Triassic (249–211 Ma) igneous rocks are ubiquitous in the footwall of the Butuliyn-Nur and Zagan MCC. The youngest rocks in the studied MCC are the Jurassic granitoids (178–152 Ma) of the Naushki and Verhnemangirtui massifs. In the footwall of the Butuliyn-Nur and Zagan MCC, the most common are granitoids and felsic volcanic rocks (249–211 Ma) with many similar geochemical characteristics, such as high alkalinity, high contents of Sr and Ba, moderate and low concentrations of Nb and Y. Considering the contents of trace elements and REE, the granitoids and the felsic volcanic rocks are similar to I-type granites. Specific compositions of these rocks suggest that they might have formed in conditions of the active continental margin of the Siberian continent over the subducting oceanic plate of the Mongol-Okhotsk Ocean. The granitoids of the Naushki and Verhnemangirtui massifs, which are the youngest of the studied rocks (178–152 Ma), also have similar geochemical characteristics. In both massif, granitoids are ferri-ferous, mostly alkaline rocks. By contents of both major and trace elements, they are comparable to A-type granites. Such granitoids formed in conditions of intracontinental extension while subduction was replaced by collision. Based on ages and geochemical characteristics of the rocks in the footwall of the Butuliyn-Nur and Zagan MCC, a good correlation is revealed between the studied rocks and the rock complexes of the Transbaikalian and North-Mongolian segments of the Central Asian fold belt (CAFB), and it can thus be suggested that the regions under study may have a common evolutionary history.

Key words: metamorphic core complexes, age, geochemistry, Western Transbaikalia, North Mongolia, Central Asian fold belt.

Recommended by A.V. Ivanov

Citation: Donskaya T.V., Mazukabzov A.M. 2014. The geochemistry and ages of rocks in the footwall of the Butuliyn-Nur and Zagan metamorphic core complexes (North Mongolia – Western Transbaikalia). *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (3), 683–701. doi:10.5800/GT-2014-5-3-0149.

ГЕОХИМИЯ И ВОЗРАСТ ПОРОД НИЖНИХ ПЛАСТИН БУТУЛИЙН-НУРСКОГО И ЗАГАНСКОГО КОМПЛЕКСОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ЯДЕР (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ – ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Т. В. Донская, А. М. Мазукабзов

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Аннотация: В статье приводится обзор данных по возрасту пород нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского комплексов метаморфических ядер (КМЯ), а также новые данные по геохимии этих породных комплексов. Отмечено, что старейшие породы – мylonитизированные гнейсы на рhyолитах (554 Ma) – распространены в фундаменте Бутулийн-Нурского КМЯ. Позднeperмский – триасовый (249–211 Ma) магматический комплекс широко распространен в фундаменте Бутулийн-Нурского и Заганского КМЯ. Самые молодые породы в изучаемом КМЯ – юрские гранитоиды (178–152 Ma) Наушки и Верхнемангиртуйских массивов. В фундаменте Бутулийн-Нурского и Заганского КМЯ наиболее распространены гранитоиды и felsic вулканические породы (249–211 Ma) со многими подобными геохимическими характеристиками, такими как высокая щелочность, высокие содержания Sr и Ba, умеренные и низкие содержания Nb и Y. С учетом содержания следов элементов и REE, гранитоиды и felsic вулканические породы подобны I-типу гранитов. Специфические составы этих пород свидетельствуют о том, что они могли образоваться в условиях активного континентального края Сиберийского континента над погружающейся океанической плитой Монгольско-Охотского океана. Гранитоиды Наушки и Верхнемангиртуйских массивов, являющиеся самыми молодыми из изучаемых пород (178–152 Ma), также имеют подобные геохимические характеристики. В обоих массивах гранитоиды – ферроферные, преимущественно щелочные породы. По содержанию основных и следовых элементов они сопоставимы с A-типом гранитов. Такие гранитоиды образовались в условиях внутриконтинентального расширения, когда субдукция была заменена столкновением. На основании возрастных и геохимических характеристик пород в фундаменте Бутулийн-Нурского и Заганского КМЯ выявлена хорошая корреляция между изучаемыми породами и породами комплексов Трансбайкальского и Северномонгольского сегментов Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), и поэтому можно предположить, что изучаемые регионы могут иметь общую эволюционную историю.

но, что самыми древними породами являются милонитизированные гнейсы по риолитам (554 млн лет) нижней пластины Бутулийн-Нурского КМЯ. Максимальное распространение среди образований нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского КМЯ имеют позднепермские – триасовые (249–211 млн лет) магматические породы. Самыми молодыми породами в изученных КМЯ являются гранитоиды юрского возраста (178–152 млн лет) Наушкинского и Верхнемангиртуйского массивов. Наиболее распространенные среди нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского КМЯ гранитоиды и вулканы кислого состава с возрастом 249–211 млн лет обнаруживают во многом сходные геохимические характеристики (повышенная щелочность, высокие содержания Sr и Ba, умеренные и низкие концентрации Nb, Y). По содержаниям редких и редкоземельных элементов данные гранитоиды и вулканы кислого состава обнаруживают сходство с гранитами I-типа. Особенности составов этих пород позволяют допускать их формирование в обстановке активной континентальной окраины Сибирского континента над погружающейся океанической плитой Монголо-Охотского океана. Наиболее молодые из изученных пород гранитоиды Наушкинского и Верхнемангиртуйского массивов с возрастом 178–152 млн лет также обладают сходными геохимическими характеристиками. Гранитоиды обоих массивов являются железистыми, преимущественно щелочными образованиями. По содержаниям как петрогенных, так и редких элементов они сопоставимы с гранитами A-типа. Формирование этих гранитоидов имело место в условиях внутриконтинентального растяжения на фоне смены субдукционного режима на коллизионный. Рассмотренные в статье материалы по возрасту и геохимии пород нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского КМЯ показывают, что эти породы хорошо коррелируются с породными комплексами забайкальского и северо-монгольского сегментов ЦАСП, свидетельствуя о единой истории эволюции всего этого региона.

Ключевые слова: комплексы метаморфических ядер, возраст, геохимия, Западное Забайкалье, Северная Монголия, Центрально-Азиатский складчатый пояс.

1. ВВЕДЕНИЕ

В 1994 г. в результате работ научного коллектива под руководством Е.В. Склярва в забайкальской части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) были открыты специфические структуры – комплексы метаморфических ядер [Sklyarov et al., 1994]. Доказательство того факта, что широко распространенные в Забайкалье гранитогнейсовые валы на самом деле являются комплексами метаморфических ядер (КМЯ), позволило пересмотреть особенности эволюции этого сегмента ЦАСП. В настоящее время установлено, что формирование КМЯ и соответственно экспонирование пород средних уровней коры к поверхности имели место в раннем мелу, на временном интервале 134–122 млн лет [Sklyarov et al., 1997; Mazukabzov et al., 2006, 2011; Donskaya et al., 2008], одновременно с образованием КМЯ на обширных территориях Восточной Азии. В тектоническом плане эти процессы отражали глобальные события внутриконтинентального растяжения в Азиатском регионе [Wang et al., 2011, 2012]. Однако открытие КМЯ в Забайкалье не только позволило доказать процессы раннемелового растяжения, но и дало толчок к пересмотру всей геологической структуры Забайкалья. До 1994 г. породы гранитогнейсовых валов, которые по современным представлениям являются ядром (нижней пластиной) КМЯ, рассматривались как выступы докембрийского фундамента среди более молодых палеозойских и мезозойских метаморфизованных пород [Geological Map..., 1983]. С началом изучения КМЯ в Забайкалье, отдельные исследования были посвящены этим, считавшимся древними, выступам, в результате чего было показано, что эти образования не являются «чужеродными» древни-

ми структурами среди более молодых образований, а представляют собой породные комплексы, формирующиеся совместно с другими породами региона на фоне эндогенной активности позднего палеозоя – мезозоя.

Комплексы метаморфических ядер, в том числе и КМЯ Забайкалья, характеризуются одинаковой структурой, в которой выделяется нижняя пластина, сложенная в разной степени деформированными и милонитизированными метаморфическими и изверженными породами, и верхняя пластина, породы которой тектонически перекрывают породы нижней пластины и представлены неметаморфизованными образованиями [Sklyarov et al., 1997]. Породы обеих пластин отделяются друг от друга зоной срыва (детachment), в которой наблюдается смена типов пород и структур.

В статье представлен краткий обзор ранее опубликованных материалов и результаты новых исследований породных комплексов, распространенных в пределах нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского КМЯ (Северная Монголия, Западное Забайкалье), а также обсуждаются вопросы эволюции северо-монгольского и забайкальского сегментов ЦАСП, с учетом всей существующей к настоящему времени информации по данной тематике.

2. БУТУЛИЙН-НУРСКИЙ КОМПЛЕКС МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ЯДРА

Бутулийн-Нурский КМЯ является самой западной структурой среди комплексов метаморфических ядер Забайкалья, располагаясь на территории России и Монголии (рис. 1, 2). Российскую часть Бутулийн-

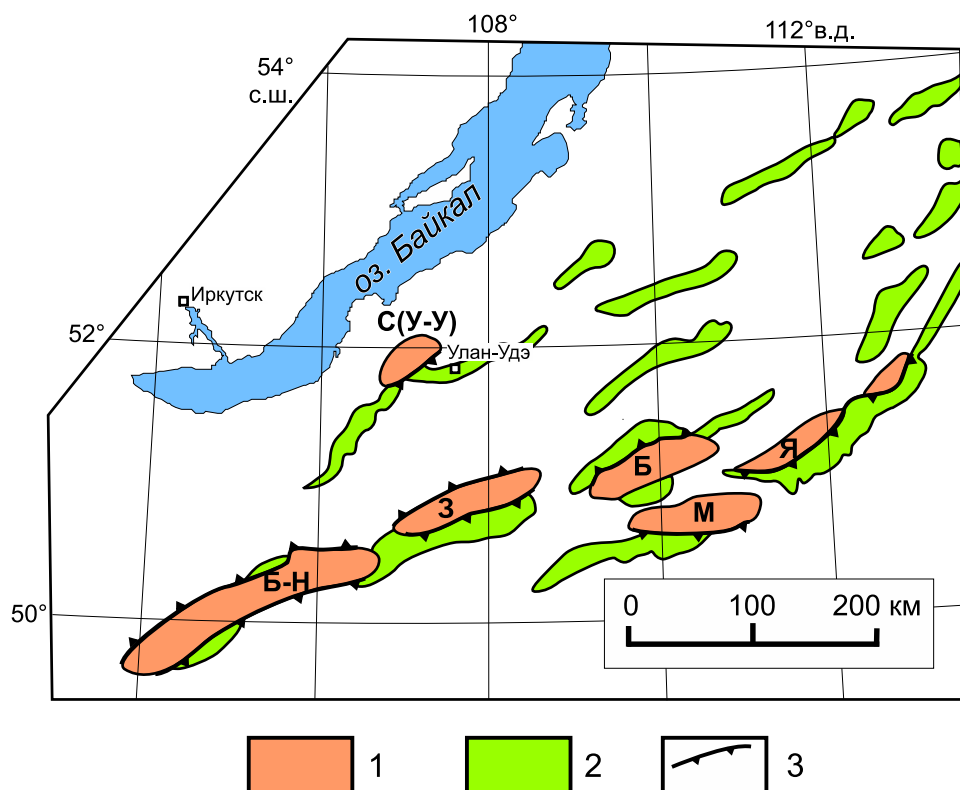


Рис. 1. Схема расположения комплексов метаморфических ядер в структуре Западного Забайкалья (модифицировано по [Sklyarov et al., 1997; Mazukabzov et al., 2011; Donskaya et al., 2008]).

1 – комплексы метаморфических ядер; 2 – раннемеловые впадины; 3 – зоны детачмента. Буквами на схеме обозначены комплексы метаморфических ядер: Б – Безымянный, Б-Н – Бутулийн-Нурский, З – Заганский, М – Малханский, С(У-У) – Селенгинский (Улан-Удэнский), Я – Яблоновский.

Fig. 1. The location scheme of metamorphic core complexes in the structure of the Western Transbaikalia (modified from [Sklyarov et al., 1997; Mazukabzov et al., 2011; Donskaya et al., 2008]).

1 – metamorphic core complexes; 2 – Early Cretaceous basins; 3 – detachment zones. In the scheme, metamorphic core complexes are marked by letters: Б – Bezmyanny, Б-Н – Butuliy-Nur, З – Zagan, М – Malkhan, С(У-У) – Selenga (Ulan-Ude), Я – Yablonovskiy.

Нурского КМЯ обозначают в литературе как Бургутуйский КМЯ (рис. 3) [Mazukabzov et al., 2006]. Значительную площадь нижней пластины Бутулийн-Нурского КМЯ занимают в разной степени разгнейсованные и тектонизированные гранитоиды (ортогнейсы). Возраст разгнейсованных и тектонизированных гранитоидов Pb-Pb и U-Pb методом по циркону определялся в пределах монгольской части комплекса и составил 240.0 ± 2.6 – 211.4 ± 1.2 млн лет [Donskaya et al., 2008] (табл. 1, рис. 2). Все проанализированные гранитоиды обнаруживают положительные значения $\epsilon_{\text{Nd}} = +2.3 \dots +3.9$ и близкие значения модельного возраста – $T_{\text{DM}} = 0.50$ – 0.59 млрд лет [Donskaya et al., 2008]. Среди гранитоидов отмечаются как небольшие тела, так и крупные выходы кварц-силлиманитовых сланцев, кварцитов, биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов, лейкократовых гнейсов, амфиболитов, относимых к малханской серии. В настоящее время только для милонитизированного гнейса по риолиту, образующего небольшие прослои среди сильнодеформиро-

ванных амфиболитов, относящихся к малханской серии, U-Pb методом по циркону получена оценка возраста 553.6 ± 2.9 млн лет [Donskaya et al., 2008]. Однако вполне вероятно, что в малханскую серию могли быть объединены разновозрастные образования. Кроме того, в поле распространения разгнейсованных и тектонизированных гранитоидов, не обнаруживая непосредственных контактов с ними, отмечаются тектонизированные вулканиты кислого состава, а также слоборазгнейсованные сиениты [Donskaya et al., 2008]. Pb-Pb возраст этих вулканитов составляет 265.0 ± 1.2 млн лет, а сиенитов – 265.5 ± 1.2 млн лет [Donskaya et al., 2008]. Помимо разгнейсованных и тектонизированных гранитоидов с возрастом 240–211 млн лет, вторым крупным породным комплексом в пределах нижней пластины Бутулийн-Нурского КМЯ являются образования Катаевской вулканоплутонической ассоциации, включающей в себя метаморфизованные осадочные и вулканические породы катаевской свиты и ассоциирующие с ними гранитоиды [Donskaya et al.,

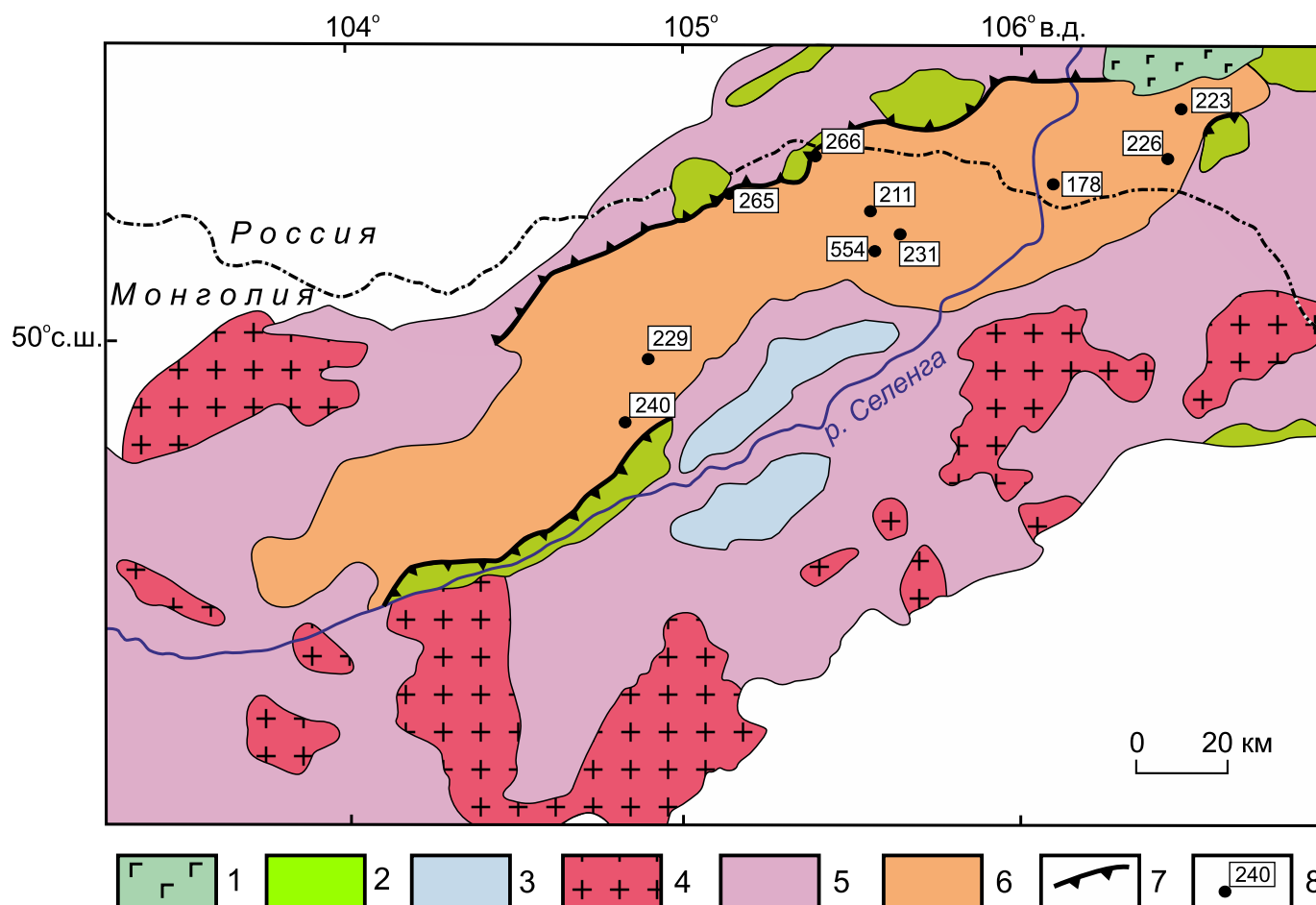


Рис. 2. Геологическая схема Бутулийн-Нурского комплекса метаморфического ядра (модифицировано по [Mazukabzov et al., 2011; Donskaya et al., 2008]).

1 – кайнозойские базальты; 2–5 образования верхней пластины: 2 – раннемеловые осадочные и вулканические породы, 3 – позднелюрско-раннемеловые осадочные и вулканические породы, 4 – пермо-триасовые гранитоиды (нерасчлененные), 5 – карбон-триасовые осадочные и вулканические породы (нерасчлененные), частично перекрытые четвертичными осадками; 6 – породы нижней пластины; 7 – детачмент; 8 – возраст пород нижней пластины по [Mazukabzov et al., 2006; Donskaya et al., 2008, 2012].

Fig. 2. The geological scheme of the Butuliyn-Nur metamorphic core complex (modified from [Mazukabzov et al., 2011; Donskaya et al., 2008]).

1 – Cenozoic basalts; 2–5 – rocks of the hanging wall: 2 – Early Cretaceous sedimentary and volcanic rocks, 3 – Late Jurassic-Early Cretaceous sedimentary and volcanic rocks, 4 – Permian-Triassic granitoids (undifferentiated), 5 – Carboniferous-Triassic sedimentary and volcanic rocks (undifferentiated) partially covered with Quaternary sediments; 6 – rocks of the footwall; 7 – detachment; 8 – age of rocks in the footwall according to [Mazukabzov et al., 2006; Donskaya et al., 2008, 2012].

2012]. Вулканыты катаевской свиты представлены метаморфизованными породами базальт-андезит-дацит-риолитовой серии. U-Pb возраст по циркону метариолита из этой ассоциации составил 226 ± 3 млн лет, а гранита, прорывающего образования катаевской свиты, – 223.4 ± 5.0 млн лет [Donskaya et al., 2012]. Самыми молодыми породами среди образований нижней пластины Бутулийн-Нурского КМЯ являются разгнейсованные сиениты и щелочные граниты Наушкинского массива, прорывающие разгнейсованные гранитоиды и породы малханской серии, U-Pb возраст по циркону которых составляет 178 ± 3 млн лет [Mazukabzov et al., 2006].

3. ЗАГАНСКИЙ КОМПЛЕКС МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ЯДРА

Заганский КМЯ расположен приблизительно в 50 км к северо-востоку от Бутулийн-Нурского КМЯ (см. рис. 1). Большую часть нижней пластины Заганского КМЯ занимают в различной степени тектонизированные гранитоиды: от практически неизмененных разностей до милонитизированных ортогнейсов (рис. 4). На существующих геологических схемах гранитоиды и ортогнейсы относятся к заганскому комплексу. U-Pb методом по циркону был определен возраст разгнейсованных монцонита и лейкогранита из центральной

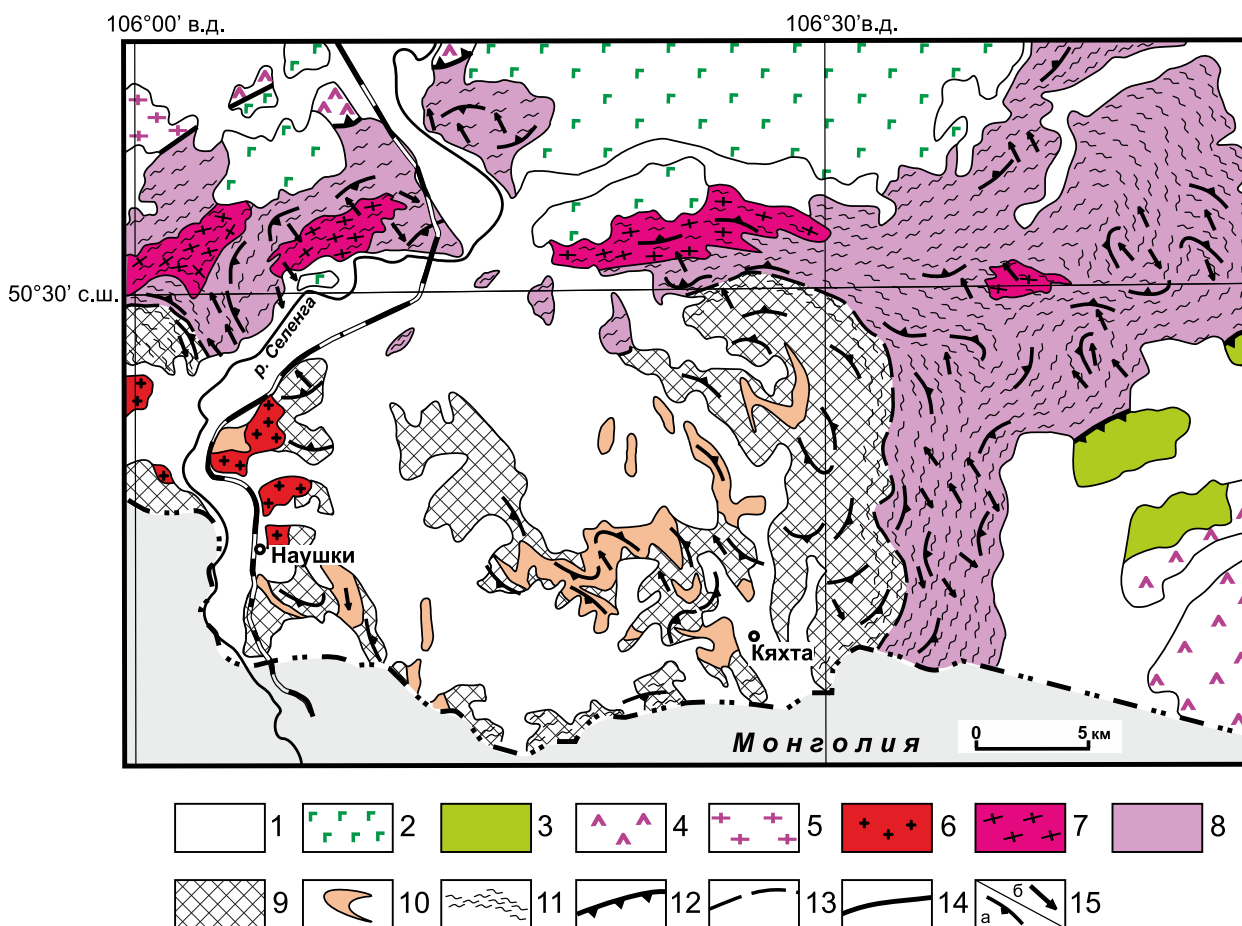


Рис. 3. Схема геологического строения российской части Бутулийн-Нурского комплекса метаморфического ядра (Бургутуйский комплекс) (модифицировано по [Mazukabzov et al., 2006; Donskaya et al., 2012]).

1 – четвертичные отложения; 2 – кайнозойские базальты; 3–5 – образования верхней пластины: 3 – раннемеловые осадочные и вулканические породы, 4 – пермо-триасовые осадочные и вулканические породы (нерасчлененные), 5 – пермо-триасовые гранитоиды (нерасчлененные); 6–10 – образования нижней пластины: 6 – раннеюрские сиениты и граниты Наушкинского массива, 7 – поздне триасовые гранитоиды Катаевской вулканоплутонической ассоциации, 8 – поздне триасовые осадочные и вулканические породы катаевской свиты Катаевской вулканоплутонической ассоциации, 9 – триасовые разгнейсованные и тектонизированные гранитоиды, 10 – кварц-силлиманитовые гнейсы, кварциты, амфиболиты малханской серии; 11 – зона милонитов; 12 – детачмент; 13 – тектонический контакт между образованиями катаевской свиты и разгнейсованными гранитоидами; 14 – разломы; 15 – генерализованная ориентировка плоскостных (а) и линейных (б) элементов.

Fig. 3. The geological scheme of the Russian segment of the Butuliy-Nur metamorphic core complex (Burgutui complex) (modified from [Mazukabzov et al., 2006; Donskaya et al., 2012]).

1 – Quaternary sediments; 2 – Cenozoic basalts; 3–5 – rocks of the hanging wall: 3 – Early Cretaceous sedimentary and volcanic rocks, 4 – Permian-Triassic sedimentary and volcanic rocks (undifferentiated), 5 – Permian-Triassic granitoids (undifferentiated); 6–10 – rocks of the footwall: 6 – Early Jurassic syenites and granites of the Naushki massif, 7 – Late Triassic granitoids of the Kataevsky volcanoplutonic association, 8 – Late Triassic sedimentary and volcanic rocks of the Kataev suite of the Kataev volcanoplutonic association, 9 – Triassic foliated and tectonised granitoids, 10 – quartz-sillimanite gneisses, quartzites, amphibolites of the Malkhan Group; 11 – mylonite zone; 12 – detachment; 13 – tectonic contact between formations of the Kataev suite and foliated granitoids; 14 – faults; 15 – generalized orientation of plane (a) and linear (b) elements.

части Заганского КМЯ, который составил 249 ± 2 и 247 ± 2 млн лет соответственно [Donskaya et al., 2014] (табл. 1). Среди гранитоидов и ортогнейсов отмечаются ксенолиты и небольшие тела биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов, которые рассматривались в составе малханской серии. Помимо гранитоидов, на северном и южном флангах нижней пластины Заганского КМЯ отмечаются метаморфизованные осадочные и вулканические породы, аналогичные

породам Катаевской вулканоплутонической ассоциации Бутулийн-Нурского КМЯ (рис. 4). Охарактеризованные выше породы нижней пластины Заганского КМЯ прорываются разгнейсованными граносиенитами и гранитами массива Покровка, U-Pb возраст по циркону которых составляет 160.7 ± 1.2 и 153 ± 1 млн лет [Sklyarov et al., 1997], и разгнейсованными щелочными гранитами Верхнемангиртуйского массива с возрастом 151.6 ± 0.7 млн лет (U-Pb по циркону [Donskaya et al., 2008]).

Т а б л и ц а 1. Возраст пород нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского КМЯ

Table 1. Ages of rocks in the footwall of the Butuliyn-Nur and Zagan MCC

Название комплекса, ассоциации, массива	Тип породы	Изотопная система (метод датирования)	Возраст, млн лет	Литературный источник
Бутулийн-Нурский комплекс метаморфического ядра				
Малханская серия	Милонитизированный гнейс по риолиту	U-Pb (SHRIMP)	553.6±2.9	Donskaya et al., 2008
Западно-Забайкальский вулканоплутонический пояс	Сиенит	Pb-Pb (step-wise evaporation)	265.5±1.2	Donskaya et al., 2008
	Тектонизированный вулканит кислого состава	Pb-Pb (step-wise evaporation)	265.0±1.2	Donskaya et al., 2008
Заганский (?) комплекс	Тектонизированный гранодиорит	U-Pb (SHRIMP)	240.0±2.6	Donskaya et al., 2008
	Ортогнейс по гранодиориту	Pb-Pb (step-wise evaporation)	230.7±1.2	Donskaya et al., 2008
	Ортогнейс по граниту	Pb-Pb (step-wise evaporation)	229.2±1.2	Donskaya et al., 2008
	Ортогнейс по граниту	Pb-Pb (step-wise evaporation)	211.4±1.2	Donskaya et al., 2008
Катаевская вулканоплутоническая ассоциация	Метариолит	U-Pb (SHRIMP)	226±3	Donskaya et al., 2012
	Тектонизированный гранит	U-Pb (SHRIMP)	223.4±5.0	Donskaya et al., 2012
Наушкинский массив	Разгнейсованный сиенит	U-Pb (TIMS)	178±3	Mazukabzov et al., 2006
Заганский комплекс метаморфического ядра				
Заганский комплекс	Разгнейсованный монцонит	U-Pb (LA-ICP-MS)	247.1±1.7	Donskaya et al., 2014
	Лейкогранит	U-Pb (SHRIMP)	249±2	Donskaya et al., 2014
Массив Покровка	Разгнейсованный граносиенит	U-Pb (TIMS)	160.7±1.2	Sklyarov et al., 1997
	Разгнейсованный гранит	U-Pb (TIMS)	153±1	Sklyarov et al., 1997
Верхнемангиртуйский массив	Разгнейсованный щелочной гранит	U-Pb (TIMS)	151.6±0.7	Donskaya et al., 2008

4. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД НИЖНИХ ПЛАСТИН БУТУЛИЙН-НУРСКОГО И ЗАГАНСКОГО КОМПЛЕКСОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ЯДЕР

Было проведено изучение химического состава гранитоидов с возрастом 249–247 млн лет, относимых к заганскому комплексу, в Заганском КМЯ, разгнейсованных гранитоидов, расположенных в российской части Бутулийн-Нурского КМЯ, которые по составу аналогичны гранодиоритам с возрастом 231 млн лет монгольской части этого же КМЯ, сиенитов и щелочных гранитов Наушкинского массива, имеющих возраст 178 млн лет, в российской части Бутулийн-Нурского КМЯ, а также щелочных гранитов Верхнемангиртуйского массива Заганского КМЯ с возрастом 152 млн лет. Содержания петрогенных оксидов и редких элементов в этих породах представлены в табл. 2. Химические составы вулканитов и гранитов Катаевской вулканоплутонической ассоциации Бутулийн-Нурского КМЯ с возрастом 226–223 млн лет опубликованы ранее в статье [Donskaya et al., 2012].

Гранитоиды (249–247 млн лет) представляют собой в разной степени разгнейсованные разности и занимают значительную площадь Заганского КМЯ (рис. 4). По своему химическому составу они соответствуют умереннощелочным монцонитам, граносиенитам, гранитам и лейкогранитам (рис. 5). Содержание SiO_2 варьируется в них от 56.1 до 75.5 мас. % (табл. 2). На диаграмме $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO}) - \text{SiO}_2$ [Frost et al., 2001] точки составов большинства гранитоидов располагаются либо вдоль границы железистых и магнезиальных образований, либо в поле железистых пород, значения $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO})$ изменяются в этих породах от 0.76 до 0.85 (рис. 6, а). Лейкограниты представляют собой железистые образования ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO})=0.95-0.96$). Высокие значения щелочно-известковистого индекса ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$) позволяют рассматривать все эти породы как известково-щелочные и щелочные образования (рис. 6, б). Специфическими особенностями гранитоидов, исключая лейкограниты, являются умеренные содержания Zr (117–265 г/т) и Y (16–30 г/т), низкие содержания Nb (8–12 г/т), высокие содержания Sr (462–886 г/т) и Ba (830–1968 г/т)

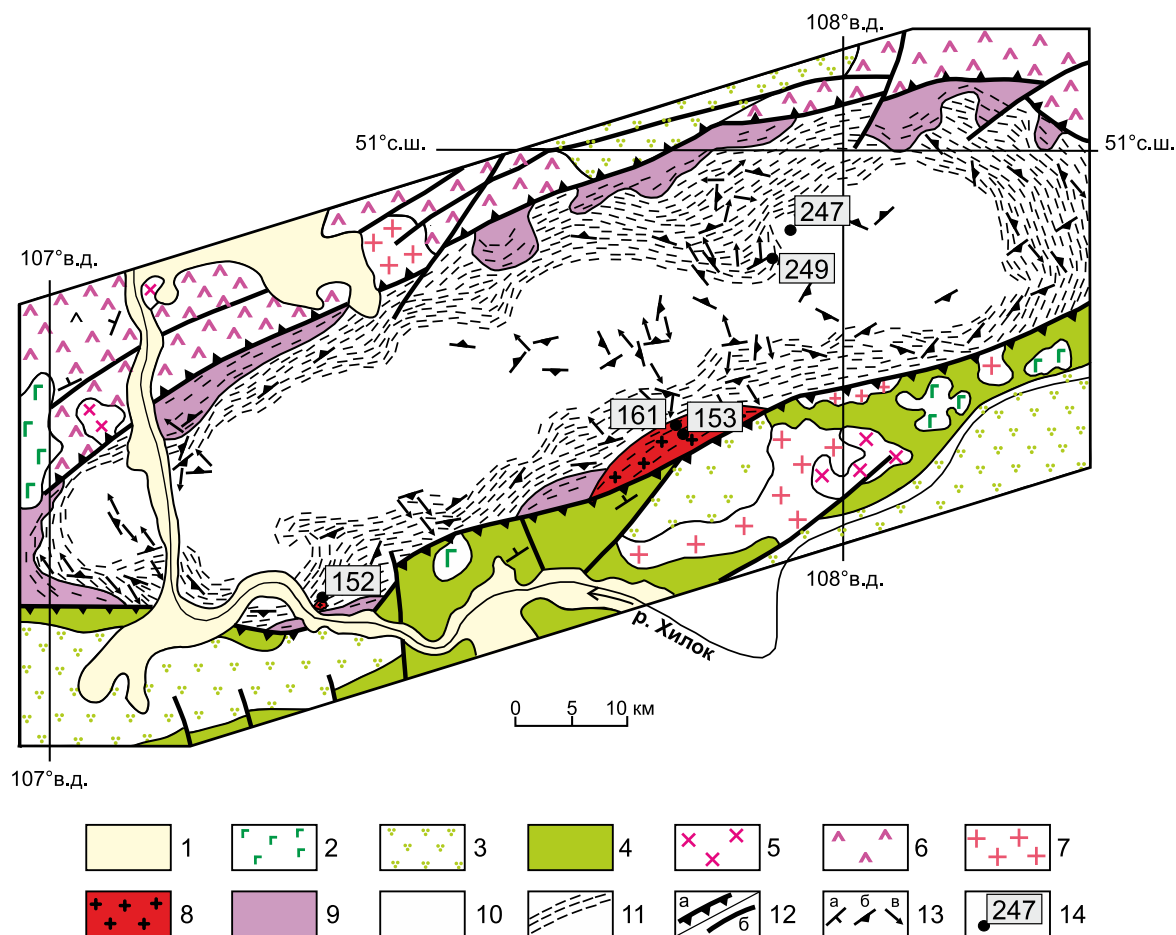


Рис. 4. Схема геологического строения Заганского комплекса метаморфического ядра (модифицировано по [Sklyarov et al., 1997; Donskaya et al., 2014]).

1 – четвертичные осадки; 2 – кайнозойские базальты; 3–7 – образования верхней пластины: 3 – раннемеловые осадочные породы, 4 – раннемеловые осадочные и вулканические породы, 5 – поздне триассовые гранитоиды, 6 – поздне триассовые осадочные и вулканические породы, 7 – раннепермские гранитоиды; 8–10 – образования нижней пластины: 8 – юрские гранитоиды, 9 – поздне триассовые осадочные и вулканические породы, 10 – среднепозднепермские – ранне триассовые гранитоиды заганского комплекса; 11 – мylonитизированные породы нижней пластины; 12 – зона детачмента (а), разломы (б); 13 – слоистость (а), сланцеватость, гнейсовидность (б), линейность (в); 14 – возраст пород нижней пластины по [Sklyarov et al., 1997; Donskaya et al., 2008, 2014].

Fig. 4. The geological scheme of the Zagan metamorphic core complex (modified from [Sklyarov et al., 1997; Donskaya et al., 2008, 2014]).

1 – Quaternary sediments; 2 – Cenozoic basalts; 3–7 – rocks of the hanging wall: 3 – Early Cretaceous sedimentary rocks, 4 – Early Cretaceous sedimentary and volcanic rocks, 5 – Late Triassic granitoids, 6 – Late Triassic sedimentary and volcanic rocks, 7 – Early Permian granitoids; 8–10 – rocks of the footwall: 8 – Jurassic granitoids, 9 – Late Triassic sedimentary and volcanic rocks, 10 – Middle / Late Permian – Early Triassic granitoids of the Zagan complex; 11 – mylonitized rocks of the footwall; 12 – detachment zone (a), faults (b); 13 – bedding (a), foliation, gneissoid (b), lineation (c); 14 – age of rocks in the footwall according to [Sklyarov et al., 1997; Donskaya et al., 2008, 2014].

(табл. 2, рис. 7). Лейкограниты обнаруживают пониженные содержания таких элементов, как Zr, Nb, Y, Sr, Ba, и повышенные содержания Rb (табл. 2, рис. 7).

Все проанализированные гранитоиды обнаруживают фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов ($La/Yb_n = 6–34$) (рис. 8, а). Сумма редкоземельных элементов в монцонитах, граносиенитах и гранитах составляет 135–242 г/т, в лейкогранитах она существенно ниже – 29–40 г/т. Монциты ($SiO_2 = 56.1–57.4$ мас. %) обнаруживают отсутствие европиевой аномалии на спектрах распределения РЗЭ

($Eu/Eu^* = 1.05–1.08$), для граносиенитов и гранитов ($SiO_2 = 64.0–68.3$ мас. %) отмечаются отрицательные европиевые аномалии ($Eu/Eu^* = 0.57–0.67$), в лейкогранитах отрицательные европиевые аномалии проявлены наиболее контрастно ($Eu/Eu^* = 0.35–0.46$) (рис. 8, а). Выявленная корреляция между содержанием SiO_2 и глубиной европиевой аномалии на спектрах распределения РЗЭ может свидетельствовать об увеличении фракционирующего плагиоклаза в процессе формирования более лейкократовых разностей гранитоидов.

Повышенные содержания щелочей в исследуемых

Т а б л и ц а 2. Химический состав представительных разновидностей гранитоидов нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского КМЯ
 Table 2. Chemical compositions of representative types of granitoids in the footwall of the Butuliy-Nur and Zagan MCC

Компоненты	Гранитоиды Заганского КМЯ (249–247 млн лет)										Гранитоиды Бутулийн-Нурского КМЯ (231 млн лет)				Гранитоиды Наушкинского массива (178 млн лет)	
	09122 [#]	09123 [#]	09124 [#]	09128 [#]	09129 [#]	09130 [#]	09132 [#]	09136 [#]	1115	1120	1122	1123	171-1 [#]	A-1 [#]		
SiO ₂	57.37	56.08	57.21	65.62	75.40	75.46	64.00	68.29	68.85	71.03	69.10	68.55	68.45	66.15		
TiO ₂	1.22	1.29	1.30	0.37	0.06	0.06	0.68	0.37	0.45	0.36	0.36	0.43	0.49	0.49		
Al ₂ O ₃	18.65	19.25	18.75	16.80	14.00	13.80	16.75	16.65	15.70	15.16	15.60	16.29	14.95	17.20		
Fe ₂ O ₃	2.26	2.19	2.37	0.35	0.44	0.24	0.75	0.45	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1.57	1.81		
FeO	3.91	4.10	3.82	2.64	0.44	0.95	2.61	2.49	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1.83	0.68		
Fe ₂ O ₃ *	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	3.05	2.59	2.82	2.71	н.о.	н.о.		
MnO	0.14	0.13	0.13	0.08	0.01	0.01	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.09	0.06		
MgO	2.04	2.05	2.05	0.93	0.05	0.05	1.00	0.54	0.46	0.48	0.51	1.21	0.94	0.50		
CaO	4.19	4.47	4.37	2.73	0.47	0.48	3.12	1.70	2.27	1.75	1.62	2.00	1.38	0.94		
Na ₂ O	5.33	5.32	5.24	4.42	3.71	3.80	5.13	4.46	3.88	3.48	5.70	4.52	4.71	5.52		
K ₂ O	3.21	3.23	3.29	5.07	5.11	4.82	4.89	4.29	4.31	4.31	3.50	3.74	5.06	6.21		
P ₂ O ₅	0.55	0.58	0.60	0.08	<0.03	<0.03	0.23	0.12	0.26	0.13	0.15	0.08	0.12	0.05		
H ₂ O ⁻	0.09	0.13	0.12	0.10	0.11	0.17	0.14	0.15	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.20	0.13		
П.п.п.	0.83	0.84	0.87	0.44	0.15	0.11	0.33	0.24	0.63	0.46	0.85	0.54	0.63	0.31		
Сумма	99.79	99.66	100.12	99.63	99.95	99.95	99.68	99.80	99.90	99.79	100.26	100.12	100.42	100.05		
Rb	49.39	46.23	36.09	96.19	156.58	136.78	71.19	91.21	66.66	73.16	96	71	184.23	117.99		
Sr	820.26	776.56	619.97	606.80	48.42	88.10	886.38	462.05	1384.15	1343.20	1100	1420	249.00	111.42		
Y	28.64	29.70	24.57	26.29	5.80	4.54	16.37	19.20	6.92	5.09	3	6	27.17	30.05		
Zr	208.60	165.07	116.73	264.99	69.85	79.88	252.05	215.57	166.43	156.32	145	150	283.68	617.69		
Nb	9.98	9.42	7.82	8.95	9.71	11.68	10.70	11.53	5.83	4.90	4	7	32.13	21.75		
Ba	1968.33	1920.43	1694.79	1205.46	53.76	89.30	1614.87	830.14	1475.82	1187.03	1240	1400	404.47	282.93		
La	49.20	42.87	35.33	24.17	10.75	7.40	61.02	34.00	27.29	23.25	н.о.	н.о.	33.77	87.66		
Ce	89.54	84.73	71.00	55.21	18.77	13.45	108.90	62.83	52.15	44.29	н.о.	н.о.	80.31	170.17		
Pr	10.59	10.95	9.08	6.42	1.68	1.25	12.12	7.17	6.03	4.70	н.о.	н.о.	8.83	22.66		
Nd	41.58	44.13	33.37	25.63	5.13	3.29	40.51	24.12	19.94	14.01	н.о.	н.о.	29.67	74.97		
Sm	9.34	10.41	7.36	5.67	1.02	0.61	6.39	4.39	3.04	3.13	н.о.	н.о.	5.72	10.50		
Eu	2.70	2.96	2.26	0.98	0.10	0.09	1.10	0.87	0.75	0.62	н.о.	н.о.	0.87	1.43		
Gd	6.35	6.77	5.95	4.88	0.76	0.57	4.87	3.63	1.99	1.57	н.о.	н.о.	4.24	7.51		
Tb	0.87	0.92	0.81	0.75	0.11	0.10	0.58	0.49	0.24	0.17	н.о.	н.о.	0.65	0.93		
Dy	5.10	5.63	4.55	4.72	0.67	0.65	2.93	3.04	1.26	0.85	н.о.	н.о.	4.27	5.36		
Ho	1.00	1.05	0.91	0.94	0.15	0.15	0.53	0.63	0.23	0.15	н.о.	н.о.	0.91	1.07		
Er	2.42	2.68	2.16	2.46	0.48	0.50	1.37	1.76	0.68	0.55	н.о.	н.о.	2.83	2.96		
Tm	0.35	0.37	0.32	0.37	0.08	0.09	0.20	0.28	0.09	0.08	н.о.	н.о.	0.49	0.48		
Yb	2.01	2.28	1.68	2.53	0.64	0.70	1.21	1.92	0.59	0.51	н.о.	н.о.	3.03	3.10		
Lu	0.31	0.34	0.28	0.37	0.13	0.12	0.19	0.31	0.12	0.09	н.о.	н.о.	0.58	0.55		
Hf	4.34	3.62	2.76	6.48	4.39	3.59	6.21	5.65	4.42	4.23	н.о.	н.о.	9.08	13.39		
Ta	0.66	0.75	0.34	0.93	1.09	2.64	0.47	0.74	0.07	н.п.о	н.о.	н.о.	3.44	2.02		
Th	3.02	3.90	2.33	8.97	15.13	14.93	6.12	13.62	5.49	7.89	н.о.	н.о.	14.89	8.26		
U	1.18	1.46	0.54	2.15	3.27	2.89	1.67	2.45	1.78	1.62	н.о.	н.о.	4.10	1.97		

О к о н ч а н и е т а б л и ц ы 2

Компоненты	Гранитоиды Наушкинского массива (178 млн лет)										Гранитоиды Верхнемангиртуйского массива (152 млн лет)									
	1615	1616	1616a	1617	1619	171 [#]	173 [#]	175 [#]	7505 [#]	7507 [#]	7509 [#]	7511 [#]	7301В [#]	7302 [#]	7304г [#]	7305В [#]	7306Б [#]			
SiO ₂	67.74	69.65	66.81	63.63	64.62	71.36	70.79	71.06	72.15	73.24	73.23	72.71	72.25	73.79	74.41	74.75	74.73			
TiO ₂	0.64	0.41	0.46	0.69	0.68	0.31	0.27	0.23	0.49	0.44	0.43	0.47	0.32	0.42	0.43	0.47	0.49			
Al ₂ O ₃	14.36	14.32	16.46	16.57	17.17	14.48	14.12	14.75	12.50	12.45	12.85	13.10	13.70	12.25	12.10	11.70	11.70			
Fe ₂ O ₃	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1.45	1.5	0.87	1.58	2.00	1.59	1.54	1.49	1.87	1.87	2.08	2.00			
FeO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1.05	1.23	1.48	2.61	1.61	2.02	1.61	1.98	1.58	1.58	1.32	1.45			
Fe ₂ O ₃ *	3.97	3.16	2.71	3.66	2.96	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.			
MnO	0.13	0.09	0.09	0.15	0.10	0.07	0.09	0.05	0.21	0.16	0.16	0.20	0.09	0.18	0.18	0.18	0.21			
MgO	0.73	0.34	<0.1	0.39	0.49	0.45	0.36	0.27	0.23	0.19	0.14	0.17	0.18	0.19	0.15	0.06	0.23			
CaO	1.53	1.04	0.65	0.78	0.91	0.78	0.58	0.64	0.24	0.22	0.09	0.13	0.11	0.16	0.23	0.32	0.44			
Na ₂ O	4.85	4.09	4.08	7.36	5.55	4.51	4.86	4.89	4.11	4.03	4.42	4.10	3.99	4.12	3.96	3.85	4.91			
K ₂ O	4.58	5.62	7.77	5.76	6.64	5.36	4.86	4.86	5.00	5.05	4.22	5.19	5.03	4.90	4.67	4.52	3.50			
P ₂ O ₅	0.17	0.08	<0.03	0.09	0.08	0.08	0.03	0.05	0.04	0.03	<0.03	0.03	0.04	0.05	0.06	0.04	0.05			
H ₂ O ⁻	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.17	0.15	0.20	0.07	0.04	0.10	0.03	0.02	0.10	0.07	0.11	0.03			
П.л.п.	0.52	0.64	0.52	0.54	0.72	0.39	1.14	0.78	0.29	0.30	0.42	0.40	0.37	0.35	0.36	0.40	0.34			
Сумма	99.22	99.44	99.55	99.62	99.92	100.46	99.98	100.13	99.52	99.76	99.67	99.68	99.57	99.96	100.07	99.80	100.08			
Rb	165	145	130	110	110	150	170	120	130	180	120	150	130	140	160	160	100			
Sr	290	230	37	37	80	200	74	165	23	24	30	32	59	32	35	48	26			
Y	30	30	73	40	27	49	43	26	52	70	18	23	27	60	61	78	36			
Zr	250	330	480	350	640	290	350	200	670	650	730	730	670	740	820	860	810			
Nb	33	30	36	15	17	32	42	27	22	20	14	12	5	17	21	22	9			
Ba	400	380	80	230	150	440	190	330	65	57	43	96	64	31	50	28	н.п.о.			

П р и м е ч а н и е. Определение содержания петрогенных оксидов в образцах, отмеченных #, выполнено методом силикатного анализа в ИЗК СО РАН (аналитики Т.В. Попова, М.М. Самойленко), в остальных – рентгенофлуоресцентным методом в Аналитическом центре ОИГМ СО РАН (аналитик Н.М. Глухова). Определение содержания редких и редкоземельных элементов в гранитоидах Заганского КМЯ (249–247 млн лет), в образцах 1115, 1120 (гранитоиды Бутулийн-Нурского КМЯ (231 млн лет)) и в образцах 171-1, А-1 из гранитоидов Наушкинского массива (178 млн лет) выполнено методом ICP-MS в ЦКП ИИЦ СО РАН (аналитик С.В. Пантеева). В остальных образцах содержания редких элементов определялись рентгенофлуоресцентным методом в ГИН СО РАН (аналитик Б.Ж. Жалсаарев).

N o t e. For samples marked with #, contents of major oxides were determined by the silica analysis in IEC SB RAS (Analysts T.V. Popova and M.M. Samoilenko); for other samples, the contents were determined by the X-ray fluorescence method at the Analytical Center of A.A. Trofimuk Institute of Geology, Geophysics and Mineralogy, Siberian Branch of RAS (Analyst N.M. Glukhova). For samples of granitoids of the Zagan MCC (249–247 Ma), samples 1115 and 1120 (granitoids of the Butuliyin-Nur MCC, 231 Ma) and samples 171-1 and A-1 (granitoids of the Naushki massif, 178 Ma), contents of trace and rare-earth elements were determined by the ICP-MS method in the Baikal Analytical Centre of ISC, SB RAS (Analyst S.V. Panteeva). For other samples, contents of trace elements were determined by the X-ray fluorescence method in the Geological Institute of SB RAS (Analysis B.Zh. Zhalsaraev).

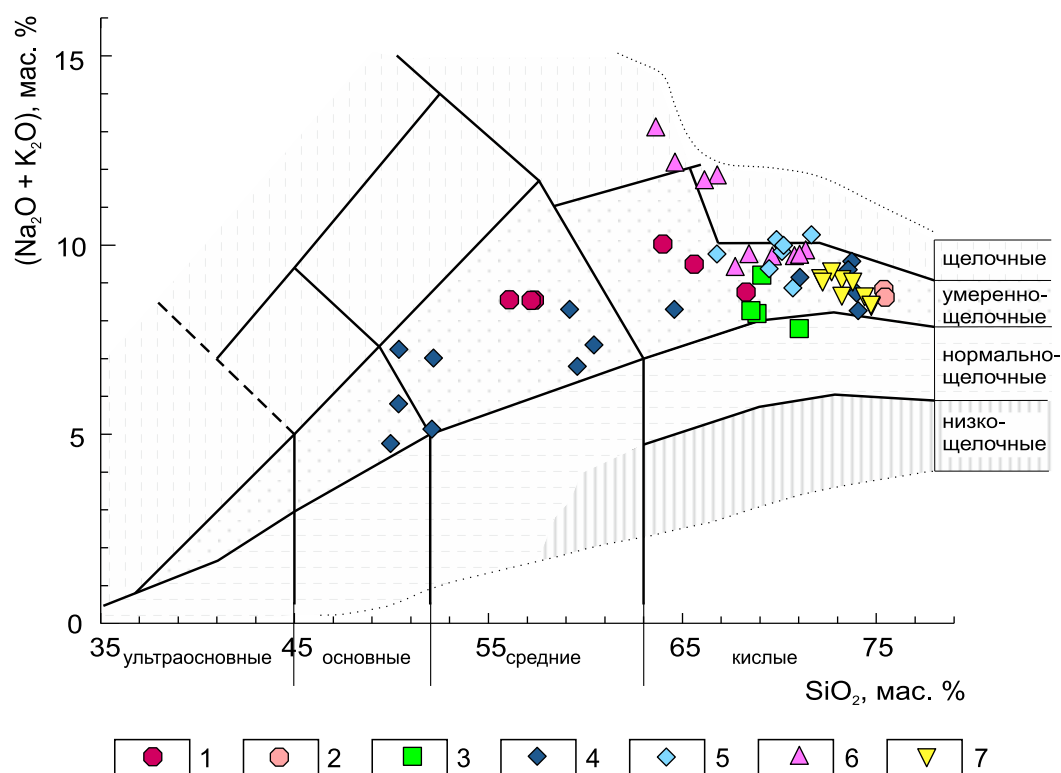


Рис. 5. Классификационная диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ [Petrographic Code..., 2009] для пород нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского КМЯ.

1–2 – гранитоиды заганского комплекса Заганского КМЯ (249–247 млн лет): 1 – монзониты, граносиениты, граниты, 2 – лейкограниты; 3 – гранитоиды Бутулийн-Нурского КМЯ (231 млн лет); 4 – вулканиты катаевской свиты Катаевской вулканоплутонической ассоциации Бутулийн-Нурского КМЯ (226 млн лет); 5 – граниты Катаевской вулканоплутонической ассоциации Бутулийн-Нурского КМЯ (223 млн лет); 6 – гранитоиды Наушкинского массива Бутулийн-Нурского КМЯ (178 млн лет); 7 – граниты Верхнемангиртуйского массива Заганского КМЯ (152 млн лет).

Fig. 5. The classification diagram $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ [Petrographic code..., 2009] for rocks in the footwall of the Butuliyn-Nur and Zagan MCC.

1–2 – granitoids of the Zagan complex of the Zagan MCC (249–247 Ma): 1 – monzonites, granosyenites, granites, 2 – leucogranites; 3 – granitoids of the Butuliyn-Nur MCC (231 Ma); 4 – volcanic rocks of the Kataev suite of the Kataev volcanoplutonic association of the Butuliyn-Nur MCC (226 Ma); 5 – granites of the Kataev volcanoplutonic association of the Butuliyn-Nur MCC (223 Ma); 6 – granitoids of the Naushki massif of the Butuliyn-Nur MCC (178 Ma); 7 – granites of the Verkhnemangirtui massif of the Zagan MCC (152 Ma).

гранитоидах вроде бы указывают на принадлежность данных пород к группе гранитов А-типа, однако повышенные содержания в них Sr и Ba и умеренные – Zr, Nb, РЗЭ свидетельствуют о их близости гранитам I-типа [Chappell, White, 1974, 1992]. На диаграмме $\text{CaO}/(\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2) - (\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3)$ [Dall'Agnol, Oliveira, 2007] точки составов гранитоидов располагаются в поле известково-щелочных гранитов или вблизи него (рис. 9, а), а на диаграмме $\text{Rb} - (\text{Y} + \text{Nb})$ [Pearce et al., 1984] они попадают в поле гранитов островных дуг и активных континентальных окраин (рис. 9, б).

Гранитоиды (231 млн лет), изученные в российской части Бутулийн-Нурского КМЯ (Бургутуйский комплекс), по составу близки умереннощелочным гранитам (см. рис. 5). Граниты обнаруживают варьирующиеся значения отношения $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.71 - 0.88$, а их точки составов попадают в поле как маг-

незиальных, так и железистых пород на диаграмме $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ [Frost et al., 2001] (см. рис. 6, а). На основании значений щелочно-известкового индекса эти граниты рассматриваются как известково-щелочные образования (см. рис. 6, б). Подобно рассмотренным выше гранитоидам с возрастом 249–247 млн лет, граниты с возрастом 231 млн лет обнаруживают высокие содержания Sr (до 1420 г/т), Ba (до 1476 г/т) и пониженные Zr (145–166 г/т) и Nb (4–7 г/т) (см. табл. 2, рис. 7). Специфическими геохимическими характеристиками данных гранитов являются низкие содержания Y (3–7 г/т), Yb (0.51–0.59 г/т) и чрезвычайно высокие значения $\text{Sr}/\text{Y} = 200 - 367$, что может указывать на присутствие граната в рестите и, соответственно, высокие (>10 кбар) давления при выплавлении этих гранитов [Turkina, 2000, 2005]. Для гранитов типичны сильнофракционированные спектры распре-

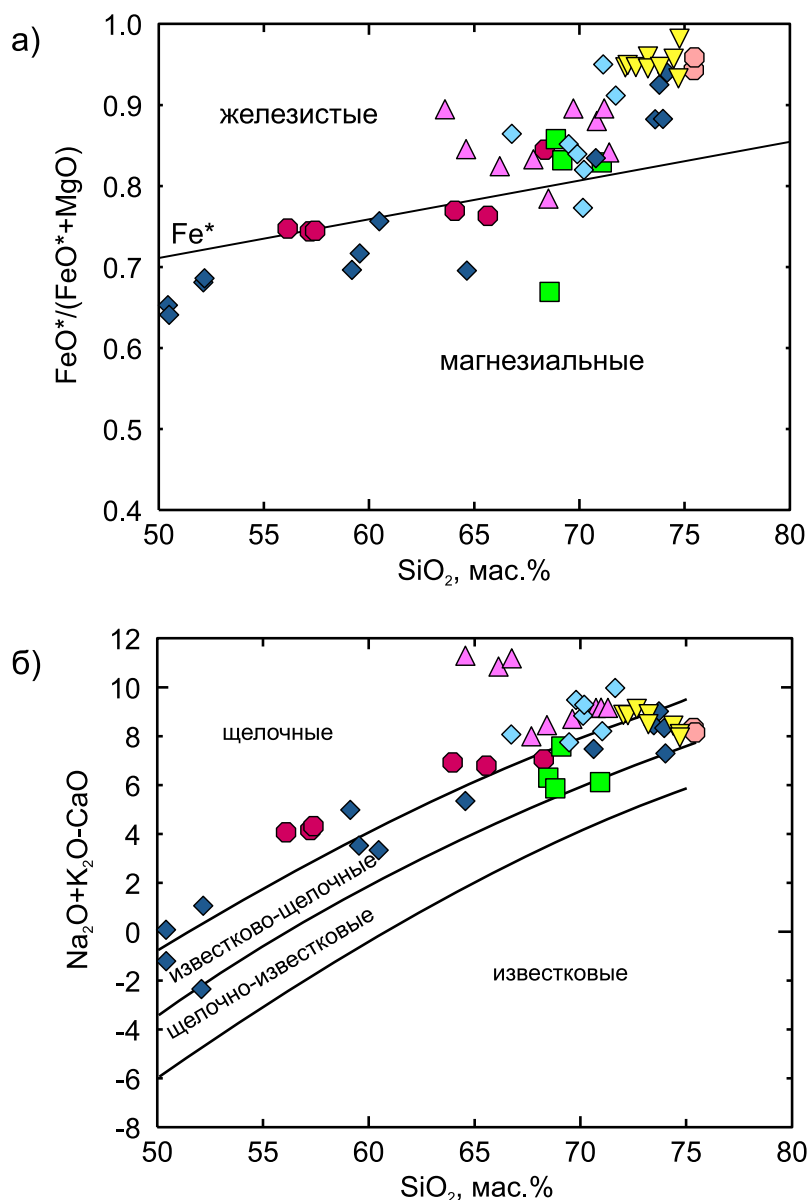


Рис. 6. Диаграммы $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (а) и $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (б) [Frost et al., 2001] для пород нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского КМЯ. Условные обозначения см. на рис. 5.

Fig. 6. Diagrams $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (a) and $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (b) [Frost et al., 2001] for rocks in the footwall of the Butuliyin-Nur and Zagan MCC. See the legend in Figure 5.

деления редкоземельных элементов ($\text{La}/\text{Yb}_n=31$) и отсутствие выраженной Eu аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.86-0.94$) (см. рис. 8, б).

По содержаниям редких и редкоземельных элементов, в том числе по высоким содержаниям Sr и Ba, пониженным Zr, Nb, Y, PЗЭ, граниты с возрастом ~231 млн лет обнаруживают сходство с гранитами I-типа [Chappell, White, 1974, 1992]. На диаграмме $\text{CaO}/(\text{FeO}^*+\text{MgO}+\text{TiO}_2) - (\text{CaO}+\text{Al}_2\text{O}_3)$ [Dall'Agnol, Oliveira, 2007] точки составов гранитов располагаются в поле известково-щелочных гранитов или вблизи него (рис. 9, а), а на диаграмме $\text{Rb}-(\text{Y}+\text{Nb})$ [Pearce et al.,

1984] они попадают в поле гранитов островных дуг и активных континентальных окраин (рис. 9, б).

Вулканы катаевской свиты (226 млн лет) и граниты (223 млн лет) Катаевской вулканоплутонической ассоциации Бутулийн-Нурского КМЯ на диаграмме $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (см. рис. 5) попадают в поле умереннощелочных пород. Метаморфизованные вулканы катаевской свиты варьируются по составу от трахибазальтов до трахириолитов. По совокупности петрохимических характеристик можно сделать вывод о том, что вулканы катаевской свиты принадлежат к базальт-андезит-дацит-риолитовой (БАДР) серии

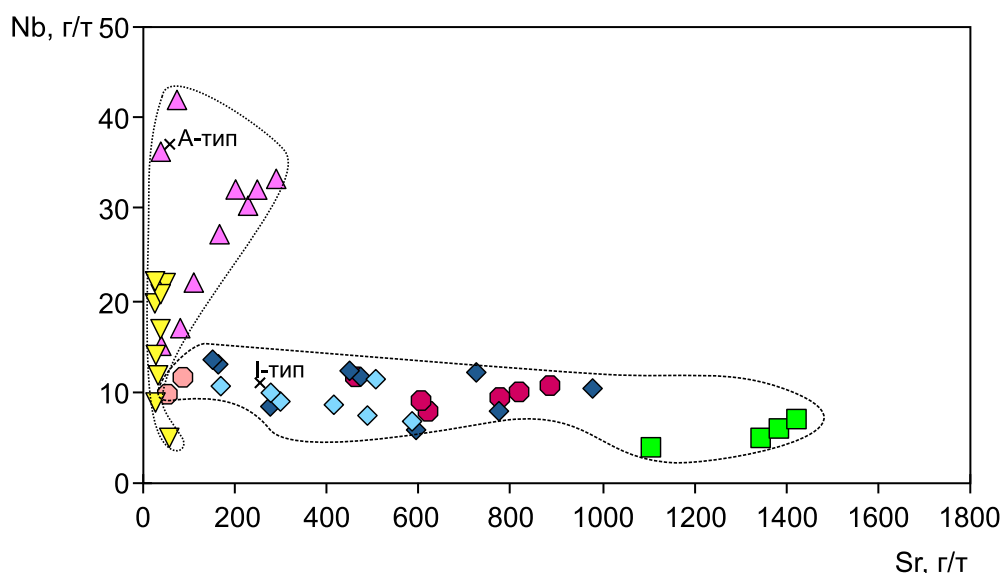


Рис. 7. Диаграмма Nb – Sr для пород среднего и кислого состава нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского КМЯ.

Условные обозначения см. на рис. 5. На диаграмме не показаны фигуративные точки вулканических пород основного состава катаевской свиты Катаевской вулканоплутонической ассоциации Бутулийн-Нурского КМЯ (226 млн лет). Составы I-типа и A-типа гранитов показаны по [Whalen et al., 1997]. Пунктирной линией объединены точки составов гранитоидов и вулканических пород с возрастом 249–223 млн лет. Точечным пунктиром объединены точки состава гранитоидов с возрастом 178–152 млн лет.

Fig. 7. Diagram Nb – Sr for rocks of intermediate and felsic compositions in the footwall of the Butuliyn-Nur and Zagan MCC.

See the legend in Figure 5. The diagram does not show imaging points of volcanic rocks of the basic composition of the Kataev suite in the Kataev volcanoplutonic association of the Butuliyn-Nur MCC (226 Ma). Compositions of granites of I- and A-types are shown according to [Whalen et al., 1997]. The dashed line connects points of compositions of granitoids and volcanic rocks (249–223 Ma). The dotted lines connects points of compositions of granitoids (178–152 Ma).

повышенной щелочности. Граниты с возрастом 223 млн лет, прорывающие образования катаевской свиты, по составу сходны с вулканическими породами кислого состава катаевской свиты (см. рис. 5).

На основании значений отношения $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$, равного 0.69–0.95, большинство гранитов и вулканических пород кислого состава следует относить к железистым образованиям, хотя некоторые из проанализированных пород соответствуют магнезиальным разностям (см. рис. 6, а). По значению щелочно-известкового индекса данные породы рассматриваются как известково-щелочные и щелочные образования (см. рис. 6, б). Характерными особенностями гранитов и вулканических пород кислого состава являются повышенные содержания Sr (148–590 г/т), Ba (345–1619 г/т), низкие содержания Y (9–21 г/т) и Nb (6–14 г/т), умеренные концентрации Zr (101–348 г/т) (см. рис. 7). Граниты и вулканические породы кислого состава обнаруживают фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов ($\text{La/Yb}_n = 11\text{--}42$) и как отрицательную европиевую аномалию на спектрах распределения РЗЭ, так и ее отсутствие ($\text{Eu/Eu}^* = 0.32\text{--}0.99$) (см. рис. 8, в).

Несмотря на повышенные содержания щелочей в гранитах и вулканических породах кислого состава катаевской свиты, низкие и умеренные концентрации таких элементов, как Y, Nb, Zr, и повышенные содержания Sr,

Ba позволяют сопоставлять данные породы с гранитами I-типа [Chappell, White, 1974, 1992]. На диаграмме $\text{CaO}/(\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2) - (\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3)$ [Dall'Agnol, Oliveira, 2007] фигуративные точки гранитов и вулканических пород кислого состава попадают как в поле известково-щелочных гранитов, так и в поле гранитов A-типа (рис. 9, а), а на диаграмме $\text{Rb} - (\text{Y} + \text{Nb})$ [Pearce et al., 1984] они располагаются в поле гранитов островных дуг и активных континентальных окраин (рис. 9, б).

Трахибазальты и трахиандезитобазальты катаевской свиты характеризуются умеренными содержаниями TiO_2 (1.31–1.48 мас. %), FeO^* (7.89–8.40 мас. %), Zr (103–228 г/т), Nb (4–9 г/т) [Donskaya et al., 2012]. Геохимическими особенностями трахибазальтов и трахиандезитобазальтов являются высокие содержания Sr (1126–1713 г/т), Ba (1082–1280 г/т), Th (0.96–4.35 г/т), легких редкоземельных элементов ($\text{La} = 29\text{--}50$ г/т). Для этих пород типично фракционированное распределение редкоземельных элементов ($\text{La/Yb}_n = 14\text{--}21$) (рис. 10, а). На нормализованных по составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] мультиэлементных спектрах базальтоидов отмечаются хорошо выраженные отрицательные аномалии Nb, Ti и положительные аномалии Ba, Th-U, Sr, что в совокупности может свидетельствовать о формировании данных пород за счет мантийного источника, в той или иной степени связанного

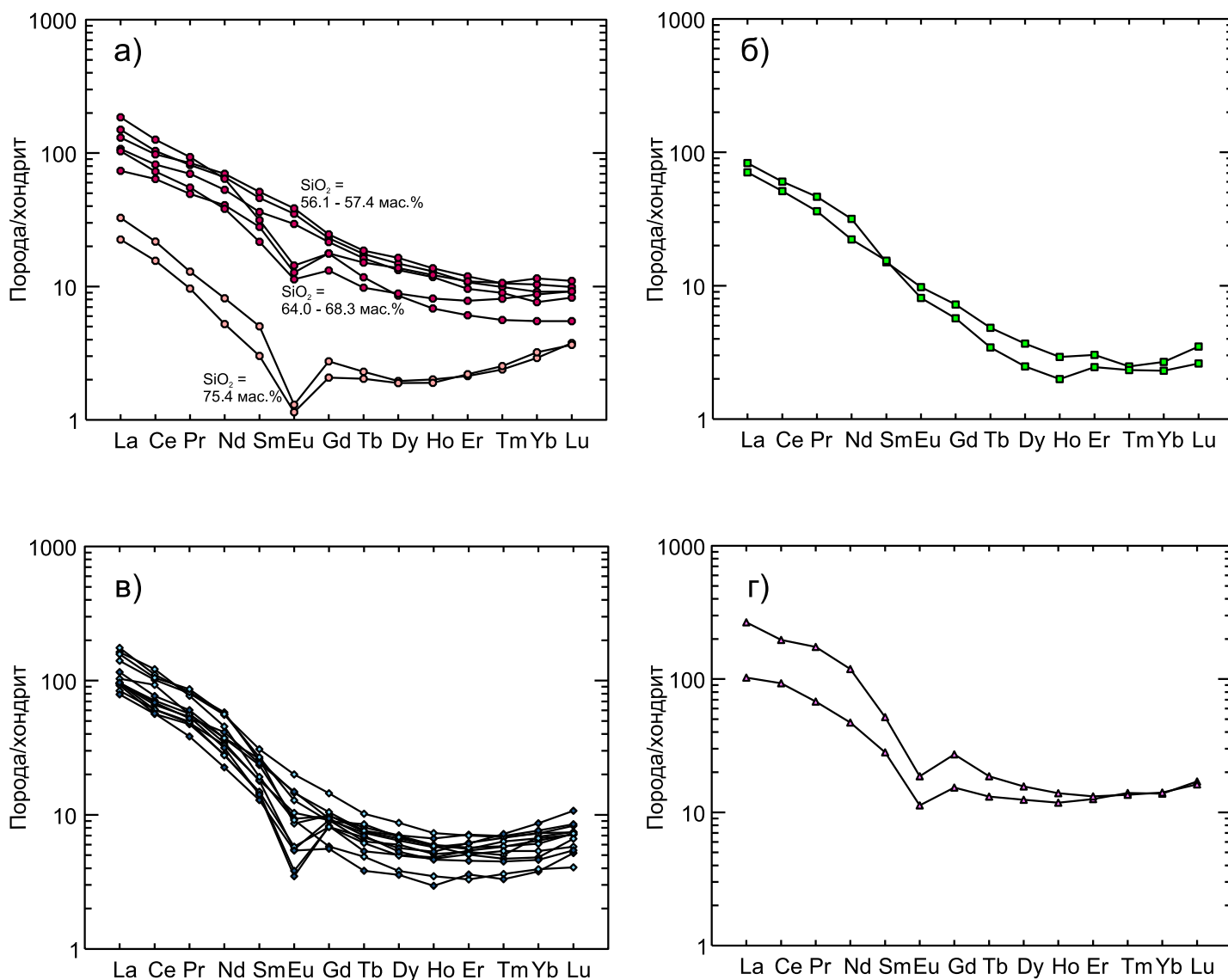


Рис. 8. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормализованные к хондриту [Sun, McDonough, 1989] для гранитоидов Заганского КМЯ (249–247 млн лет) (а); гранитоидов Бутулийн-Нурского КМЯ (231 млн лет) (б); вулканитов кислого состава катаевской свиты (226 млн лет) и гранитов (223 млн лет) Катаевской вулканоплутонической ассоциации Бутулийн-Нурского КМЯ (в); гранитоидов Наушкинского массива Бутулийн-Нурского КМЯ (178 млн лет) (г). На диаграмме (в) вулканиты кислого состава показаны темно-синим цветом, граниты – голубым цветом.

Fig. 8. Chondrite-normalized [Sun, McDonough, 1989] REE patterns for granitoids of the Zagan MCC (249–247 Ma) (a), granitoids of the Butuliyn-Nur MCC (231 Ma) (б); felsic volcanic rocks of the Kataev suite (226 Ma) and granites (223 Ma) of the Kataev volcanoplutonic association of the Butuliyn-Nur MCC (в), and granitoids of the Naushki massif of the Butuliyn-Nur MCC (178 Ma) (г). In diagram (в), felsic volcanic rocks are shown in dark blue, and granites are shown in blue.

с процессами субдукции (рис. 10, б). На диаграмме Ce/Nb – Th/Nb [Saunders et al., 1988] точки составов базальтоидов катаевской свиты располагаются между точками DMM и SDC, что может указывать на формирование их в результате плавления мантийного источника, образованного за счет смешения деплетированного мантийного и субдукционного компонентов [Donskaya et al., 2012].

Трахиандезиты катаевской свиты отличаются от базальтоидов более низкими содержаниями TiO_2 (0.97–

1.24 мас. %), Sr (724–979 г/т) и более высокими Th (8–14 г/т), содержания La, Ce, Nb, Zr в андезитах и базальтоидах близки друг другу [Donskaya et al., 2012]. Трахиандезиты представляют собой магнезиальные образования ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.70–0.76$) (см. рис. 6, а). По значениям щелочно-известкового индекса они рассматриваются как известково-щелочные и щелочные породы (см. рис. 6, б). Для трахиандезитов также характерно фракционированное распределение редкоземельных элементов $\text{La/Yb}_n = 8–14$ (рис. 10, а).

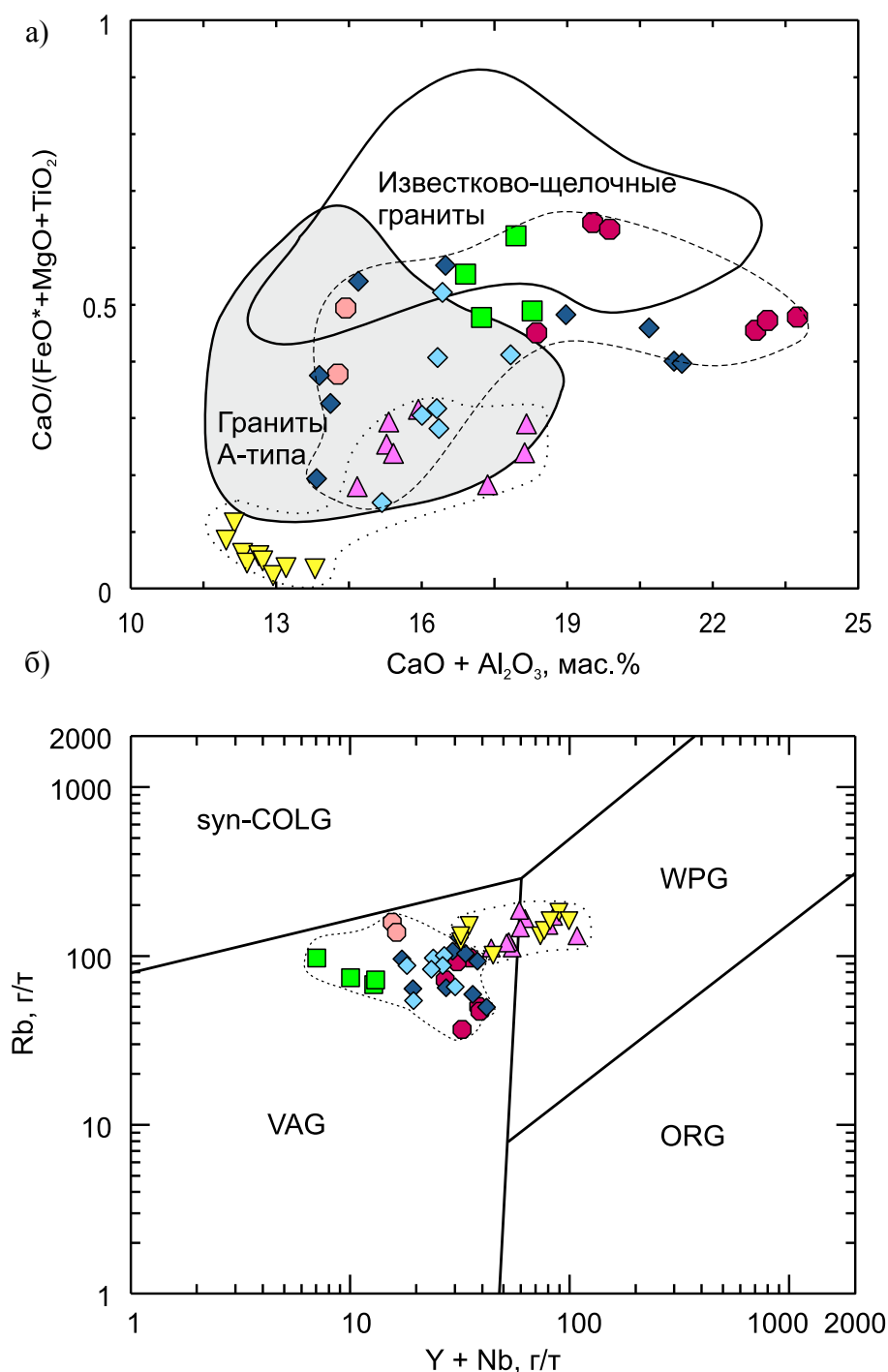


Рис. 9. Диаграммы $\text{CaO}/(\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2) - (\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3)$ [Dall'Agnol, Oliveira, 2007] (a) и $\text{Rb} - (\text{Y} + \text{Nb})$ [Pearce et al., 1984] (б) для пород среднего и кислого состава нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского КМЯ.

Условные обозначения см. на рис. 5. На диаграмме не показаны фигуративные точки вулканических пород основного состава катаевской свиты Катаевской вулканоплутонической ассоциации Бутулийн-Нурского КМЯ (226 млн лет). Пунктирной линией объединены точки составов гранитоидов и вулканических пород с возрастом 249–223 млн лет. Точечным пунктиром объединены точки состава гранитоидов с возрастом 178–152 млн лет. VAG – граниты вулканических дуг и активных континентальных окраин, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриплитные граниты, syn-COLG – синколлизионные граниты.

Fig. 9. Diagrams $\text{CaO}/(\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2) - (\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3)$ [Dall'Agnol, Oliveira, 2007] (a) and $\text{Rb} - (\text{Y} + \text{Nb})$ [Pearce et al., 1984] (b) for rocks of intermediate and felsic compositions of the footwall of the Butuliyn-Nur and Zagan MCC.

See the legend in Figure 5. The diagram does not show imaging points of volcanic rocks of the basic composition in the Kataev suite of the Kataev volcanoplutonic association of the Butuliyn-Nur MCC (226 Ma). The dashed line connects points of compositions of granitoids and volcanic rocks (249–223 Ma). The dotted lines connects points of granitoids (178–152 Ma). VAG – granites of volcanic arcs and active continental margins, ORG – granites of ocean ridges, WPG – intraplate granites, syn-COLG – syn-collisional granites.

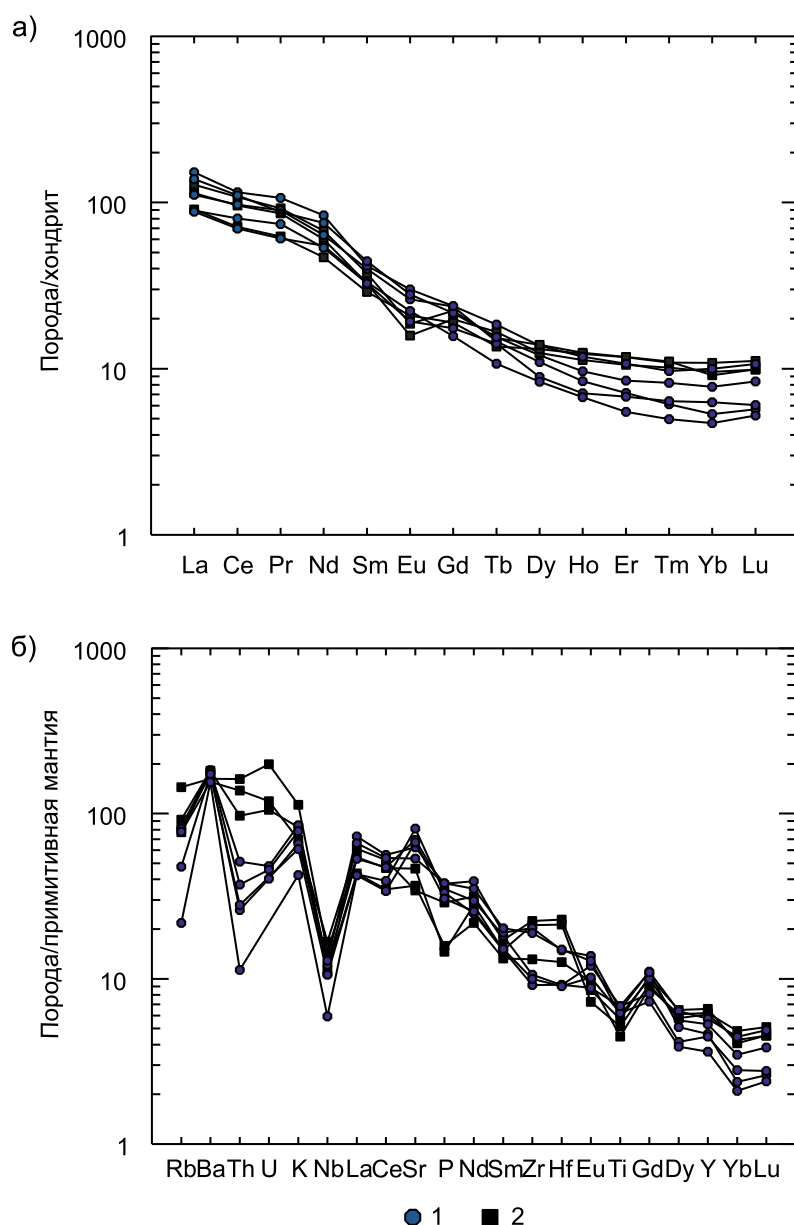


Рис. 10. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормализованные к хондриту [Sun, McDonough, 1989] (а), и мультиэлементные спектры, нормализованные к составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] (б) для метаморфизованных вулканитов основного и среднего состава катаевской свиты Катаевской вулканоплутонической ассоциации Бутулийн-Нурского КМЯ [Donskaya et al., 2012].

1 – трахибазальты и трахиандезитобазальты; 2 – трахиандезиты.

Fig. 10. Chondrite-normalized [Sun, McDonough, 1989] REE patterns (a), and primitive mantle-normalized [Sun, McDonough, 1989] multi-element spectra (b) for metamorphosed volcanic rocks of basic and intermediate composition in the Kataev suite of the Kataev volcanoplutonic association of the Butuliyin-Nur MCC [Donskaya et al., 2012].

1 – trachybasalts and trachyandesite-basalts; 2 – trachyandesites.

Увеличение содержаний Th в трахиандезитах при близких содержаниях других несовместимых элементов может свидетельствовать о их формировании в результате контаминации мантийного источника, близкого по составу базальтоидам катаевской свиты, коровым материалом с высоким содержанием Th (рис. 10, б) [Donskaya et al., 2012].

Гранитоиды Наушкинского массива (178 млн лет), прорывающие образования Бутулийн-Нурского КМЯ, по своему химическому составу соответствуют щелочным и умереннощелочным кварцевым сиенитам и умереннощелочным гранитам (см. рис. 5). Гранитоиды обнаруживают высокие значения отношений $FeO^*/(FeO^*+MgO)=0.78-0.89$ и попадают преимуще-

ственно в поле железистых пород на диаграмме Б.Р. Фроста с соавторами [Frost et al., 2001] (см. рис. 6, а). По значению щелочно-известковистого индекса данные породы относятся к щелочным образованиям (см. рис. 6, б).

Кварцевые сиениты и граниты Наушкинского массива имеют невысокие, но варьирующие содержания Sr (37–290 г/т) (см. рис. 7). Концентрации высокочarged элементов в гранитоидах повышенные и составляют $Zr=200\text{--}640$ г/т, $Y=26\text{--}73$ г/т, $Nb=15\text{--}42$ г/т. Породы обнаруживают фракционированные спектры распределения РЗЭ ($La/Yb_n=7\text{--}19$) и хорошо выраженную отрицательную Eu аномалию ($Eu/Eu^*=0.50\text{--}0.54$) (см. рис. 8, з).

Высокие содержания щелочей и высокочarged элементов в кварцевых сиенитах и гранитах свидетельствуют о близости данных пород гранитам А-типа [Whalen et al., 1987]. Этот вывод подтверждается также положением точек составов гранитоидов на диаграмме $CaO/(FeO^*+MgO+TiO_2) - (CaO+Al_2O_3)$ [Dall'Agnol, Oliveira, 2007], где все они попадают в поле гранитов А-типа (рис. 9, а). На диаграмме $Rb - (Y + Nb)$ [Pearce et al., 1984] большинство фигуративных точек пород Наушкинского массива располагаются в поле внутриплитных гранитоидов (см. рис. 9, б).

Граниты Верхнемангиртуйского массива (152 млн лет) обнаруживают химические составы, близкие умереннощелочным гранитам (см. рис. 5). Породы характеризуются $FeO^*/(FeO^*+MgO)=0.93\text{--}0.98$ и располагаются в поле железистых пород на диаграмме Б.Р. Фроста с соавторами [Frost et al., 2001] (см. рис. 6, а). Щелочно-известковистый индекс позволяет рассматривать эти породы как известково-щелочные и щелочные образования (см. рис. 6, б).

Для гранитов Верхнемангиртуйского массива типичны содержания большинства редких элементов, сопоставимые с гранитами А-типа, в частности для них характерны низкие концентрации $Sr=23\text{--}59$ г/т и высокие концентрации $Zr=650\text{--}860$ г/т, $Y=18\text{--}78$ г/т. Содержания Nb в гранитах умеренные и составляют 5–22 г/т. Точки составов гранитов Верхнемангиртуйского массива располагаются вблизи поля гранитов А-типа на диаграмме $CaO/(FeO^*+MgO+TiO_2) - (CaO+Al_2O_3)$ [Dall'Agnol, Oliveira, 2007] (см. рис. 9, а) и частично в поле внутриплитных гранитов на диаграмме $Rb - (Y+Nb)$ [Pearce et al., 1984] (см. рис. 9, б).

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Все оценки возраста, полученные по породам нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского КМЯ, хорошо согласуются с возрастом породных комплексов забайкальского и северо-монгольского сегментов ЦАСП, свидетельствуя об единой истории эволюции всего региона [Donskaya et al., 2013].

Самые древние породы (554 млн лет) были обнару-

жены в пределах Бутулийн-Нурского КМЯ. Согласно схеме террейнов рассматриваемого сегмента ЦАСП, приведенной в работе [Volkova, Sklyarov, 2007], основанием Бутулийн-Нурского КМЯ являются породные комплексы Икатского задугового и Джидинского островодужного террейнов. На основании этого можно допустить, что возраст милонитизированных гнейсов по риолитам (554 млн лет) отражает процессы эндогенной активности либо в Джидинском, либо в Икатском террейне.

Тектонизированные вулканы и слабозагнейсованные сиениты с возрастом ~265 млн лет, которые были охарактеризованы в Бутулийн-Нурском КМЯ, наиболее вероятно относятся к карбон – раннесреднепермскому Западно-Забайкальскому поясу [Donskaya et al., 2013]. Этот пояс протягивается через все Западное Забайкалье в Северную Монголию и формировался практически одновременно с аллохтонными гранитоидами Ангаро-Витимского батолита. Согласно исследованиям [Mazukabzov et al., 2010; Donskaya et al., 2013], формирование Западно-Забайкальского вулканоплутонического пояса имело место в обстановке растяжения утолщенной континентальной коры над зоной субдукции Монголо-Охотского океана, возможно при влиянии горячей точки мантии.

Позднепермские – триасовые магматические породы пользуются максимальным распространением среди образований нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского КМЯ. Интересным моментом является тот факт, что до времени получения корректной оценки возраста гранитоидов заганского комплекса Заганского КМЯ (249–247 млн лет) в научной литературе была широко распространена точка зрения о том, что для западно-забайкальской части ЦАСП характерно два дискретных этапа магматической активности – позднепалеозойский (~310–270 млн лет) и раннемезозойский (~230–210 млн лет), разделенные амагматичным перерывом протяженностью более 40 млн лет [Tsygankov et al., 2010; Jahn et al., 2009; Reichow et al., 2010; Litvinovsky et al., 2011]. При этом было известно, что на прилегающих к Западному Забайкалью территориях ЦАСП (Северная Монголия и Восточное Забайкалье) магматические события временного интервала 270–230 млн лет проявлены достаточно широко. Полученные оценки возраста по гранитоидам Заганского КМЯ позволили допустить относительную непрерывность магматических событий на территории Западного Забайкалья на протяжении длительного интервала времени (от позднего карбона до позднего триаса) и показали вовлеченность забайкальской части ЦАСП в единый процесс эволюции северного сегмента ЦАСП.

Гранитоиды и вулканы кислого состава с возрастом 249–211 млн лет, распространенные в нижних пластинах Бутулийн-Нурского и Заганского КМЯ, обнаруживают во многом сходные геохимические характеристики. В частности, все они представляют собой породы повышенной щелочности (см. рис. 5, 6, б), ха-

рактируются высокими содержаниями Sr и Ba (см. рис. 7), умеренными и низкими концентрациями Nb, Y (см. рис. 7, 9, б), фракционированными спектрами распределения РЗЭ (рис. 8, а–в). По содержаниям редких и редкоземельных элементов данные гранитоиды и вулканиты кислого состава обнаруживают сходство с гранитами I-типа [Chappell, White, 1974, 1992]. Некоторые различия в содержаниях ряда редких элементов могут быть объяснены особенностями кристаллизации гранитоидных расплавов, в частности их формированием на разных глубинах коры. Фигуративные точки составов всех изученных гранитоидов и вулканитов кислого состава этого возраста попадают в поле гранитов вулканических дуг и активных континентальных окраин на диаграмме Дж. Пирса с соавторами [Pearce et al., 1984] (см. рис. 9, б). По классификации Б. Барбарина [Barbarin, 1999] проанализированные породы могут быть отнесены как к обогащенным амфиболом известково-щелочным гранитам (ACG), так и к обогащенным калием известково-щелочным гранитам (KCG). Однако при любой из этих интерпретаций благоприятной геодинамической обстановкой для формирования тех и других пород может являться обстановка активной континентальной окраины. Химические характеристики базальтоидов Катаевской вулканоплутонической ассоциации, близких по возрасту рассмотренным гранитоидам и вулканитам кислого состава, свидетельствуют о том, что породы подобного состава могли быть образованы над зоной субдукции, т.е. также в обстановке активной континентальной окраины.

Таким образом, для позднепермских – триасовых магматических образований нижних пластин Бутулин-Нурского и Заганского КМЯ может быть реконструирована обстановка активной континентальной окраины, что хорошо согласуется со сценарием позднепалеозойской – раннемезозойской эволюции север-

ного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса [Donskaya et al., 2013]. Эта часть ЦАСП расположена к северу от Монголо-Охотской сутуры, и формирование пермских–триасовых магматических комплексов в регионе контролировалось процессами субдукции океанической плиты Монголо-Охотского океана под Сибирский континент.

Наушкинский и Верхнемангиртуйский массивы гранитоидов юрского возраста также обнаруживают близкие геохимические черты (см. рис. 5–9). Гранитоиды обоих массивов являются железистыми, преимущественно щелочными образованиями, по содержаниям как петрогенных, так и редких элементов они сопоставимы с гранитами А-типа. Согласно классификации Б. Барбарина [Barbarin, 1999] эти гранитоиды относятся к типу перщелочных и щелочных гранитоидов (РАG), формирование которых связано с обстановками внутриконтинентального растяжения. Внедрение гранитоидов Наушкинского и Верхнемангиртуйского массивов происходило в условиях внутриконтинентального растяжения на фоне смены субдукционного режима на коллизионный [Donskaya et al., 2013]. В дальнейшем, в раннемеловое время, после закрытия Монголо-Охотского океана имел место коллапс утолщенной коры и массовое экспонирование комплексов метаморфических ядер, ареол распространения которых охватывает всю территорию Восточной Азии от Западного Забайкалья до Центрального и Восточного Китая.

6. БЛАГОДАРНОСТИ

Работы были выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 13-05-00557-а, 13-05-91173-ГФЕН_а) и партнерского проекта фундаментальных исследований СО РАН № 6.

7. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Barbarin B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46 (3), 605–626. [http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00085-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00085-1).
- Chappell B.W., White A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8, 173–174.
- Chappell B.W., White A.J.R., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 83 (1–2), 1–26. <http://dx.doi.org/10.1017/S0263593300007720>.
- Dall'Agnol R., Oliveira D.C., 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos* 93 (3–4), 215–233. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.065>.
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., De Waele B., Presnyakov S.L., 2012. The Late Triassic Kataev volcanoplutonic association in western Transbaikalia, a fragment of the active continental margin of the Mongol-Okhotsk Ocean. *Russian Geology and Geophysics* 53 (1), 22–36. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2011.12.002>.
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V., 2013. Late Paleozoic – Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean. *Journal of Asian Earth Sciences* 62, 79–97. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.07.023>.
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Lepekhina E.N., Wang T., Zeng L., Guo L., 2014. Continuity of Late Paleozoic – Early Mesozoic Magmatism in the Western Transbaikalian Region. *Doklady Earth Sciences* 458 (1), 1067–1072. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X14090268>.

- Donskaya T.V., Windley B.F., Mazukabzov A.M., Kröner A., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Ponomarchuk V.A., Badarch G., Reichow M.R., Hegner E., 2008. Age and evolution of Late Mesozoic metamorphic core complexes in Southern Siberia and Northern Mongolia. *Journal of the Geological Society, London* 165 (1), 405–421. <http://dx.doi.org/10.1144/0016-76492006-162>.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42 (11), 2033–2048. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>.
- Geological Map of the Southern East Siberia and Northern Mongolia*, 1983. Scale 1:1500000. The USSR Ministry of Geology (Mingeo SSSR), Moscow (in Russian) [Геологическая карта юга Восточной Сибири и северной части МНР. М-6 1:1500000. М.: Мингео СССР, 1983].
- Jahn B.M., Litvinovsky B.A., Zandvilevich A.N., Reichow M., 2009. Peralkaline granitoid magmatism in the Mongolian–Transbaikalian Belt: Evolution, petrogenesis and tectonic significance. *Lithos* 113 (3–4), 521–539. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2009.06.015>.
- Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M., Katzir Y., Be'eri-Shlevin Y., 2011. Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkaline magmas: the Late Palaeozoic post-collisional igneous province of Transbaikalia (Russia). *Lithos* 125 (3–4), 845–874. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2011.04.007>.
- Mazukabzov A.M., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Paderin I.P., 2010. The Late Paleozoic geodynamics of the West Transbaikalian segment of the Central Asian fold belt. *Russian Geology and Geophysics* 51 (5), 482–491. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2010.04.008>.
- Mazukabzov A.M., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Sklyarov E.V., Ponomarchuk V.A., Sal'nikova E.B., 2006. Structure and age of the metamorphic core complex of the Burgutui ridge (Southwestern Transbaikalia region). *Doklady Earth Sciences* 407 (1), 179–183. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X06020048>.
- Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., 2011. Metamorphic core complexes of the Transbaikalia: review. *Geodynamics & Tectonophysics* 2 (2), 95–125. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2011-2-2-0036>.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25 (4), 956–983. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>.
- Petrographic Code of Russia*, 2009. Igneous, Metamorphic, Metasomatic and Impact Formations. VSEGEI, St. Petersburg. 200 p. (in Russian) [Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.].
- Reichow M.K., Litvinovsky B.A., Parrish R.R., Saunders A.D., 2010. Multi-stage emplacement of alkaline and peralkaline syenite-granite suites in the Mongolian–Transbaikalian Belt, Russia: evidence from U–Pb geochronology and whole-rock geochemistry. *Chemical Geology* 273 (1–2), 120–135. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.02.017>.
- Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J., 1988. Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace element constraints. *Journal of Petrology (Special Lithosphere Issue)*, 415–445. http://dx.doi.org/10.1093/petrology/Special_Volume.1.415.
- Sklyarov E.V., Mazukabzov A.M., Donskaya T.V., Doronina N.A., Shafeyev A.A., 1994. The Zagan metamorphic core complex (Transbaikalia). *Doklady AN* 339 (1), 83–86 (in Russian) [Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Доронина Н.А., Шафеев А.А. Заганский комплекс метаморфического ядра (Забайкалье) // Доклады АН. 1994. Т. 339. № 1. С. 83–86].
- Sklyarov E.V., Mazukabzov A.M., Mel'nikov A.I., 1997. Metamorphic Core Complexes of Cordilleran Type. Publishing House of the Scientific Research Centre of A.A. Trofimuk Institute of Geology, Geophysics and Mineralogy, Siberian Branch of RAS, Novosibirsk, 182 p. (in Russian) [Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1997. 182 с.].
- Sun S., McDonough W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes Basins. In: A.D. Saunders, M.J. Norry (Eds.), *Magmatism in the Oceanic*. Geological Society, London, Special Publication 42, 313–345. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.
- Tsygankov A.A., Litvinovsky B.A., Jahn B.M., Reichow M.K., Liu D.Y., Larionov A.N., Presnyakov S.L., Lepekina Y.N., Sergeev S.A., 2010. Sequence of magmatic events in the Late Paleozoic of Transbaikalia, Russia (U–Pb isotope data). *Russian Geology and Geophysics* 51 (9), 972–994. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2010.08.007>.
- Turkina O.M., 2000. Modeling geochemical types of tonalite–trondhjemite melts and their natural equivalents. *Geochemistry International* 38 (7), 640–651.
- Turkina O.M., 2005. Proterozoic tonalites and trondhjemites of the Southwestern margin of the Siberian Craton: Isotope geochemical evidence for the lower crustal sources and conditions of melt formation in collisional settings. *Petrology* 13 (1), 35–48.
- 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>.
- Wang T., Guo L., Zheng Y., Donskaya T., Gladkochub D., Zeng L., Li J., Wang Y., Mazukabzov A., 2012. Timing and processes of late Mesozoic mid-lower-crustal extension in continental NE Asia and implications for the tectonic setting of the destruction of the North China Craton: Mainly constrained by zircon U–Pb ages from metamorphic core complexes. *Lithos* 154, 315–345. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2012.07.020>.

Wang T., Zheng Y., Zhang J., Zeng L., Donskaya T., Guo L., Li J., 2011. Pattern and kinematic polarity of late Mesozoic extension in continental NE Asia: perspectives from metamorphic core complexes. *Tectonics* 30 (6), TC6007. <http://dx.doi.org/10.1029/2011TC002896>.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95 (4), 407–419. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00402202>.



Донская Татьяна Владимировна, канд. геол.-мин. наук, с.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
✉ e-mail: tanlen@crust.irk.ru

Donskaya, Tatiana V., Candidate of Geology and Mineralogy, Senior researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
✉ e-mail: tanlen@crust.irk.ru



Мазукабзов Анатолий Муталибович, д.г.-м.н., в.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
e-mail: mazuk@crust.irk.ru

Mazukabzov, Anatoly M., Doctor of Geology and Mineralogy, Lead researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
e-mail: mazuk@crust.irk.ru

<http://dx.doi.org/10.5800/GT-2014-5-3-0150>

THE PIENINY KLIPPEN BELT: ITS TECTONIC STRUCTURE AND EVOLUTION

M. G. Leonov

Geological Institute of RAS, Moscow, Russia

Abstract: Many mobile belts contain narrow (a few kilometres wide) and elongated (several hundreds and thousands kilometres long) zones characterized by complicated tectonic interiors and intensive rock metamorphism. Such zones are important components of the crustal structure; they determine the internal divisibility of the crust and act as accommodation areas or buffers between fragments of the crust which differ in origin and have specific evolution features. The article describes the paleo-evolution and characteristics of the Pieniny klippen belt, a major tectonic structure of the Carpathians and one of the largest linear tectonic zones in the Alpine-Himalayan folded belt.

Key words: tectonics, deformation, tectonic flow, folded belt, flower-type structure, Pieniny klippen belt.

Recommended by K.Zh. Seminsky

Citation: Leonov M.G. 2014. The Pieniny klippen belt: its tectonic structure and evolution. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (3), 703–715. doi:10.5800/GT-2014-5-3-0150.

ПЬЕНИНСКИЙ УТЕСОВЫЙ ПОЯС: ТЕКТНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА И ЭВОЛЮЦИЯ

М. Г. Леонов

Геологический институт РАН, Москва, Россия

Аннотация: В пределах многих подвижных поясов известны узкие (первые километры) и протяженные (до нескольких сотен и тысяч километров) зоны с очень сложной внутренней тектонической структурой и интенсивной вещественной переработкой горных масс. Они играют существенную роль в структуре земной коры, определяя ее внутреннюю делимость и являясь зонами раздела (аккомодации, буфера) между разными по природе и особенностям эволюции фрагментами земной коры. В статье приведены описание и характеристика особенностей палеоэволюции Пьенинского утесового пояса, который является одним из главных структурно-тектонических элементов Карпатского горного сооружения и одной из крупнейших линейных структурно-тектонических зон Альпийско-Гималайского покровно-складчатого пояса.

Ключевые слова: тектоника, деформация, тектоническое течение, складчатый пояс, структура «цветка», Пьенинский утесовый пояс.

1. ВВЕДЕНИЕ

В ряду пронизывающих земную кору крупных линейных структур (глубинных разломов, линеаментов, трансформных разломов и пр.) выделяются узкие (первые километры) и протяженные (до нескольких сотен и тысяч километров) зоны с очень сложной внутренней тектонической структурой и интенсивной вещественной переработкой горных масс [Azhgirey, 1960; Konnygin et al., 1988; Leonov, 2012; Morozov, 2002; Stefanov, 2002; Stefanov, Bakeev, 2013; Chikov, 2011; Alvarez, Maurin, 1991; McCourt, Wilson, 1992; и др.]. В ряде случаев такие структуры из-за морфологического сходства с соответствующими растениями называют «структурами цветка» (flower structures) или «структурами пальмового дерева» (palm-tree structure) [Morozov, 2002; Stefanov, 2002; Sanderson, Marchini, 1984; Sylvester, 1988]. Подобные структуры описаны как «зоны смятия» или «зоны концентрации деформаций», «линеаментные деформационно-метаморфические зоны», «зоны концентрации сдвиговых деформаций», «безофиолитовые коллизионные швы», «глубинные разломы». В настоящее время предложено использовать термин, введенный Г.Д. Ажгиреем [Azhgirey, 1960] и удачно использованный Л.М. Расцветаевым [Rastsvetaev, 1973], и именовать эти зоны «зонами концентрированной деформации» [Leonov, 2012], делая акцент на обязательном их признаке, а именно повышенной в сравнении с фоновой структурно-вещественной переработке горных масс. Немаловажно также и то, что термин более или менее адекватен англоязычному «high-strain shear zones». Общие вопросы геологии и геодинамики зон концентрированной деформации рассмотрены во многих работах, данные которых суммированы и обобщены в работе автора [Leonov, 2012]. Здесь же речь пойдет о зоне Пьенинских утесов – одного из крупнейших линейных структурно-тектонических элементов Карпатского горного сооружения, входящего в состав Альпийской складчато-покровной области и являющегося структурным разделом между зонами Внешних и Внутренних Карпат. В статье приведены описание структуры и характеристика особенностей палеоэволюции этого структурного шва.

2. ПЬЕНИНСКИЙ УТЕСОВЫЙ ПОЯС

2.1. ПОЛОЖЕНИЕ В СТРУКТУРЕ КАРПАТ, СТРОЕНИЕ

Пояс Пьенинских утесов является одним из главных тектонических элементов Карпатского горного сооружения. Образуя выгнутую к северу дугу, он тянется в общекарпатском направлении почти на 900 км от окрестностей Вены на западе до Мармарошского массива на востоке, сохраняя на всем протяжении очень незначительную (2–5 км, на отдельных пересе-

чениях до 20 км) ширину (рис. 1). Сведения по геологии зоны Пьенинских утесов содержатся в многочисленных публикациях [Andrusov, 1967; Birkenmajer, 1956, 1963a, 1963b, 1965, 1970; Bogdanov et al., 1958; Burtman, 1984; Vyalov, 1956; Kruglov, 1971; Ksenschkevich et al., 1968; Kulchitsky, 1967; Leonov, 1978; Leshko, 1963; Aleksandrovicz, 1966; Andrusov, 1953, 1974; Birkenmajer, Lefeld, 1969; Burtman, 1986; Kotański, 1963; Książkiewicz, 1963, 1972; Scheibner, 1969; Sikora, 1971; Tołwiński, 1956], данные которых будут использованы в этой работе. Литературные материалы дополнены данными личных наблюдений, которые автору посчастливилось сделать в Польских Карпатах во время работы с некоторыми из перечисленных выше польских геологов. Я искренне признателен А. Токарскому, К. Биркенмайеру, М. Джулинскому, Е. Лефельду, Р. Маршалко за помощь в проведении полевых работ, деловое обсуждение проблем карпатской геологии и дружеское участие.

Зона Пьенинских утесов сложена рыхлыми песчано-глинистыми и мергелистыми отложениями верхнего мела – палеогена, среди которых хаотично расположены хорошо выделяющиеся в рельефе, тектонически разобщенные фрагменты (чешуи, глыбы, блоки) плотных кремнисто-карбонатных пород юрского и нижнемелового возраста. Рыхлые отложения образуют, по выражению карпатских геологов, «осадочную оболочку» утесов, массивы плотных пород формируют собственно «утесы» (клипы), резко доминирующие в рельефе (рис. 2). Утесы сложены породами нескольких «утесовых серий», имеющих различные состав и строение (об этом – ниже).

Породы осадочной оболочки смяты в складки, сжатые до изоклинальных, чаще всего с субвертикально- и крутонаклонными осевыми плоскостями, иногда неправильной формы и имеющие хаотический облик. Основная масса пластичных глинисто-мергельных пород зачастую рассланцована и покрыта на плоскостях сланцеватости многочисленными зеркалами скольжения. Пласты компетентных пород (песчаников, алевролитов, кремней) разлинзованы, будинированы, закручены.

Утесы образуют несколько рядов соприкасающихся, надвинутых друг на друга и перекрывающих одни другие тектонических чешуй и покровов. Наблюдается надвигание пород, сложенных породами одной серии, на отложения иных серий. При тектоническом перекрытии отдельные серии обнажаются только в тектонических окнах. Покровные пластины сами зачастую смяты в складки. Утесы ограничены, как правило, поверхностями разрывов с зонами милонитизации и брекчирования и представляют собой бескорневые глыбы, блоки и пластины, размер которых колеблется в широких пределах – от первых метров до многих километров в длину. Первоначально единые пластины часто будинированы и разорваны, при этом будины или находятся на одной линии или смещены одна от-

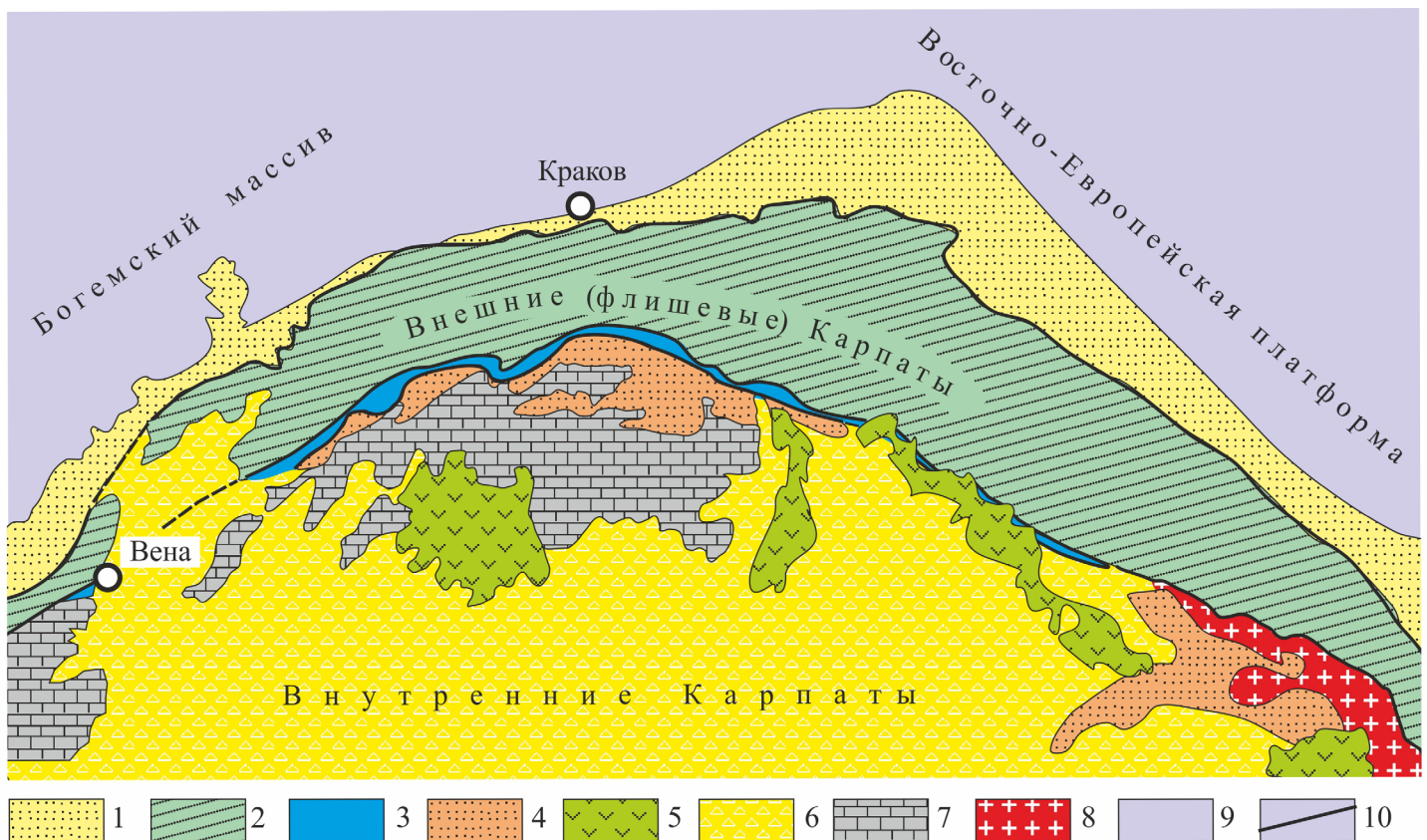


Рис. 1. Схема расположения основных тектонических элементов северной части Карпатского горного сооружения.

1–2 – Внешние Карпаты: 1 – Предкарпатский краевой прогиб, 2 – флишевые Карпаты; 3 – Пьенинский утесовый пояс; 4 – Мармарошский кристаллический массив; 5–8 – Внутренние Карпаты: 5 – Подгальский флиш, 6 – неогеновые вулканиты, 7 – неоген-четвертичные молассы внутренних впадин, 8 – допалеогеновое основание; 9 – Восточно-Европейская платформа и область распространения европейских герцинид; 10 – главные разломы, разграничивающие структурно-формационные элементы Карпатского орогена.

Fig. 1. Locations of main tectonic elements of the Northern Carpathians.

1–2 – Peripheral Carpathians: 1 – Pre-Carpathian marginal trough, 2 – flysch Carpathians; 3 – Pieniny klippen belt; 4 – Marmarosh crystalline massif; 5–8 – Inner Carpathians: 5 – Podgalsky flysch, 6 – Neogenic volcanite, 7 – Neogenic – Quaternary molasses of inner basins, 8 – Pre-Paleogene basement; 9 – East European platform and area of European Hercynides; 10 – main faults bordering structural and formational elements of the Carpathian orogen.

носительно других по поперечным разрывам.

Структура осложняется дифференциальным проскальзыванием блоков пород разного состава, компетенции и возраста относительно друг друга. Отдельные пластины и блоки как бы плавают в толще более пластичных пород (рис. 3).

Все породы в пределах пояса за редким исключением залегают круто, часто вертикально. При приближении к границам пояса наблюдается разваливание в стороны от центра и в целом наблюдается веерообразное строение пояса. При этом длинные оси «утесов», особенно имеющих форму пластин, ориентированы в большинстве случаев вдоль продольной оси пояса. В этом же направлении ориентированы и длинные оси будин, сложенных как породами «утесовых серий», так и компетентными разностями отложений вмещающей пластичной массы.

Внутренняя структура свидетельствует об интенсивном тектоническом сжатии осадочных образований, а также о хрупко-пластическом продольном к оси пояса тектоническом течении. Следовательно, в совокупности она отражает условия транспрессии.

2.2. ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ НАПЛАСТОВАНИЯ, СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

На основании особенностей строения разрезов отложений, слагающих утесы, различают несколько «утесовых» серий, каждая из которых соответствует определенной области бассейна седиментации. Четко можно выделить три группы серий, существенно различающихся по составу и строению слагающих их отложений. Некоторые серии прослежены в виде фрагментов практически на всем протяжении пояса.

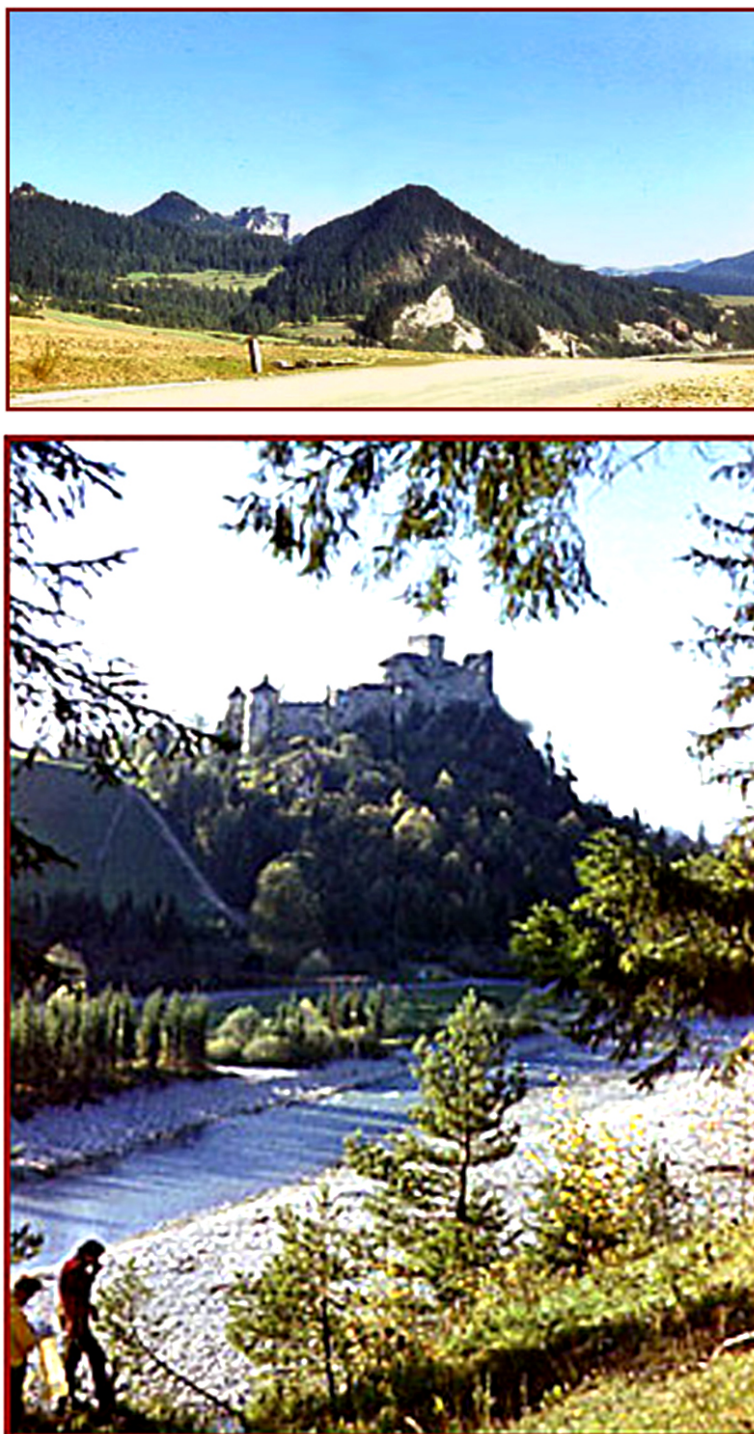


Рис. 2. Рельеф зоны Пьенинских утесов. На вершинах многих утесов расположены старинные замки и крепости.

Fig. 2. Topography of the Pieniny cliffs. Ancient castles and fortresses are located on tops of many cliffs.

На территории Польши – будем оперировать данными именно по этому сегменту Пьенинского пояса, поскольку они получены по личным наблюдениям – среди Пьенинских утесов выделены (ссылки см. выше) следующие «утесовые серии»: чорштынская, чертезицкая, недзицкая, бранисская, пьенинская и халиговецкая (последняя на территории Словакии) (рис. 4, 5). Однако различия между некоторыми сериями столь незна-

чительны, что многие геологи выделяют три группы серий: чорштынскую, переходную, собственно пьенинскую группу серий и Халиговецкую (клапскую серию). Утесы чорштынской серии преобладают в северных частях пояса, утесы пьенинской – в центральных и южных. Халиговецкая серия известна только в утесах, расположенных вдоль самого южного ограничения пояса. Южнее области развития трех перечис-



Рис. 3. Изолированная глыба известняков средней юры среди рассланцованных мергелей верхнего мела.

Fig. 3. An isolated slab of the Middle Jurassic limestone among schistose marlstones of the Upper Cretaceous.

ленных серий, на территории Словакии, известны отложения манинской серии, которые имеют явные признаки принадлежности к области Внутренних Карпат (верховая серия Высоких Татр).

На территории Польши в пределах зоны наиболее древние слои утесовых серий представлены средним лейасом, а на территории Словакии известны и более древние образования триаса – нижнего лейаса. Для чорштынской серии – это ладинские (?) доломиты и ладинско-карнийские известняки с кораллами. Разрез пьенинской серии начинается верхним триасом в фации гипсоносного кейпера, выше залегает рэт в швабской фации и нижний лейас – в грестенской (известняки и темные сланцы). В халиговецкой серии средний триас представлен доломитовыми известняками, кепер – доломитами.

Наиболее полные разрезы утесовых серий можно проследить с верхнего лейаса. В это время начинают проявляться существенные различия в составе отложений, формирующих утесы (см. рис. 4, 5).

Разрез чорштынской группы серий (юра – неоком):

1. «Опалинусовые» слои (домер – средний аален): серые и голубовато-серые мергели и мергелистые известняки (мощность неизвестна).

2. «Мурчисониевые» слои (верхний аален – средний байос): глинистые сланцы, черные, голубые и зеленоватые мергелистые глины с конкрециями сферосидеритов (10–30 м).

3. «Белый криноидный известняк» (верхняя часть среднего байоса – нижняя часть верхнего байоса): неслоистые средне- и крупнокристаллические известняки с зернами кварца и обломками триасовых известня-

ков и доломитов, с фауной брахиопод (100–150 м).

4. «Красный криноидный известняк» (верхний байос – бат): мелко- и среднекристаллические известняки с зернами кварца и обломками триасовых известняков и доломитов, с фауной брахиопод (2–18 м).

Верхняя поверхность криноидных известняков покрыта гематитовыми и лимонитовыми корками хардграунда, образование которых связано с замедлением темпов осадконакопления и размывом пород в результате восходящих движений на границе батского и келловейского веков. В ряде мест красные известняки полностью уничтожены эрозией.

5. «Чорштынский комковатый известняк» (келловей – кимеридж): темно- и светло-красные, неясно-слоистые, комковатые известняки с брекчиевидной структурой: желваки сцементированы карбонатно-гематитовым цементом; местами наблюдаются массовые скопления аммонитов (6–15 м).

Чорштынский известняк залегает или на «красном», или непосредственно на «белом криноидном известняке»; в последнем случае он подстилается осадочными брекчиями из обломков пород нижележащего слоя. Комковатые известняки отлагались не повсеместно – хиатус существовал, вероятно, не только в келловейское, но и в оксфордское время.

6. «Дурштынский известняк» (титон): слоистые и неслоистые красные кальпионелловые и криноидные известняки, ракушечники, детритовые известняки (25 м).

7. «Лысанский известняк» (верхний титон – берриас): брахиоподовые, криноидно-брахиоподовые, детритовые красные известняки (10 м).

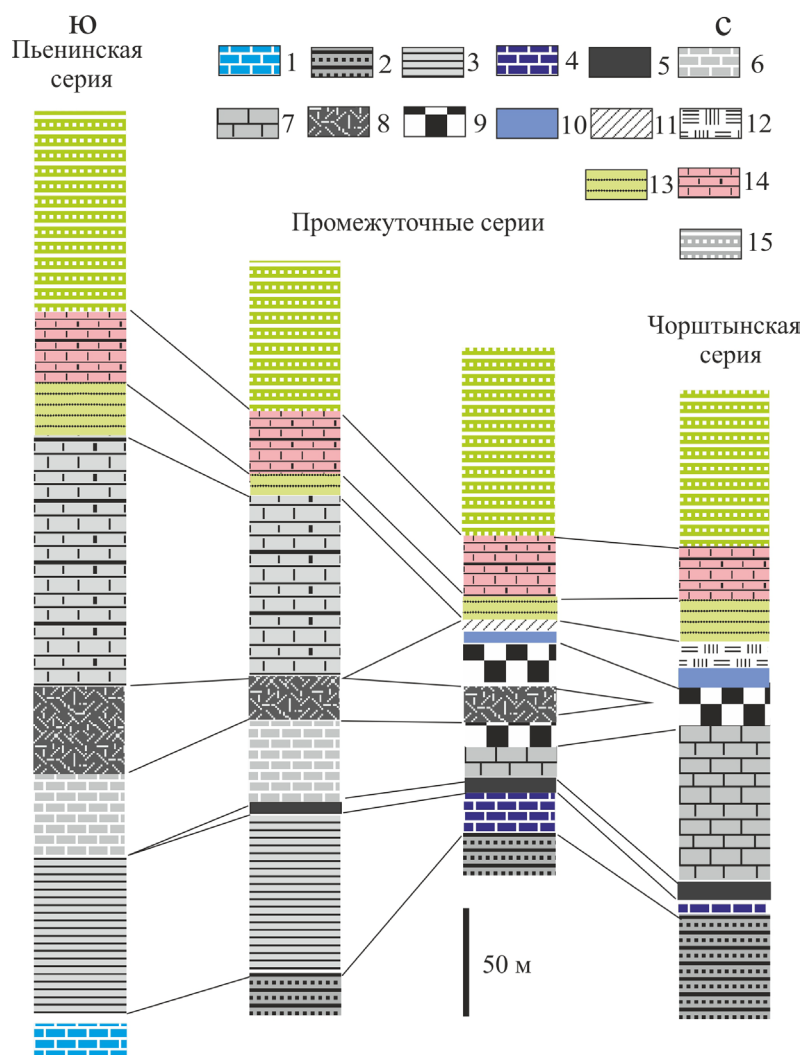


Рис. 4. Стратиграфические разрезы «утесовых» серий северной и центральной частей пьенинского бассейна (по [Birkenmajer, 1963b; Ksenshkevich et al., 1968]).

1 – лейас: известняки пятнистые; 2–5 – аален: 2 – флиш, 3 – посидониевые слои, сланцы, 4 – известняки и мергели, 5 – сланцы со сферосидеритами; 6–7 – доггер: 6 – известняки, мергели, 7 – криноидные известняки; 8–9 – мальм: 8 – радиоляриты, 9 – желваковые известняки; 10–12 – титон-неоком: 10 – известняки с кальпионеллами, 11 – известняки с прослоями кремней и с аптихами, 12 – криноидные известняки; 13 – альб: песчаные мергели; 14 – сеноман-турон-коньяк: зеленые и красные мергели; 15 – коньяк-сантон: флиш.

Fig. 4. Stratigraphic cross-sections of ‘cliff’ series in the northern and central parts of the Pieniny basic according to [Birkenmajer, 1963b; Ksenshkevich et al., 1968].

1 – Liassic: mottled limestone; 2–5 – Aalenian: 2 – flysch, 3 – Posidonian beds, shale, 4 – limestone and marlstone, 5 – shale with spherosiderite; 6–7 – Dogger: 6 – limestone, marlstone, 7 – crinoidal limestone; 8–9 – Malm: 8 – radiolarite, 9 – nodular limestone; 10–12 – Tithonian–Neocomian: 10 – limestone with calpionellae, 11 – limestone with silicium interbeds and aptiches, 12 – crinoidal limestone; 13 – Albion: sandy marlstone; 14 – Senomanian–Turonian–Coniacian: green marlstone and red marlstone; 15 – Coniacian–Santonian: flysch.

8. «Списский известняк» (берриас – валанжин): криноидные, темно-красные слоистые и сланцеватые известняки с аптихами (40–60 м).

Выделенные типы известняков титона – неокома распространены не повсеместно. Отмечаются перерывы в осадконакоплении, которые на разных участках охватывают различные временные интервалы титона – неокома или весь неоком.

Отложения юры – неокома образовались, хотя и в открытом морском бассейне, но на относительно

мельководье, в пределах подводных отмелей и их склонов. Об этом свидетельствуют: фациальный состав отложений (ракушняки, детритовые, обломочные и комковатые¹ известняки), наличие большого количества горизонтов хардграунда и седиментационных перерывов, перемыв и переотложение более древних горизон-

¹ Розовые комковатые известняки относятся к фации «аммонитико росо», известные в пределах Альпид, где их распространение приурочено к палеоструктурам типа подводных отмелей и их склонов.

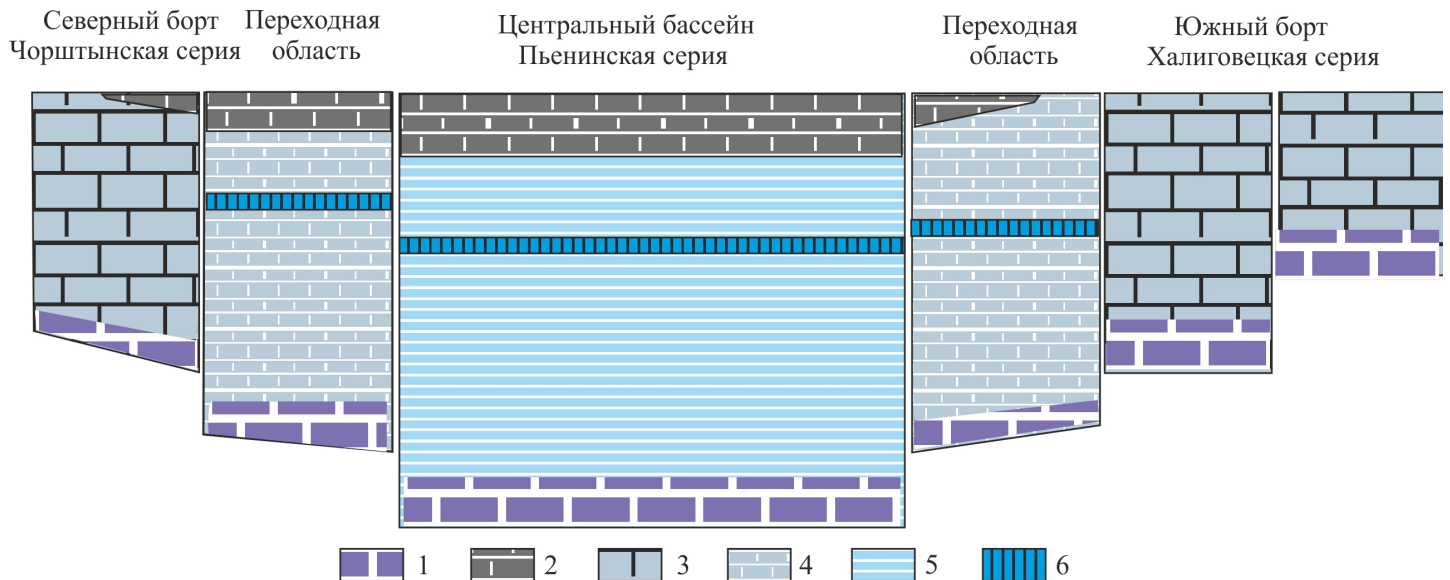


Рис. 5. Обобщенная палинспастическая схема «утесовых» серий Пьенинского пояса (составлена на основе [Kruglov, 1971; Birkenmajer, 1963a; Scheibner, 1969]).

1 – карбонатные фации нижнего-среднего триаса; 2 – пелагические мергели альба; 3–6 – верхний триас – альб: 3 – отложения относительно мелководные (детритусовые, брекчиевидные, комковатые известняки, мергели, сланцы, флиш), 4 – отложения переходных фаций (известняки, мергели, карбонатные сланцы, кремни), 5 – относительно глубоководные отложения центрального бассейна (известняки, мергели, кальпионелловые известняки, радиоляриты), 6 – келловей-оксфордские радиоляриты.

Fig. 5. The generalized palinspastic scheme of ‘cliff’ series of the Pieniny belt. The scheme is based on data from [Kruglov, 1971; Birkenmajer, 1963a; Scheibner, 1969].

1 – carbonate facies of the Low-Middle Triassic; 2 – pelagic marlstones of the Albian; 3–6 – Upper Triassic – Albian: 3 – relatively shallow-water deposits (detritus, breccia, ballstone, marlstone, shale, flysch), 4 – transitional deposits (limestone, marlstone, carbonaceous shale, silicium), 5 – relatively deep-water deposits of the central basin (limestone, marlstone, calpionellae limestone, radiolarite), 6 – Callovian–Oxonian radiolarite.

тов в более молодые осадки, присутствие мелководной бентосной фауны.

Общая мощность серии оценивается в 250–300 м.

Разрез пьенинской серии (юра – неоком):

Отложения этой серии слагают утесы, расположенные, как правило, южнее чорштынских или тектонически их перекрывают. На территории Польши наиболее низкие горизонты пьенинской серии представлены отложениями плинсбаха: кремнистыми известняками и мергелями. Выше залегают:

1. «Посидониевые слои» (домер – аален – байос?): серые и черные мергелистые сланцы и сланцеватые известняки с бедной аммонитовой фауной (100 м).

2. «Надпосидониевые слои» (байос – бат): грубо- или среднеслоистые голубоватые или коричневатые пятнистые мергели и мергелистые известняки, в верхней части окремненные (50 м).

3. «Радиоляриты» (келловей – оксфорд): в нижней части марганцевые радиоляриты красного цвета, тонкослоистые, с пропластками аргиллитов; выше залегают зеленые радиоляриты, кремнистые известняки и мергелистые сланцы. Венчают разрез красные радиоляриты, кремнистые известняки и мергелистые сланцы (суммарная мощность 60–70 м).

4. «Известняки с кремнями (титон – неоком): тол-

стослоистые белые и сероватые пелитоморфные известняки с прослойками и линзочками кремней, с большим количеством аптихов и радиолярий; аммонитовая фауна очень бедная (200 м).

Юрско-неокомские осадки пьенинской серии отлагались в открытом глубоководном бассейне с непрерывной седиментацией в условиях некомпенсированного прогибания, на что указывает незначительная мощность отложений, образование пелагических мергелей, известняков и радиоляритов, отсутствие примеси кластического материала и остатков мелководной фауны. Аммониты встречаются крайне редко, но присутствует большое количество аптихов и радиолярий, которые, в отличие от карбонатных раковин, не подвержены растворению на больших глубинах.

Таким образом, для юры – неокома наблюдаются существенные различия в строении разрезов и характере отложений пьенинской и чорштынской серий. Первая сложена мелководными отложениями, вторая – глубоководными. Но как уже говорилось, между этими крайними членами утесовых серий выделяется и несколько «промежуточных», которые имеют черты или чорштынской серии, или пьенинской, или и той и другой одновременно. Устанавливается закономерная смена отложений менее глубоководных более глубо-

ководными при переходе к каждой из более южных серий.

В самой южной из утесовых серий – халиговейской – выше отложений триаса залегают темные криноидные известняки, кварцитовидные песчаники и красные известковистые сланцы лейаса. Средняя юра представлена темными криноидными известняками, ракушнями и черными роговиками. Верхнеюрские отложения включают серые комковатые известняки с прослоями радиоляритов. Титон – неом – сложен кремнистыми известняками. Характерные отложения барремского-аптского ярусов – «ургонские» известняки, представленные битуминозными, органогенно-детритовыми черными известками, слоистыми близ подошвы и массивными в кровле.

Эта серия, как и чорштынская, сложена отложениями более мелководными, чем пьенинская, и ее отложения являются переходными от собственно пьенинских серий к «верховой серии» Высоких Татр (Внутренние Карпаты), которые представляют собой южное ограничение Пьенинского бассейна. Таким образом, юрско-нижнемеловые отложения Пьенинского утесового пояса обнаруживают зональную дифференциацию, которая позволяет реконструировать обширный морской бассейн с пелагической седиментацией, ограниченный с севера и с юга подводными отмелями (рис. 6).

Начиная с альба осадконакопление во всех частях бассейна становится более однообразным, однако и здесь удастся проследить некоторую дифференцированность отложений в зависимости от места, которое они занимали в бассейне седиментации.

Альб – сеноман. В областях, расположенных южнее Пьенинского пояса (манинская и верховая серии Внутренних Карпат), начинается отложение мергелистых осадков, а позже флишевых с прослоями конгломератов. В южной и центральных частях Пьенинского бассейна образуются глобигерино-радиоляриевые мергели с роговиками.

Ранний – средний сеноман. Продолжается седиментация того же типа, что и в альбе, но в наиболее южной полосе (халиговецкая серия) появляется примесь песчаного материала. В чорштынской серии локально образуются зеленые глоботрункановые мергели, но на большей части этой территории осадконакопление отсутствует.

Поздний сеноман. В это время в основном накапливаются пелагические отложения: пестрые глоботрункановые мергели, на юге – мергели с прослоями алевроитов и песчаников. В самом конце позднего сеномана в южных и центральных частях бассейна формируются флишеподобные отложения. К северу песчаного материала становится меньше. В верховой серии Татр отложения этого возраста неизвестны.

Турон. В пределах всего бассейна отлагаются красные мергели, которые в южном направлении обогащаются терригенным материалом.

Коньяк – сантон. В начале коньякского времени формируется тот же тип осадков, что и в туроне. Затем происходит резкая дифференциация «утесового» бассейна. В южной и центральной полосах отлагаются песчаники и сланцы сромовецкого флиша, обломочный материал которого поступал с юга. В северной полосе продолжается накопление мергелей без примеси кластического материала.

Кампан. Заканчивается формирование сромовецкого флиша в южной части бассейна, что, возможно, связано с воздыманием этой области. На севере продолжается накопление пелагических красных мергелей.

Маастрихт. В конце кампана – начале маастрихта происходит смена условий осадконакопления, обусловленная проявлением ларамийской фазы складчатости и покровообразования. В Пьенинском бассейне, кроме самой северной части чорштынской зоны накапливаются флиш, конгломераты и брекчии ярмуцких слоев. К северу от области распространения отложений чорштынской серии, в Магурской зоне, также шло образование ярмутского флиша; при приближении к чорштыньскому порогу флиш фациально замещался глыбовыми брекчиями («клифовая» фация) из обломков пород чорштынской и бранисской серий.

Ранний эоцен. После значительного перерыва в осадконакоплении (даний – палеоцен) на уже тектонически деформированные образования пояса с угловым несогласием ложатся песчаники и конгломераты «межутесового флиша» (суловские конгломераты, шавницкие слои). В конгломератах содержатся обломки пород утесового пояса. Более высокие горизонты палеогена с утесовым поясом имеют недостаточно ясные взаимоотношения. На территории Словакии на дислоцированных образованиях Пьенинского пояса с резким угловым несогласием залегают бурдигальские отложения.

2.3. ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

Формирование на месте обширного юрско-раннемелового седиментационного бассейна складчато-покровной структуры и оформление Утесового пояса имели длительную многоэтапную историю (рис. 6).

Строение постнеокомских отложений показывает, что пелагическая седиментация с течением времени сменяется терригенной, флишевой. Кластический материал постепенно распространяется к северу, в глубь Пьенинского бассейна и до его северных окраин. Миграция флишевых отложений с юга на север, складчатость и размыв пород более южных зон и трансгрессивное залегание сеномана свидетельствуют о начале замыкания Пьенинского бассейна.

Последующая фаза сжатия с образованием покровов устанавливается в середине сенона. Но главные движения, приведшие к значительному сокращению бассейна и надвиганию южных серий на северные, произошли в ларамийскую фазу между кампаном и

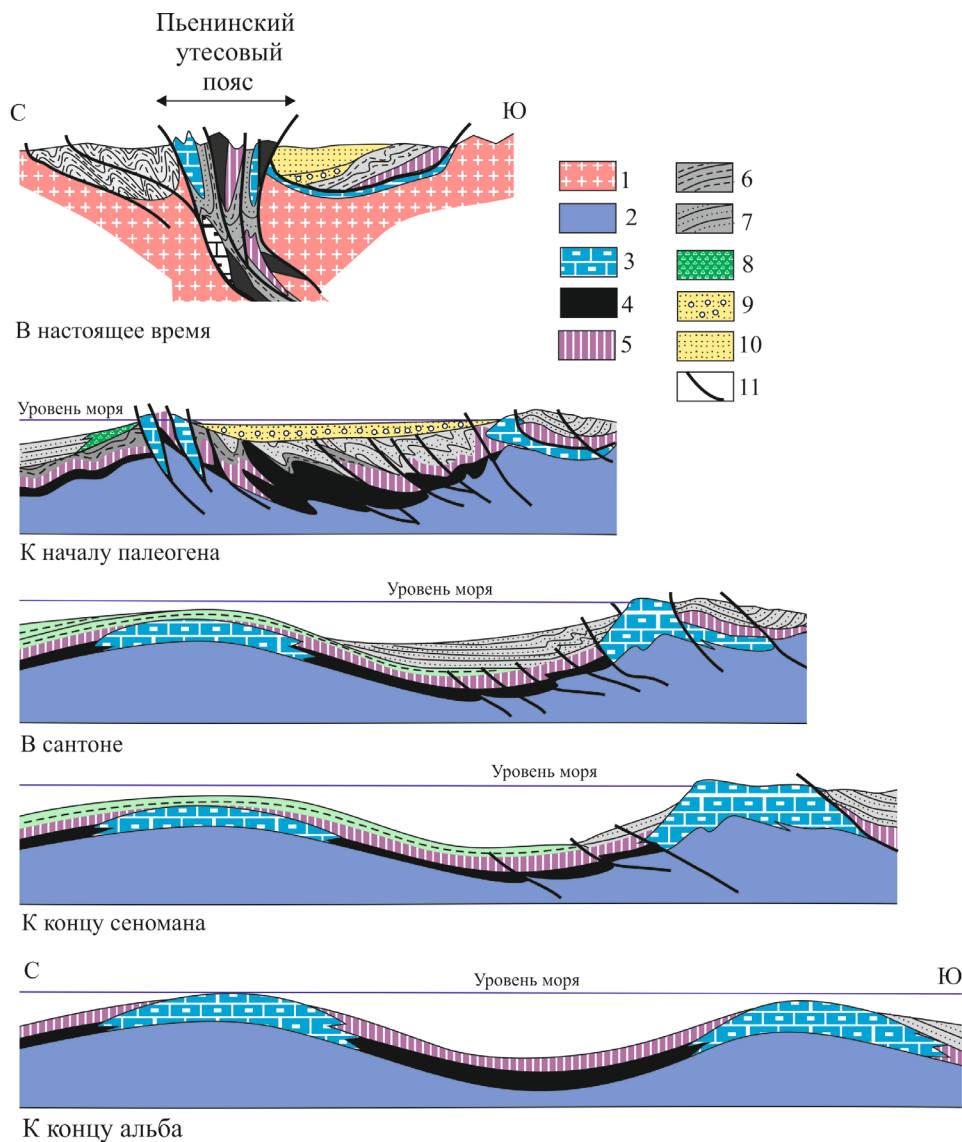


Рис. 6. Схема палеотектонической эволюции Пьенинского утесового пояса (на основе представлений М. Ксеншкевича, Д. Андрусова, К. Биркенмайера, С. Александра, Е. Шейбнера и др., с использованием материалов личных наблюдений и в интерпретации автора).

1 – Восточно-Европейская платформа и фундамент Внутренних Карпат; 2 – комплексы домезозойского основания Пьенинского бассейна; 3–4 – триас-юрские отложения: 3 – относительно глубоководные: известняки, мергели, радиоляриты, 4 – мелководные: комковатые и криноидные известняки, ракушечники; 5–8 – альбские и более молодые отложения: 5 – глобегерино-радиоляриевые мергели и роговики, 6 – мергели, 7 – терригенные отложения, флиш, 8 – осадочные брекчии; 9 – песчано-глинистые отложения, конгломераты; 10 – палеогеновый флиш; 11 – разломы.

Fig. 6. The paleotectonic evolution of the Pieniny klippen belts. The scheme is based on concepts proposed by M. Ksenshkevich, D. Andrusov, K. Birkenmajer, S. Alexandrov, E. Scheibner and others; personal observations and interpretations by the author are also used.

1 – East Siberian platform and the basement of the Inner Carpathians; 2 – formations of the Pre-Mesozoic basement of the Pieniny basin; 3–4 – Triassic–Jurassic deposits: 3 – relatively deep-water deposits of limestone, marlstone and radiolarite, 4 – shallow-water deposits of ballstone and crinoidal limestone, shell stone; 5–8 – Albian and younger deposits: 5 – globigerine-radiolarite marlstone and hornblende, 6 – marlstone, 7 – terrigenous deposits, flysch, 8 – sedimentary breccia; 9 – sandy-clayey deposits, conglomerate; 10 – Paleogenic flysch; 11 – faults.

ранним палеогеном, когда (в кампане – маастрихте) флишевые отложения «выплескиваются» через чорштынский порог в Магурскую зону. Свой современный облик Пьенинский пояс приобрел в результате тектонических движений, которые захватили и фли-

шевую зону Внешних Карпат. К бурдигальскому времени в результате общего сжатия уже интенсивно дислоцированные отложения Пьенинского бассейна были сплюснены между сближающимися массивами Восточно-Европейской платформы (вместе с залегающим

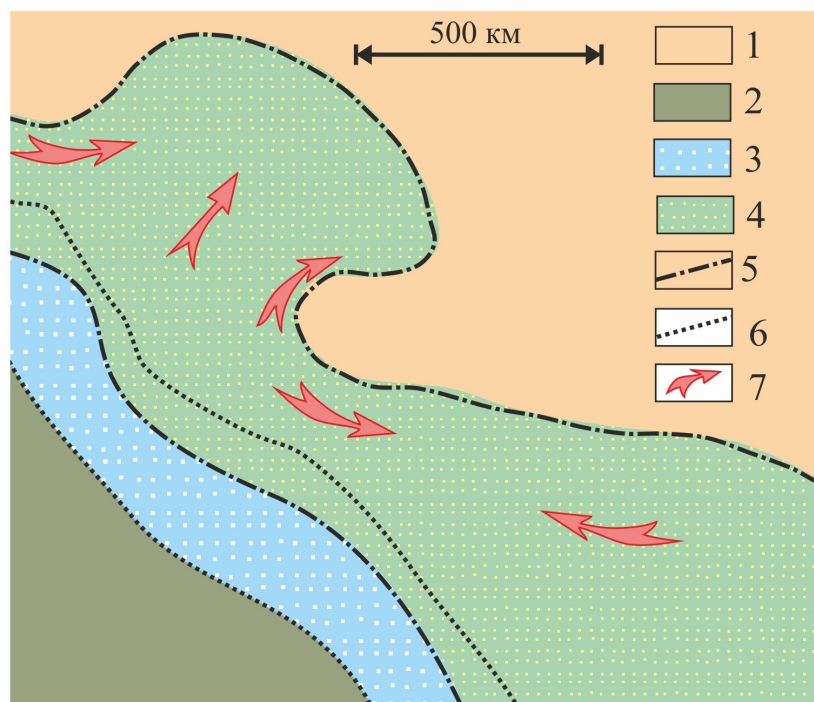


Рис. 7. Схема трансформации положения и формы Карпатской петли в мезозое и кайнозое по палеомагнитным данным (по [Burtman, 1984, 1986, схематизировано].

1 – внеальпийская Европа; 2 – Афро-Аравия; 3 – Альпиды в позднем мелу (по палеомагнитным данным); 4 – Альпиды сегодня; 5 – современные границы Альпид; 6 – предполагаемые границы Альпид в позднем мелу; 7 – направления течения горных масс в процессе деформации пояса.

Fig. 7. Transformation of the position and shape of the Carpathian hinge in the Mesozoic and Cenozoic. The scheme is based on paleomagnetic data from [Burtman, 1984, 1986].

1 – non-alpine Europe; 2 – Afro-Arabia; 3 – Alpides in the Late Cretaceous, according to paleomagnetic data; 4 – current Alpides; 5 – recent boundaries of Alpides; 6 – assumed boundaries of Alpides in the Late Cretaceous; 7 – directions of rock mass flow during deformation of the belt.

на ней тектонически флишем) и Внутренних Карпат и выдавлены в виде гигантской тектонической брекчии («псевдодиапира»). Геофизические данные и палинспастические реконструкции позволяют считать, что отложения Пьенинского бассейна и карпатского флиша частично тектонически перекрыты аллохтонными массивами Внутренних Карпат [Tołwiński, 1956].

Исходя из значительного скупивания гигантских объемов горных масс, тектонического перекрытия одних отложений другими (оно оценивается для отдельных покровов в 10–20 км), протяженности пояса (около 900 км) и существования глубоководного Пьенинского бассейна, ограниченного с севера и с юга поднятиями, можно вслед за карпатскими гологами уверенно допустить, что первичная ширина бассейна была не менее 100–200 км, что подтверждается и данными палеомагнитных исследований [Burtman, 1984].

Таким образом, в результате горизонтального сжатия отложения обширного морского бассейна испытали интенсивное тектоническое скупивание, были превращены в мегабрекчию и выжаты в виде гигантской линейной протрузии в верхние горизонты коры Карпатского горного сооружения. Современная структура

пояса сформирована, как можно заключить из наблюдаемых соотношений, следующим образом.

На начальных этапах общее сжатие и начавшееся сокращение пространства в пределах палеоокеана Тетис и его обрамления вызвали деформацию ложа осадочного бассейна и образование складчатых структур в отложениях юры – мела. На границе толщ триаса и нижней юры возник межформационный тектонический срыв, и отложения Пьенинского бассейна деформировались дисгармонично по отношению к подстилающим породам доюрского фундамента. Равным образом структурная дисгармония возникла на уровне раздела относительно компетентных доальпских и относительно пластичных пород мела – палеогена. Кроме межформационной дисгармонии, возникла дисгармония и латеральная, обусловленная различием в составе пород разных утесовых серий и, следовательно, наличием поперечной реологической зональности. В дальнейшем в монолитной по отношению к верхним горизонтам разреза толще известняков и кремней складки трансформировались в надвиги. Система надвигов образовалась и в прибортовых частях поднятий на границе с прогибом. Тектонические пластины и

чешуи надвигались друг на друга, протыкали оболочку из верхнемеловых мергелей и флиша, вдавливались в пластичные массы. Мергели и флиш вследствие своей податливости испытывали лишь пликативные деформации, сминались в складки, образовывали нагромождения пластичного материала, мощность которого становилась значительно больше первичной.

На поздних этапах деформации, когда произошло общее скупивание и Пьенинский бассейн был редуцирован, выполняющие его отложения трансформировались в систему сжатых и поставленных на голову надвигов и покровов, вдвинутых в сложносмятые пластичные отложения. В это время сдавленные в поперечном направлении породные массы в условиях дефицита пространства испытывают латеральное растекание. Большое значение приобретают процессы будинажа, при которых единые пластины разрываются и растаскиваются по направлению продольной оси пояса, дифференцированно перемещаясь относительно друг друга и вмещающих толщ пластичной оболочки. Заметно проявление диапиризма в пластичных отложениях и тектонического выжимания блоков и пластин компетентных пород в верхние горизонты песчано-мергельной оболочки и по латерали. Включения компетентных пород ведут себя как изюминки в разминаемом тесте. В конечном итоге, как уже говорилось, разнофациальные осадочные образования обширного морского бассейна в результате поперечного скупивания и латерального растекания были трансформированы в гигантскую тектоническую мегабречию (меланж с осадочной матрицей) Пьенинского утесового пояса. Нужно отметить, что в данном случае речь идет именно о тектоническом меланже. Осадочное или тектоноосадочное (по терминологии М.Г. Леонова [Leonov, 1981]) происхождение хаотической брекчии исключается, так как в пределах пояса практически отсутствуют олистостромовые комплексы (комплексы гравитационных и тектоногравитационных микститов). Если же говорить о морфоструктурном типе Пьенинского пояса, то он, безусловно, при-

надлежит к категории структур «цветка», формирующихся в условиях транспрессии [Morozov, 2002].

3. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Пьенинский утесовый пояс является одним из элементов Карпатской структурной петли, которая включает в себя горные сооружения Западных, Восточных и Южных Карпат. И естественно, его тектоническая эволюция является отражением и эволюции Карпатского горного сооружения в целом. Достаточно представительный обзор проблемы, сопровождаемый к тому же результатами палеомагнитных исследований, приведен в работах В.С. Буртмана с соавторами [Bazhenov, Burtman, 1980; Burtman, 1984, 1986], данные которых хорошо коррелируются с изложенным выше материалом.

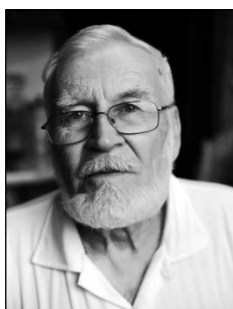
Палеомагнитные исследования показывают, что Пьенинский бассейн в соответствии с общим положением палеотектонической зональности Альпид в позднем мелу имел простираие ВЮВ – ЗСЗ. В процессе тектонической эволюции горные массы региона, в том числе и Пьенинского бассейна, были перемещены в пространстве, изогнуты и выжаты в виде горизонтальной сигмиды к северу. Этап сжатия и покровообразования начался на пространстве Внутренних Карпат в середине мела (австрийская фаза). Затем в маастрихте – раннем палеогене ларамийская фаза проявилась в пограничной области Внутренних Карпат и Пьенинского бассейна. Возникновение Карпатской петли, судя по палеомагнитным данным, приходится на интервал палеоген – ранний миоцен, а главные деформации приходятся на конец этого этапа. Изгибание Карпатской дуги стимулирует ее удлинение и, соответственно, вкупе с поперечным сжатием продольное тектоническое течение горных масс. Деформация продолжается и в новейшее время, когда происходит формирование рельефа и окончательное оформление современного облика Пьенинского утесового пояса в виде гигантской «структуры цветка».

4. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Aleksandrovicz S., 1966. Stratigrafia środkowej i górnej kredy w polskiej cztnsci pieninskego pasa skalkowwigo. *Zesz. nauk Acad. Gór.-Hutn.*, 78.
- Alvarez P., Maurin J.-C., 1991. Evolution sédimentaire et tectonique du bassin protérozoïque supérieur de Comba (Congo): Stratigraphie séquentielle du Supergroupe Ouest-Congolien et modèle d'amortissement sur décrochements dans le contexte de la tectogénèse panafricaine. *Precambrian Research* 50 (1–2), 137–171. [http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90051-B](http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268(91)90051-B).
- Andrusov D., 1953. Coupe géologique à travers la zone des klippen pienines de vakkle du Vah (Carpathes Slovaques). *Geol. sborn. Slov. Akad. Vied* 25 (2).
- Andrusov D., 1967. Geology of East Carpathians. In: Problems of Geology and Metallogeny of West Carpathians. Bratislava, p. 28–48 (in Russian) [Андрусов Д. Очерк геологии Западных Карпат // Некоторые проблемы геологии и металлогении Западных Карпат. Братислава, 1967. С. 28–48].
- Andrusov D., 1974. Etude géologique de la zone des klippen internes des Karpates occidentales. *Geol. praze. Sosit* 34. Bratislava.
- Azhgirey G.D., 1960. About some important regularities of the tectonic structure and movements of the crust. *Izvestia AN*

- SSSR, *Geology Series* (8), 3–18 (in Russian) [Ажгирей Г.Д. О некоторых важных закономерностях тектонического строения и движений земной коры // *Известия АН СССР. Серия геологическая*. 1960. № 8. С. 3–18].
- Bazhenov M.L., Burtman V.S., 1980. About the origin of the northern arc of the Carpathians. *Doklady AN SSSR* 255 (3), 681–685 (in Russian) [Баженев М.Л., Буртман В.С. О природе северной дуги Карпат // *Доклады АН СССР*. 1980. Т. 255. № 3. С. 681–685].
- Birkenmajer K., 1956. Sedimentation characteristics of the Yarmut (Maastrichtian) beds of the Pieniny klippen zone (Central Carpathians). *Bulletin of the Poland Academy of Sciences, (Section 3)* 4 (10) (in Russian) [Биркенмайер К. Седиментационная характеристика ярмутских (маастрихтских) слоев Пьенинской клиповой зоны (Центральные Карпаты) // *Бюллетень Польской АН*. Отд. 3. 1956. Т. 4. № 10].
- Birkenmajer K., 1963a. Zagadnienia sedimentacji utworów fliczowych pieninskiego pasa skałkowego Polski. *Kwart. Geol.* 5, 3–15.
- Birkenmajer K., 1963b. Outline of stratigraphy of Mesozoic and Paleogenic deposits of the Pieniny klippen belt in Poland. *Bulletin of the Geological Institute*, No. 181 (Geological Studies in the Carpathians, V. 10) (in Russian) [Биркенмайер К. Очерк по стратиграфии мезозойских и палеогеновых отложений Пьенинской утесовой гряды в Польше // *Бюллетень Геологического института*, 181 (Геологические исследования в Карпатах. Т. 10). 1963].
- Birkenmajer K., 1965. Przedeoceńskie struktury fałdowe w pieninskim pase skałkowym Polski. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 35 (3).
- Birkenmajer K., 1970. Przedeoceńskie struktury fałdowe w pieninskim pase skałkowym Polski. *Stud. Geol. Pol.* 31, 17–28.
- Birkenmajer K., Lefeld J., 1969. Exotic Urganian from the Pieniny Klippen Belt of Poland. *Bull. De L'Acad. Pol. des sciences. Ser. Géol., géogr.* 85 (1), 138–144.
- Bogdanov A.A., Muratov M.V., Khain V.E., 1958. Brief review of tectonic and evolution of West Carpathians. *Izvestia vuzov. Geologiya i razvedka* (1), 16–32 (in Russian) [Богданов А.А., Муратов М.В., Хаин В.Е. Краткий обзор тектоники и истории развития Западных Карпат // *Известия вузов. Геология и разведка*. 1958. № 1. С. 16–32].
- Burtman V.S., 1984. Kinematics of the Carpathian structural hinge. *Geotektonika* (3), 17–31 (in Russian) [Буртман В.С. Кинематика Карпатской структурной петли // *Геотектоника*. 1984. № 3. С. 17–31].
- Burtman V.S., 1986. Origin of structural arcs of the Carpathian-Balkan region. *Tectonophysics* 127 (3), 245–260. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90063-6](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(86)90063-6).
- Chikov B.M., 2011. Introduction in Physical Bases of Static and Dynamic Geotectonics. GEO Publishing House, Novosibirsk, 300 p. (in Russian) [Чиков Б.М. Введение в физические основы статической и динамической геотектоники. Новосибирск: Академическое издательство «ГЕО», 2011. 300 с.].
- Konygin V.G., Leonov M.G., Loshmanov E.V., 1988. Tectonic structure of the Kurganak zone of Southern Tien Shan. *Geotektonika* (6), 93–106 (in Russian) [Коньгин В.Г., Леонов М.Г., Лошманов Е.В. Тектоническая структура курганакской зоны Южного Тянь-Шаня // *Геотектоника*. 1988. № 6. С. 93–106].
- Kotański Z., 1963. O triasie Skalki Haligowieckiej i pozycji paleogeograficznej serii haligowieckiej. *Acta geol. Pol.* 13 (2).
- Kruglov S.S., 1971. The zone of Pieniny cliffs. In: Geological structure and fuels of the Carpathians. Reports of Ukrainian NIGRI. Issue 25. Nedra, Moscow, p. 60–68 (in Russian) [Круглов С.С. Зона Пьенинских утесов // *Геологическое строение и горючие ископаемые Карпат*. Тр. УкрНИГРИ. Вып. 25. М.: Недра, 1971. С. 60–68].
- Ksenshkevich M., Samsonovich Ya., Ryule E., 1968. Outline of Geology of Poland. Nedra, Moscow (in Russian) [Ксенишкевич М., Самсонович Я., Рюле Э. Очерк геологии Польши. М.: Недра, 1968].
- Książkiewicz M., 1963. Evolution structural des Carpates Polonaises. Livre a la memoire du prof. P. Fallo, 2. Paris.
- Książkiewicz M., 1972. Karpaty. Budowa geologiczna Polski 4 (3).
- Kulchitsky Ya.O., 1967. Main features of the structure of the Marmorosh and Pieniny zones of the Ukrainian Carpathians. In: Issues of Geology of the Carpathians. Publishing House of Lvov State University, Lvov (in Russian) [Кульчицкий Я.О. Основные черты строения Марморощанской и Пьенинской зон Украинских Карпат // *Вопросы геологии Карпат*. Львов: Изд-во Львовского гос. уни-та, 1967].
- Leonov M.G., 1978. The paleotectonic evolution of the Pieniny klippen belt (Carpathians). In: Problems of Stratigraphy and Historical Geology. Ed. E.E. Milanovsky. Publishing House of the Moscow State University, Moscow, p. 104–115 (in Russian) [Леонов М.Г. Палеотектоническая эволюция Пьенинского утесового пояса (Карпаты) // *Проблемы стратиграфии и исторической геологии* / Ред. Е.Е. Милановский. М.: Изд-во МГУ, 1978. С. 104–115].
- Leonov M.G., 1981. Olistostromes in the structure of folded areas. *Nauka*, Moscow, 173 p. (in Russian) [Леонов М.Г. Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 173 с.].
- Leonov M.G., 2012. Within-plate zones of concentrated deformation: Tectonic structure and evolution. *Geotectonics* 46 (6), 389–411. <http://dx.doi.org/10.1134/S0016852112060052>.
- Leshko B., 1963. Geology of klippen and flysch zones of East Slovakia. *Sovetskaya Geologiya* (1) (in Russian) [Лешко Б. Геология клипповой и флишевой зон Восточной Словакии // *Советская геология*. 1963. № 1].
- McCourt S., Wilson J.F., 1992. Late Archaean and Early Proterozoic Tectonics of the Limpopo and Zimbabwe Provinces, Southern Africa. *Geol. Dept. and University of West. Austral.* 22, 237–245.

- Morozov Yu.A., 2002. Structure-formation function of transpression and transtension. *Geotectonics* 36 (6), 431–450.
- Rastsvetaev L.M., 1973. Some specific features of the Late Alpine structure of orogenic regions in the southern territories of the USSR and recent tectonic stresses. In: Recent tectonics, recent deposits and man. Issue 5. Editors K.K. Markov and N.I. Nikolaev. Publishing House of the Moscow State University, Moscow, p. 57–107 (in Russian) [Растсветаев Л.М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Сб. 5 / Ред. К.К. Марков, Н.И. Николаев. М.: Изд-во Московского ун-та, 1973. С. 57–107].
- Sanderson D.J., Marchini W.R.D., 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology* 6 (5), 449–458. [http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141\(84\)90058-0](http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(84)90058-0).
- Scheibner E., 1969. Some notes to the Pieniny lineament. *Acta geol., geogr. universitatis comeenianae, geol.* 18.
- Sikora W., 1971. Outline of tectogenesis of the Pieniny klippenzone in Poland in view of new geological data. *Rocz. Pol. Tow. Geol. Vjl.* 41. Zeszyt 1.
- Stefanov Yu.P., 2002. Localization of deformation and destruction in geomaterials. Quantitative modelling. *Fizicheskaya Mezomekhanika* 5 (5), 107–118 (in Russian) [Стефанов Ю.П. Локализация деформации и разрушение в геоматериалах. Численное моделирование // Физическая мезомеханика. 2002. Т. 5. № 5. С. 107–118].
- Stefanov Yu.P., Bakeev R.A., 2013. The structure and stages of formation of a fault zone in the geomedium layer. In: Trigger effects in geosystems. Proceedings of the 2nd All-Russia Workshop. Editors V.V. Adushkin and G.G. Kocharyan. GEOS, Moscow, p. 188–196 (in Russian) [Стефанов Ю.П., Бакеев Р.А. Структура и этапы формирования разломной зоны в слое геосреды // Триггерные эффекты в геосистемах: Материалы II Всероссийского семинара-совещания / Ред. В.В. Адушкин, Г.Г. Кочарян. М.: ГЕОС, 2013. С. 188–196].
- Sylvester A.G., 1988. Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin* 100 (11), 1666–1703. [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1988\)100<1666:SSF>2.3.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1988)100<1666:SSF>2.3.CO;2).
- Tołwiński K., 1956. Główne element tektoniczne Karpat z uwzględnieniem gorotwory solidow. *Acta geol. Pol.* 6 (2).
- Vyalov O.S., 1956. Deep faults and tectonics of the Carpathians. *Geological Reports of the Lvov Geological Society*, No. 9 (in Russian) [Вялов О.С. Глубинные разломы и тектоника Карпат // Геологический сборник Львовского геологического общества. 1956. № 9].



Леонов Михаил Георгиевич, докт. геол.-мин. наук, зав. лабораторией
Геологический институт РАН
119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия
✉ e-mail: mgleonov@yandex.ru

Leonov, Mikhail G., Doctor of Geology and Mineralogy, Head of laboratory
Geological Institute of RAS
7 Pyzhevsky lane, Moscow 119017, Russia
✉ e-mail: mgleonov@yandex.ru



BRYANSK-KURSK-VORONEZH INTRA-CONTINENTAL COLLISIONAL OROGEN (EAST EUROPEAN CRATON)

M. V. Mints¹, W. A. Bush², S. N. Ageev²

¹Geological Institute of RAS, Moscow, Russia

²Aerogeophysics Inc., Moscow, Russia

Abstract: The article presents new data on the deep crustal structure, origin and evolution of the Bryansk-Kursk-Voronezh orogen in the south-eastern segment of the East European craton; it is composed of the Paleoproterozoic formations and areas of reworked Archean crust. The purpose of this paper is the development and improvement of ideas on intra-continental orogens. The deep structure of the orogen is presented by the 3D model based on results of geological mapping of the Precambrian basement and interpretations of geophysical fields and seismic images of the crust along geotraverse 1-EB and profile DOBRE. It is established that the orogen originated with riftogenic extension of the crust at 2.6–2.5 Ga, that was repeated at 2.2–2.1 Ga, and formation of wide depressions that were efficiently filled in with volcanosedimentary layers including BIF, which accumulation was followed by high-temperature up to granulite facies metamorphism. Suprasubduction magmatism took place at 2.10–2.08 Ga and resulted in formation of the Lipetsk-Losevka volcano-plutonic complex. The active margin was completely formed at about 2.05 Ga. The short duration of subduction-related magmatic activity and the lack of relics of the oceanic lithosphere suggest short-term and spatially limited developing of the oceanic structure. The tectonothermal activity of collisional and postcollision stages was expressed in emplacement of alkaline ultramafic (2.1–2.0 Ga) and gabbro-syenite (1.8–1.7 Ga) complexes. It is difficult or impossible to explain specific features of the structure and evolution of the orogen in framework of the model of the Cordilleras type accretionary orogen. Mafic-ultramafic magmatism and indications of intensive heating of the crust suggest a special role of plume type processes that provided for influx of mantle heat and juvenile mantle derived matter.

Key words: East European craton, Voronezh crystalline massif, intra-continental orogen, East Voronezh orogen, Paleoproterozoic, Losevka series, Vorontsovka series.

Recommended by V.S. Fedorovsky

Citation: Mints M.V., Bush W.A., Ageev S.N. 2014. Bryansk-Kursk-Voronezh intra-continental collisional orogen (East European craton). *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (3), 717–742. doi:10.5800/GT-2014-5-3-0151.

БРЯНСК-КУРСК-ВОРОНЕЖСКИЙ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ КОЛЛИЗИОННЫЙ ОРОГЕН (ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКИЙ КРАТОН)

М. В. Минц¹, В. А. Буш², С. Н. Агеев²

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

²ЗАО «ГНПП Аэрогеофизика», Москва, Россия

Аннотация: Приведены новые данные, характеризующие глубинное строение, зарождение и эволюцию Брянск-Курск-Воронежского орогена (юго-восточная часть Восточно-Европейского кратона), образованного палеопротерозойскими комплексами и областями переработанной архейской коры. Целью статьи является развитие и совершенствование представлений о внутриконтинентальных орогенах. Глубинное строение орогена представлено в виде объемной модели, суммирующей результаты геологического картирования докембрийского фундамента, интерпре-

тации геофизических полей и сейсмических образов коры по геотраверсу 1-ЕВ и профилю DOBRE. Зарождение будущего орогена зафиксировано рифтогенным растяжением коры 2.6–2.5 млрд лет и повторно 2.2–2.1 млрд лет назад и возникновением обширных депрессий, быстро заполнявшихся вулканогенно-осадочными толщами, включая железисто-кремнистые осадки, которые вслед за накоплением оказывались в условиях высокотемпературного (до гранулитовой фации) метаморфизма. Надсубдукционный магматизм, результатом которого стало формирование Липецко-Лосевского вулканоплутонического комплекса, связан с интервалом 2.10–2.08 млрд лет. Формирование активной окраины завершилось около 2.05 млрд лет назад. Кратковременность надсубдукционного магматизма и отсутствие реликтов океанической литосферы свидетельствуют о кратковременном и локализованном в пространстве существовании океанической структуры. Тектонотермальная активность коллизионного и постколлизионного этапов проявилась в размещении массивов щелочных пород щелочно-ультраосновной (2.1–2.0 млрд лет) и габбро-сиенитовой (1.8–1.7 млрд лет) формаций. Особенности строения и эволюции орогена трудно или невозможно объяснить в рамках модели аккреционных орогенов кордильерского типа. Мафит-ультрамафитовый магматизм и свидетельства интенсивного прогрева коры указывают на особую роль процессов плюмового типа, обеспечивавших притоки мантийного тепла и ювенильного вещества.

Ключевые слова: Восточно-Европейский кратон, Воронежский кристаллический массив, внутриконтинентальный ороген, Восточно-Воронежский ороген, палеопротерозой, лосевская серия, воронцовская серия.

1. ВВЕДЕНИЕ

Ранее было показано [Mints et al., 2010], что многие особенности палеопротерозойских тектонических структур Восточно-Европейского кратона (ВЕК), образующего фундамент одноименной платформы, позволяют рассматривать эти структуры в качестве внутриконтинентальных коллизионных орогенов (в понимании [Cawood et al., 2009]). Анализ материалов, характеризующих неоархейские и протерозойские орогены северной половины ВЕК и Лавроскандии в целом, позволил развить и значительно расширить представления о значимости и роли подобных орогенов в эволюции раннедокембрийской коры. Было установлено, что эти орогены целесообразно рассматривать в качестве нового типа концентрически-зональных тектонических сооружений регионального и надрегионального ранга – внутриконтинентальных овальных орогенов.

В той же работе [Mints et al., 2010] было показано, что особенности строения средне-палеопротерозойского внутриконтинентального орогена в восточной части Сарматии, который был назван Брянск-Курск-Воронежским, не в полной мере соответствуют выделенному типу тектонических структур, как по размеру, так и по морфологии.

Цели предлагаемой статьи включают: 1) усовершенствование модели глубинного строения восточного крупного сегмента ВЕК, названного Сарматией [Bogdanova et al., 2005], объединяющего Воронежский кристаллический массив (ВКМ) и восточную часть Украинского щита (УЩ), и 2) развитие и совершенствование представлений о внутриконтинентальных орогенах. В статье приведены новые данные, характеризующие глубинное строение и эволюцию Брянск-Курск-Воронежского орогена. Северная часть этого орогена находится в пределах ВКМ, а южная часть меньшего размера – в восточной части УЩ. Ороген образован

ранне- и средне-палеопротерозойскими комплексами и включает области архейской коры, переработанной в палеопротерозое (рис. 1). Внешние очертания орогена определяются конфигурацией тектонических структур, возникших уже после его формирования – преимущественно к концу палеопротерозоя. В пределах этих границ протяженность Брянск-Курск-Воронежского орогена с севера на юг – в направлении простирания орогенов второго порядка и разделяющих их тектонических границ – достигает 800 км, ширина – более 800 км. Одним из главных компонентов Брянск-Курск-Воронежского внутриконтинентального орогена является Восточно-Воронежский ороген второго порядка [Mints et al., 2010], глубинное строение которого детально исследовано с применением сейсмопрофилирования МОВ-ОГТ (МОГТ). Характеристике глубинного строения Восточно-Воронежского орогена мы уделим особое внимание.

Выполненные в разные годы палеотектонические реконструкции зарождения и эволюции средне-палеопротерозойского орогена в восточной части Сарматии последовательно опирались на сменявшие друг друга глобальные геодинамические концепции. Были, в частности, предложены следующие модели:

- эволюции палеопротерозойской геосинклинальной области, облекавшей архейские срединные массивы, особенности размещения которых определяли своеобразие условий осадконакопления и тектонического развития [Polishchuk et al., 1970];

- стадийного развития континентальной коры, где с палеопротерозоем связывались процессы преобразования архейской коры: обособление и развитие сводовых поднятий (гнейсовых «овоидов») и межсводовых линейных зон и сланцевых поясов, частью рифтогенного характера, и в итоге – формирование «зрелой» континентальной коры [Bogdanova, 1986];

- эволюции тектоноплитного типа, начавшейся с

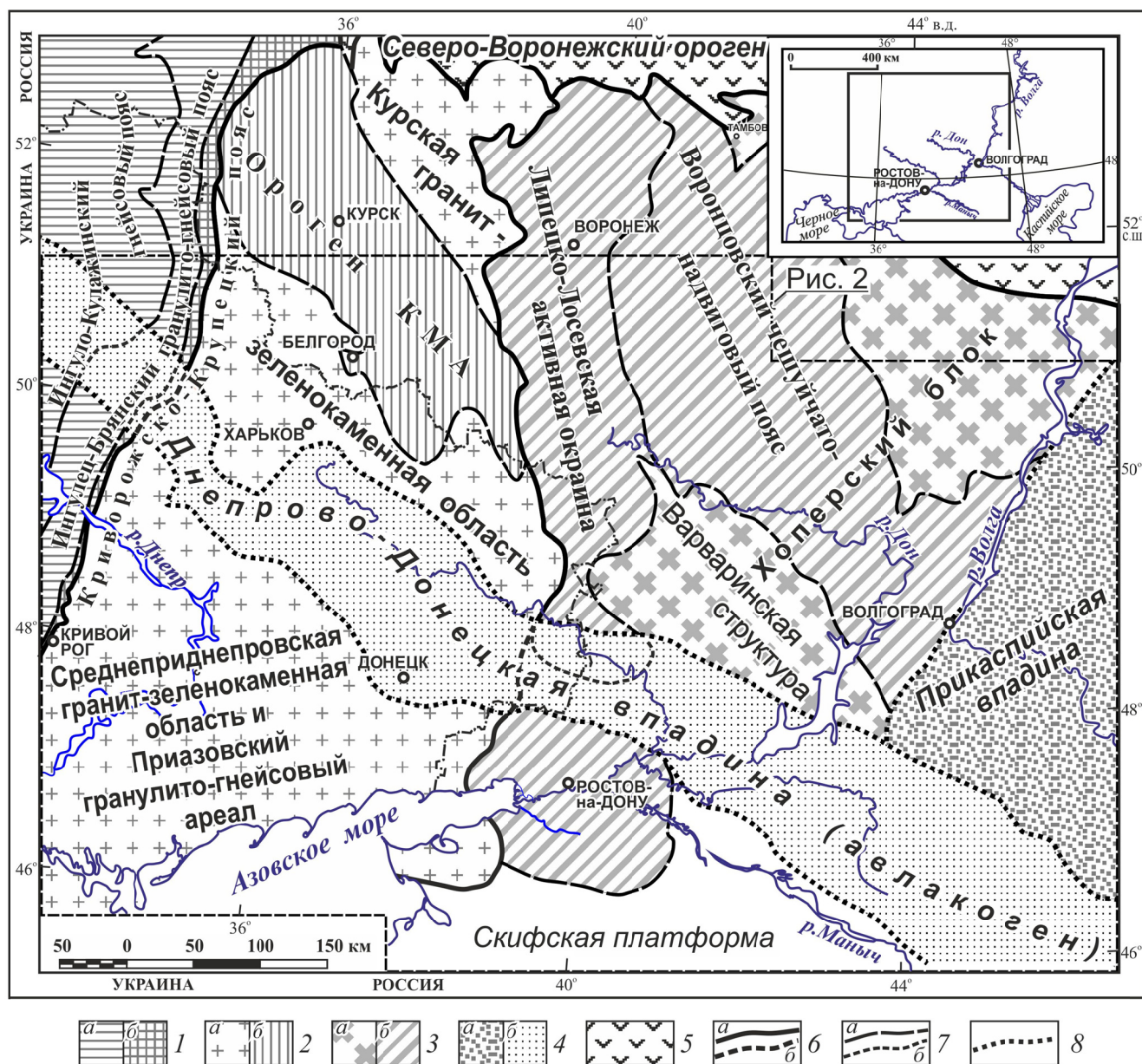


Рис. 1. Схема тектонического районирования средне-палеопротерозойского Брянск-Курск-Воронежского внутриконтинентального коллизионного орогена.

Шрифты в наименованиях тектонических структур: ариал – частично переработанная архейская кора, таймс-ню-роман – средне-палеопротерозойские тектонические пояса и орогены, ариал-италик – позднепалеопротерозойские и более молодые структуры. 1 – **Кривой Рог-Брянский ороген**: а – амфиболит-гнейсовые и гранулит-гнейсовые комплексы, интенсивно деформированные совместно с палеопротерозойскими железорудными поясами; 2 – **ороген Курской магнитной аномалии (КМА)**: а – архейские гранит-зеленокаменные и гранулит-гнейсовые комплексы, частично переработанные в палеопротерозое, б – совместно-деформированные в палеопротерозое железорудные пояса и вмещающие архейские гранит-зеленокаменные комплексы; 3 – **Восточно-Воронежский ороген**: а – архейские комплексы Хоперского блока, б – Липецко-Лосевская активная окраина и Воронцовский чешуйчато-надвиговый пояс; 4 – фанерозойские впадины: а – Прикаспийская, б – Днепрово-Донецкая; 5 – позднепалеопротерозойский Северо-Воронежский ороген; 6–8 – границы: 6 – орогенов, перекрытые: а – платформенным чехлом, б – толщей, заполняющей Днепрово-Донецкую впадину, 7 – тектонических поясов: а и б – аналогично предыдущему, 8 – фанерозойских впадин.

Fig. 1. Tectonic zoning scheme of the Middle Paleoproterozoic Bryansk-Kursk-Voronezh intra-continental collisional orogen.

Names of tectonic structures: Arial font – partially reworked Archean crust; Times New Roman – Middle Paleoproterozoic tectonic belts and orogens; Arial italics – Late Paleoproterozoic and younger structures. 1 – **Krivoy Rog-Bryansk orogen**: а – amphibolite-gneiss complexes, intensely deformed jointly with the Paleoproterozoic BIF belts; 2 – **Kursk magnetic anomaly (KMA) orogen**: а – Archean granite-greenstone and granulite-gneiss complexes partially metamorphosed in the Paleoproterozoic, б – BIF belts and host Archean granite-greenstone that were jointly deformed in the Paleoproterozoic; 3 – **East Voronezh orogen**: а – Archean complexes of the Koper block, б – Lipetsk-Losevka active margin and Vorontsovka imbricated thrust belt; 4 – Phanerozoic depressions: а – Peri-Caspian, б – Dnieper-Donets; 5 – Late Paleoproterozoic North Voronezh orogen; 6 – boundaries of orogens covered by: а – platform cover, б – sediments filling Dnieper-Donets depression, 7 – boundaries of tectonic belts: а and б – same as above, 8 – boundaries of Phanerozoic depressions.

раскола (рифтогенеза) архейского континента и завершившейся коллизией восточной окраины Сарматии с Волго-Уральским (Воронежско-Куйбышевским) континентом [Chernyshov et al., 1997].

– тектоноплитной эволюции восточной окраины Сарматии и формирования Восточно-Сарматского аккреционного орогена вдоль границы Сарматии с обширной палеоокеанической областью [Shchipansky et al., 2007].

Развитием модели Н.М. Чернышова с соавторами [1997] явилось представление о геодинамической эволюции взаимозависимых латерально распределенных (образующих закономерный латеральный ряд) тектонических структур – от Кулажинского и Брянского гранулито-гнейсовых поясов на западе до Воронцовской чешуйчатой надвиго-поддвиговой структуры на востоке [Rundquist et al., 1999; Mints et al., 2010].

Анализ широкого круга данных, включая региональные геофизические материалы и характеристику глубинного строения по профилям 1-EB и DOBRE, позволил на новом уровне вернуться к исследованию глубинного строения и охарактеризовать историю зарождения и эволюции Брянск-Курск-Воронежского орогена и на этой основе расширить существующие представления о внутриконтинентальных орогенах.

2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

2.1. АРХЕЙСКАЯ КОРА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ САРМАТИИ

В строении архейской континентальной коры восточной части Сарматии, частично преобразованной палеопротерозойскими процессами, определяющую роль играют гранит-зеленокаменные и гранулитогнейсовые структурно-вещественные ассоциации (рис. 1). Архейские структурно-вещественные ассоциации Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области (ГЗО) и Приазовской провинции УЩ образованы однотипными и близкими по возрасту палеомезоархейскими гнейсовидными и массивными гранитоидами и зеленокаменными осадочно-вулканогенными комплексами, датированными интервалом 3.6–2.9 млрд лет [Shcherbakov, 2005; Shcherbak et al., 2009]. Курская ГЗО в пределах ВКМ образована аналогичными по составу и уровню метаморфизма комплексами пород, возраст которых (3.4–2.9 млрд лет) в пределах точности совпадает с предыдущим [Mints et al., 2010, and references therein]. В строении Приазовской провинции УЩ преобладают породы гранулитовой фации метаморфизма [Kolosovskaya, 1992; Shcherbakov, 2005]. Метаосадочные гранулиты подстилаются гранит-зеленокаменными ассоциациями, которые неравномерно метаморфизованы в условиях гранулитовой фации или сохраняют признаки реликтовых минеральных парагенезисов этой фации. Эти ассоциации обычно рассматривают в качестве «комплекса основания» (например,

[Lobach-Zhuchenko et al., 2010a]).

К моменту проявления метаморфизма гранулитовой фации и образования Приазовского гранулитогнейсового ареала (ГГА) около 3.0 млрд лет назад [Lobach-Zhuchenko et al., 2010b] гранит-зеленокаменная кора в восточной части УЩ уже представляла собой единую континентальную массу. Меньший по размеру Курско-Бесединский ГГА в центральной части Курской ГЗО был сформирован около 2.85 млрд лет.

2.2. СРЕДНЕПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ БРЯНСК-КУРСК-ВОРОНЕЖСКИЙ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ КОЛЛИЗИОННЫЙ ОРОГЕН

Строение орогена определяется его возникновением и развитием в пределах обширной области архейской континентальной коры, образованной гранит-зеленокаменными и гранулитогнейсовыми ассоциациями, и представлено латеральной последовательностью субмеридиональных орогенов второго порядка (рис. 1).

Орогены второго порядка, в свою очередь, включают структуры тектонических поясов. С запада на восток следуют: Криворожско-Брянский ороген, ороген Курской магнитной аномалии (КМА) и Восточно-Воронежский ороген (рис. 2). Последний можно рассматривать в качестве осевой (центральной) структуры Брянск-Курск-Воронежского орогена, поскольку его размещение фиксирует область кратковременного разрыва континентальной коры.

Криворожско-Брянский ороген протягивается в меридиональном направлении вдоль западных окраин Курской и Среднеприднепровской ГЗО (рис. 1, 2). Образующие кору петроплотностные и петромагнитные объекты были выделены на основе региональных геофизических полей с использованием методов интерпретации, принятых в ЗАО «Аэрогеофизика» [Babayants et al., 2003, 2004]. Эти объекты отвечают определенным структурно-вещественным комплексам, в частности их асимметрия и срезание одних элементов другими позволяют с определенной уверенностью реконструировать покровную чешуйчато-надвиговую структуру северной части орогена. Тектонические пояса, образующие этот ороген, уверенно трассируются в пределы Ингуло-Ингулецкого (Кировоградского) блока УЩ, следуя границам геофизических полей (см. в [Mints et al., 2010; Pigulevsky, 2012]).

Западная часть Криворожско-Брянского орогена образована тектоническими покровами Ингуло-Кулажинского гнейсового и Ингулец-Брянского гранулитогнейсового поясов. Восточная зона включает Крупецко-Знаменский пояс, в строении которого значительную роль играют интенсивно деформированные железорудные комплексы. Этот пояс представляет собой чешуированную западную окраину архейского Курского кратона. Непосредственным продолжением Крупецко-Знаменского пояса на территории УЩ является

Криворожский пояс, который протягивается вдоль окраины Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области. Характерной особенностью Криворожско-Брянского коллизионного орогена является встречное перемещение тектонических покровов, в результате которого была сформирована общая антиформная («гребневидная») структура орогена в целом.

Ингуло-Кулажинский гнейсовый пояс прослеживается с севера на юг на протяжении более 600 км при ширине около 200 км. В строении пояса преобладают глиноземистые гнейсы (метаосадки) гранулитовой фации с небольшим участием амфиболитов. Значительная мощность метаосадков, изотопно-геохимические признаки вовлечения древнего континентального источника сноса и особенности состава метаосадков позволяют предполагать, что осадконакопление (формирование протолита гнейсов) протекало в пределах эпиконтинентального бассейна, окруженного областью со слаборасчлененным рельефом и интенсивно проявленными процессами химического выветривания [Rosen *et al.*, 2006]. Оценки параметров метаморфизма отвечают переходной зоне между высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой фациями: 690–720 °С и 7.5–8.0 кбар [Savko, 1999]. В южной части пояса в пределах УЩ оценки температур метаморфизма достигают 800 °С при аналогичных или несколько более низких давлениях [Shcherbakov, 2005]. В составе осадочного протолита преобладали продукты денудации архейского основания, возраст гранулитового метаморфизма – 2.13 млрд лет, возраст последовавшей мигматизации – около 2.05 млрд лет [Claesson *et al.*, 2001; Rosen *et al.*, 2006].

Ингулец-Брянский грануито-гнейсовый пояс протягивается с севера на юг более чем на 600 км при ширине около 50 км. Высокий уровень магнитного поля над этим поясом определяется значительным участием в разрезе магнетитовых кварцитов и эвлизитов (магнетит-силикатных пород). Пиковые параметры гранулитового метаморфизма равны 800–850 °С при давлении 5.5–6.0 кбар [Savko, 1999].

Крупецко-Знаменский пояс протягивается в меридиональном направлении, образуя с Ингулец-Брянским грануито-гнейсовым поясом структурно согласованную тектоническую систему (рис. 1, 2). Крупецко-Знаменский пояс является непосредственным продолжением расположенного южнее Криворожского пояса. Ширина обоих поясов, как правило, составляет 10–15 км, суммарная протяженность превышает 600 км. Пояс отличается более низким уровнем метаморфизма и, по существу, представляет собой интенсивно деформированную окраину архейского Курского кратона. Восточная граница пояса намечается с определенной условностью, так как уровень деформаций снижается в восточном направлении скачкообразно-постепенно.

Ороген Курской магнитной аномалии (КМА). В строении орогена главную роль играют железорудные

вулканогенно-осадочные пояса (рис. 1, 2). Второй по значимости компонент представлен субвулканическими и интрузивными комплексами мафит-ультрамафитового, кислого и щелочного состава. С заключительной стадией эволюции связано формирование гранито-гнейсовых куполов.

Железорудные вулканогенно-осадочные пояса характеризуются преимущественно северо-западным простиранием (рис. 1, 2). Они представлены ассоциацией протяженных (до 100 км и более) тектонических чешуй небольшой мощности и пологих асимметричных структур синклинального строения шириной от 20 до 50 км, частично сорванных с архейского основания. Глубина залегания подошвы крупных синформ по геофизическим данным оценивается в 5–8 км. Пологие юго-западные крылья синформ в большей степени сохраняют участки нормального стратиграфического контакта с породами архейского основания, тогда как северо-восточные крылья нередко запрокинуты и/или перекрыты надвинутыми в юго-западном направлении породами архейского гранит-зеленокаменного комплекса. Северо-восточные крылья Белгородской и Михайловской синформ нарушены овальными структурами гранито-гнейсовых куполов. Близ западной границы орогена железорудные пояса меняют северо-западное простирание на субмеридиональное, согласованное с простиранием границы между орогенами. Перерыв тектонической активности, предшествовавший формированию палеопротерозойских толщ, зафиксирован образованием коры выветривания на архейских породах Курской ГЗО и несогласным залеганием палеопротерозойских толщ относительно архейских структур. В некоторых участках разрезы железорудных поясов отделены от архейского основания породами *лебединской серии*, сформированными в конце неогархея. Длительная тектоническая пауза от ~2.9 до ~2.6 млрд лет предшествовала накоплению осадочных пород и ультракалийных кислых вулканитов лебединской серии [Mints *et al.*, 2010, and references therein], что позволяет связывать их появление с инициальной стадией палеопротерозойского рифтинга архейского кратона. Соотношения лебединской серии с перекрывающей ее курской серией включают относительно краткий стратиграфический перерыв и отсутствие структурного несогласия [Polishchuk *et al.*, 1970; Nozhkin, Krestin, 1984].

Курская серия, образующая нижнюю часть палеопротерозойского разреза, включает две свиты: нижнюю – стойленскую и верхнюю – коробковскую. Стойленская свита сложена в основании кварцевыми аренитами с линзами кварцевых конгломератов и гравелитов, ортокварцитами. Выше залегают метаалевролиты и метапелиты, филлитовые и углеродистые сланцы. Мощность свиты варьируется от нескольких метров в антиформных структурах, расположенных в промежутках между интенсивными магнитными аномалиями), до сотен метров в крупных синформах [Krestin,

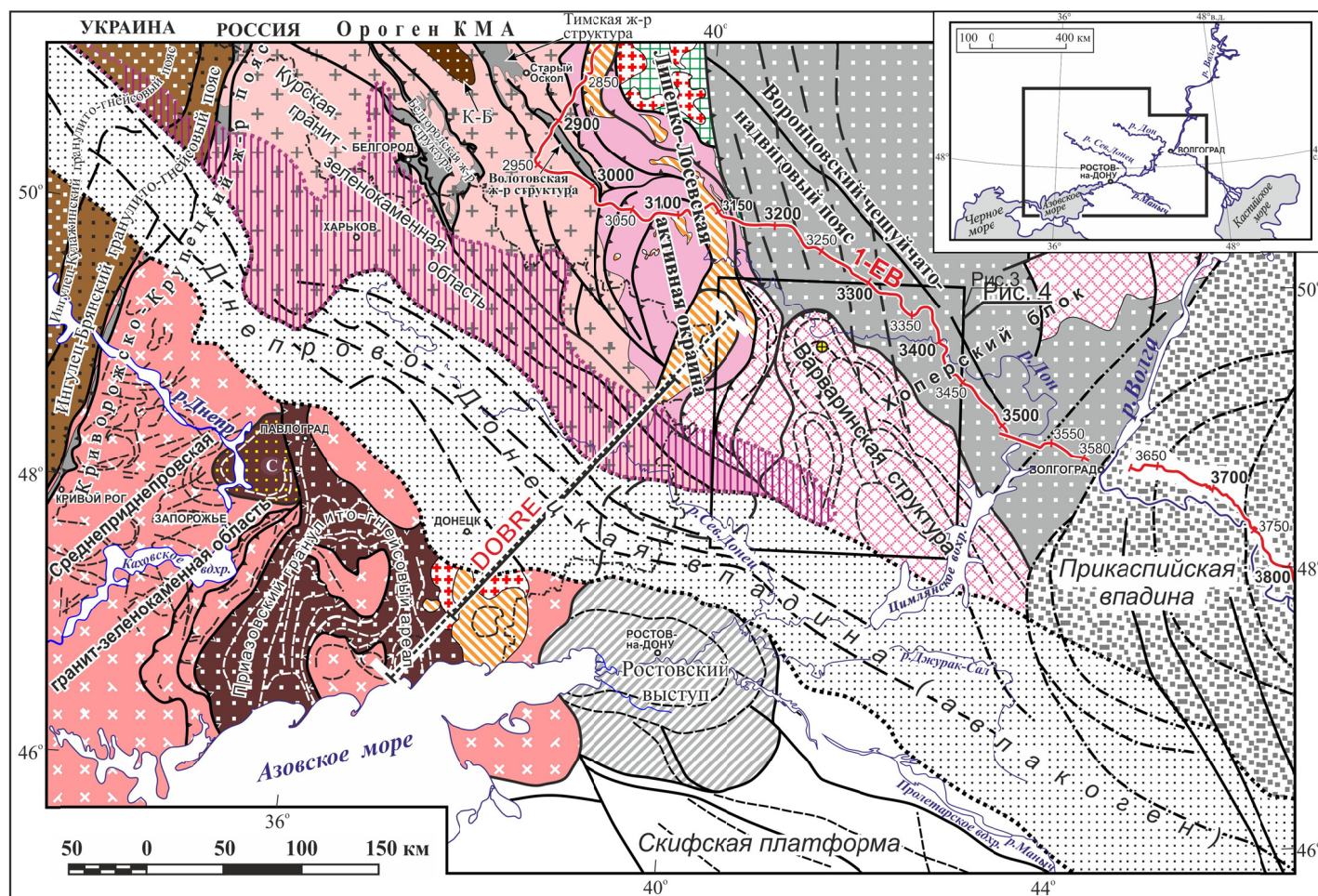


Рис. 2а. Геологическая карта юго-восточной части Восточно-Европейского кратона.

Fig. 2a. The geological map of the south-eastern segment of the East European craton.

1975; Plaksenko et al., 1980]. Коробковская свита (железисто-кремнисто-сланцевая формация) залегает на стойленской свите без каких-либо следов несогласия. В наиболее полных разрезах коробковская свита сложена чередующимися толщами железистых кварцитов и сланцев, общая мощность которых превышает один километр. С коробковской свитой связан ряд уникальных по запасам железорудных месторождений, сгруппированных преимущественно в пределах Крупецко-Рыльского, Железногорско-Михайловского, Белгородского и Оскольского рудных полей. Между курской серией и перекрывающими породами *оскольской серии* наблюдаются как постепенные переходы, так и стратиграфическое несогласие. Вулканыты в составе оскольской серии образованы бимодальной ассоциацией рифтогенного типа: сочетанием высококалийных липаритов с подчиненным количеством метамафитов (Михайловская структура) и высокотитанистых метатолитов (Тим-Ястребовская структура) [Nozhkin, Krestin, 1984]. Мощность разрезов достигает нескольких километров. Оценки температур *метаморфизма*

железородных поясов варьируются от участка к участку в интервале от 420–500 до 580–620° С при давлениях от 2–3 до 5 кбар [Savko, Polyakova, 2000; Savko, Kal'mutskaya, 2001; Savko et al., 2003; Savko, Poskryakova, 2003]. Относительно высокие температуры метаморфизма вулканогенно-осадочных пород на небольших или умеренных глубинах свидетельствуют о том, что температуры в подстилающей архейской коре должны были достигать уровня гранулитовой фации. Структурные особенности орогена КМА позволяют заключить, что тектоническое сжатие на коллизионном этапе имело субширотную ориентировку и сопровождалось сдвиго-надвиговыми дислокациями (транспрессией) вдоль диагональных разрывов северо-западного простирания. Широкое развитие чешуйчато-надвиговых дислокаций позволяет рассматривать район КМА в качестве структуры орогенного типа.

Существование бассейнов железнакопления можно приблизительно отнести к интервалу 2.5–2.05 млрд лет [Tugarinov *et al.*, 1964; Shcherbak *et al.*, 1989, 1992]. Наиболее интенсивные магматические процессы



Рис. 26. Таблица условных обозначений (соответствует рисункам 2–4 и 6–7).

Fig. 26. The legend for Figures 2, 3, 4, 6, and 7.

рифтогенного типа отвечали началу (~2.5 млрд лет) и концу (~2.20–2.05 млрд лет) этого интервала. Наиболее интенсивные проявления магматизма отвечают интервалу 2.09–2.04 млрд лет [Shcherbak et al., 1992; Artemenko et al., 1992; Artemenko, 1995, 1997, 1998].

Восточно-Воронежский ороген включает Липецко-Лосевский вулканоплутонический и Воронцовский чешуйчато-надвиговый пояса, которые разделены Ло-

севско-Мамонским швом. Мощность зоны тектонитов, связанных с этим швом, достигает нескольких километров [Raskatov et al., 1976]. Особенности геологического строения, демонстрируемые геологическими картами ВКМ [Molotkov et al., 1999; Sarkisova, 2001], и результаты геологической интерпретации сейсмического образа коры по геотраверсу 1-ЕВ [Mints et al., 2010] показывают, что породы Липецко-Лосевского

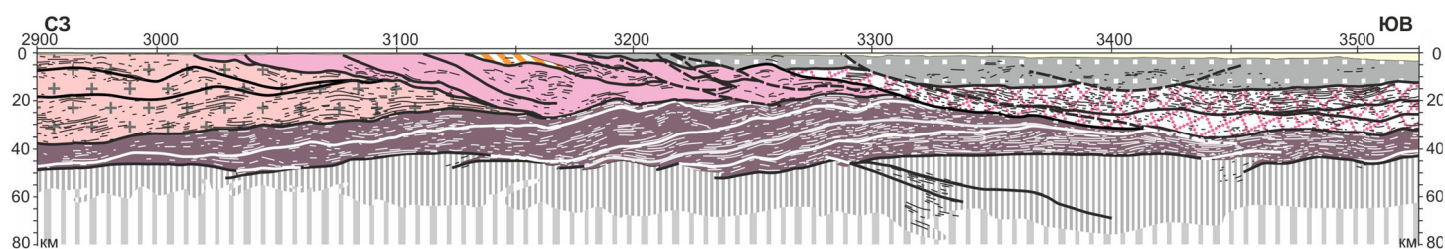


Рис. 3. Геологический разрез по геотраверсу 1-ЕВ в интервале 2900–3500 км (по [Mints et al., 2010], адаптировано к содержанию статьи). Условные обозначения – см. на рис. 2.

Fig. 3. The geological cross-section along geotraverse 1-EU for the segment from 2900 to 3500 km (according to [Mints et al., 2010], adapted for the article's content). See the legend in Fig. 2.

пояса размещены поверх Курской ГЗО. В свою очередь, основание палеопротерозойского разреза Воронцовского пояса образовано породами Хоперского блока.

Обширная область коры на востоке ВКМ, сложенная на уровне поверхности фундамента воронцовской серией, первоначально получила наименование Восточно-Воронежской или Бобровско-Воронцовской [Gorbunov et al., 1973]. Впоследствии эта структурная область обозначалась как Калач-Эртильская или Хоперская [Chernyshov et al., 1997]. Известны и другие названия: Калач-Эртильская, Восточно-Воронежская, Хоперская, Воронежско-Калачевская, Бобровско-Воронцовская структурно-формационные зоны. Несмотря на многолетнюю историю изучения воронцовской серии и пространственно связанных с ней рудоносных мафит-ультрамафитовых интрузивов, геодинамическая природа этой структуры оставалась во многом неясной. Были предложены различные варианты ее тектонической интерпретации: в качестве эпикратонного осадочного бассейна [Bocharov, Chernyshov, 1985], деформированного рифтогенного бассейна или преобразованной пассивной окраины [Rundquist et al., 1999], аккреционной призмы [Bush et al., 2000; Shchipansky et al., 2007]. В работе [Mints et al., 2010] мы вернулись к наименованию Хоперский блок (кратон), понимая под этим названием континентальную массу, образованную слабоизученной гранитогнейсовой (гранит-мигматитовой) ассоциацией пород предположительно архейского возраста, которая в современной структуре отделена от кратона Волго-Уралья позднепалеопротерозойским Северо-Воронежским, а от Курского кратона – среднепалеопротерозойским Восточно-Воронежским коллизионным орогеном. Непосредственным участием Хоперского блока в строении Восточно-Воронежского орогена определяется специальное внимание, которое мы уделяем его характеристике в данной статье.

Воронцовский чешуйчато-надвиговый пояс охватывает восточную половину Восточно-Воронежского орогена. В меридиональном направлении протяжен-

ность пояса превышает 600 км при ширине более 200 км. Породы воронцовской серии развиты на площади около 100000 км². Материалы глубинного геологического картирования и анализ сейсмических образов коры по профилю 1-ЕВ в интервале 3300–3600 км (рис. 3) показывают, что воронцовская серия подстилается мощной корой предположительно архейского возраста, которую мы соотносим с кратко охарактеризованным выше блоком Хопер [Mints et al., 2010]. Фрагменты разрезов, которые по составу, уровню метаморфизма и возрасту коррелируются с воронцовской серией, известны к северо-востоку от ВКМ – в пределах Волго-Уральского кратона, где они подстилаются архейскими гранулитогнейсовыми комплексами [Bogdanova, 1986; Mints et al., 2010 and references therein]. Эта особенность распространения воронцовской серии свидетельствует о единстве (совмещении) Сарматии и Волго-Уралии в середине палеопротерозоя. В конце палеопротерозоя активные процессы рифтообразования разделили эти континентальные области, которые вскоре были вновь объединены разместившимся между ними Северо-Воронежским орогеном.

Воронцовская серия представляет собой мощную толщу песчанико-сланцевых флишеидных отложений. Отмечены участки развития углисто-графитовых сланцев и графитовых гнейсов [Zaitsev et al., 1978]. Согласно результатам детального петрографического и петрохимического исследования пород воронцовской серии, приведенным в диссертационной работе Е.М. Гурвича [Gurvich, 1975], в составе обломочного материала значительную роль играют вулканомиктовые и туфогенные компоненты. В менее измененных разностях сохранились реликтовые структуры и роговчатая форма кварцевых частиц. Значительная часть метапсаммитов и сланцев воронцовской серии отвечает по составу грауваккам. Спорадическое присутствие голубого кварца, первично-высокотемпературное происхождение которого подтверждается наблюдающимися в его зернах включениями тончайших иголок рутила и высоким (до 0.03 %) содержанием титана [Gurvich, 1975], свидетельствует о высокотем-

пературном типе вулканических извержений. Мощность серии в разрезе по профилю 1-ЕВ достигает 15 км (рис. 3), что позволяет говорить о грандиозном объеме отложений. Объем осадков, сохранившихся в современной структуре, можно оценить величиной порядка 10–15 миллионов км³, что лишь на порядок меньше объема осадков, заполняющих Прикаспийскую впадину. Метаморфические преобразования воронцовской серии относятся к андалузит-силлиманитовой фациальной серии [Lebedev, 1972]. Характерна пространственная зональность типа термальных ореолов. В высокотемпературных зонах сланцы преобразуются в гнейсы с крупночешуйчатым биотитом, мусковитом, гранатом, силлиманитом, калишпатом и кордиеритом. В известково-силикатных породах появляются клиноцоизит, амфиболы, диопсид и гранат. Прогрессивный Р-Т тренд характеризуется ростом температуры от 460 до 750 °С и давления от 2–3 до 5–6 кбар. Поскольку в современной структуре низко- и высокотемпературные ассоциации размещены на одном уровне, следует предполагать подъем высокотемпературных разностей [Savko, Gerasimov, 2002].

Верхняя возрастная граница осадконакопления зафиксирована возрастом ультрамафит-мафитовых ксенолитов в кварцевых диоритах Новомеловатского массива – 2.13 млрд лет [Kremenetsky et al., 2007]. Оценка возраста зонального метаморфизма по метаморфогенным цирконам из зоны биотит-силлиманитовых гнейсов составила 2.10 млрд лет [Bibikova et al., 2009]. Детальное геохронологическое исследование методом Th-U-Pb химического датирования (CHIME) метаморфических монацитов дало более молодые оценки в интервале 2.02–2.00 млрд лет [Savko et al., 2012], которые могут фиксировать повторный термальный импульс.

Воронцовский пояс включает многочисленные интрузивные тела, образованные рудоносными (Cu-Ni, Pt) мафит-ультрамафитами и гранитоидами. Максимальная насыщенность интрузивными телами установлена в западной части пояса в полосе шириной 50–130 км при протяженности до 400 км, непосредственно примыкающей к Лосевско-Мамонскому шву.

Мамонский комплекс включает дифференцированные массивы дунит-перидотит-габброноритовой формации [Chernyshov, 1996]. Как правило, это массивы небольших размеров и разнообразной морфологии: дугообразные и изометрично-овальные в плане, они образуют в разрезе крутопадающие пластообразные, трубообразные и факколитоподобные тела. Возраст комплекса – 2.08 млрд лет [Chernyshov et al., 1990]. В охарактеризованных ниже кварцевых диоритах Новомеловатского массива встречены ультрамафит-мафитовые ксенолиты (оливинсодержащие плагиовестериты-меланогаббронориты-лейкогаббронориты). Возраст ксенолитов – 2.13 млрд лет [Kremenetsky et al., 2007], вероятно, отвечает началу формирования мамонского комплекса.

Еланский комплекс объединяет значительные по размеру (до 90 км² в плане) лополитообразные дифференцированные массивы пироксенит-норит-диоритовой формации с возрастом 2.06 млрд лет [Chernyshov et al., 1990; Chernyshov, 1996]. Воронежской параметрической скважиной было вскрыто интрузивное тело, названное Новомеловатским массивом, которое образовано биотит-гиперстеновыми диорит-порфиритами, биотит-роговообманковыми кварцевыми диоритами и роговообманково-биотитовыми и биотитовыми гранодиоритами. Геохимические тренды дифференциации и закономерности распределения РЗЭ указывают на принадлежность этих пород к единой дифференцированной магматической серии. Становление Новомеловатского массива связано с узким временным интервалом 2.06–2.05 млрд лет [Kremenetsky et al., 2007]), что наряду с особенностями состава позволяет соотносить его с еланским комплексом.

Бобровский комплекс биотитовых и биотит-мусковитовых гранитов S-типа объединяет ряд мелких (до 5 км²) и средних (до 50 км²) интрузивов. Жильная фация представлена гранит-порфирами, аплитами и пегматитами. Возраст комплекса – 2.02 млрд лет [Bibikova et al., 2009]. Близкие по возрасту пироксенсодержащие высокотемпературные микроклиновые граниты вскрыты Терсинской скважиной, пройденной в северо-восточной части области, перекрытой породами воронцовской серии. Согласно данным бурения, в этой области также распространены метаморфические породы и гранитогнейсы, которые можно соотносить с Хоперским блоком, а также породы воронцовской серии. Возраст терсинских гранитов близок возрасту бобровского комплекса – 2.05–2.04 млрд лет [Bibikova et al., 2009].

Сведения о породах Хоперского блока до недавнего времени были ограничены результатами бурения в районах Саратовского и Волгоградского правобережья. В фундаменте Восточно-Европейской платформы выделены чередующиеся зоны северо-западного простирания. В пределах «Хоперской антиклинорной зоны» преобладают амфибол-биотитовые, гранат-амфибол-биотитовые плагиогнейсы, амфиболиты, плагиограниты и гранодиориты предположительно архейского возраста. Другие зоны сложены сланцами воронцовской серии и микроклиновыми турмалинсодержащими гранитами предположительно протерозойского возраста [Karpov et al., 1967]. В южной части Воронцовского пояса в тектоническом окне обнажаются архейские породы, слагающие Варваринский выступ [Belov, 1969; Granovsky, Zelenshchikov, 2008]. Предполагалось, что диаметр овального тектонического окна составляет ~40 км по длинной оси [Kolosovskaya, 1992]. В дальнейшем, с учетом особенностей геофизических полей, область предполагаемого распространения архейских пород в южной части Хоперского блока была значительно расширена [Molotkov et al., 1999; Sarkisova, 2001]. Детальный анализ геофизических ма-

териалов, недавно полученных в ЗАО «Аэрогеофизика», позволил значительно уточнить и расширить эти представления и, в частности, установить синформный характер архейской структуры, которая первоначально была названа «Чирской синформой». В предлагаемой статье мы сохраняем более раннее наименование структуры, повторяющее название Варваринского хутора, близ которого была пробурена скважина, вскрывшая породы фундамента (рис. 1, 2, 4).

В результате интерпретации гравитационных и магнитных карт, полученных в «Аэрогеофизике» в 2008–2011 гг., были построены 3-мерные петрофизические модели коры Варваринской структуры (на базе эффективных оценок плотности и намагниченности пород; методология моделирования реализована в пакете СИГМА-3D – Структурная Интерпретация Гравитационных и Магнитных Аномалий) [Babayants et al., 2003, 2004]). Наиболее информативные материалы представлены на рис. 4, 5. Контуры Варваринской структуры, замыкающейся в северо-западном направлении и расширяющейся к юго-востоку, равно как и контуры овальных образований в ее внутренней области, отчетливо читаются на картах аномального магнитного поля и его производных. Преобладание высокоплотных пород в северной части структуры демонстрируется картой поля силы тяжести и картой эффективной плотности. Кроме того, карты, представленные на рис. 4, свидетельствуют о значительных различиях в петрофизических характеристиках палеопротерозойских пород Донской ассоциации и Павловского комплекса, принадлежащих Липецко-Лосевской активной окраине, с одной стороны, и пород, образующих Варваринскую структуру – с другой. Первым отвечают более высокие значения магнитного поля и намагниченности и относительно более низкие значения поля силы тяжести и оценки эффективной плотности. Эти различия демонстрируются также и мелкомасштабными картами региональных физических полей (см., например, в [Mints et al., 2010]). Сопоставление продольного и поперечного сечений 3-мерной петроплотностной модели Варваринской структуры (рис. 5) демонстрирует ее синформное внутреннее строение, воздымание к северо-западу и погружение в противоположном направлении. Сечения петромагнитной модели оказались малоинформативными. Поперечный разрез магнитной модели в согласии с петроплотностным разрезом свидетельствует о перекрытии северо-восточного крыла структуры низкоплотными и низкомагнитными породами воронцовской серии.

Модельные петрофизические характеристики структуры в сочетании с данными, полученными при бурении Варваринской скважины, свидетельствуют, что в основании «разреза» значительную роль играют высокоплотные породы, в некоторых «слоях» отличающиеся высокой намагниченностью, которые можно сопоставить с метапироксенитами и амфиболовыми гнейсами, обнаруженными при бурении Варваринской

скважины [Granovsky, Zelenshchikov, 2008]. Преобладающая по площади юго-восточная часть Варваринской структуры сложена породами умеренной плотности и намагниченности, предположительно плагиогнейсами и амфиболитами.

Липецко-Лосевский вулканоплутонический пояс располагается на восточной окраине Курского кратона (соответственно, к востоку от внутриконтинентального орогена КМА) и непосредственно граничит с Воронцовским поясом (см. рис. 1, 2). Лосевская серия – один из главных компонентов этого пояса, образована метатолитами (зеленые сланцы, актинолитовые амфиболиты, амфиболиты), метадацитами и метариолитами, а также метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами. В качестве лосевской серии палеопротерозойского возраста эти метавулканиды были впервые выделены Ю.С. Зайцевым [Zaitsev, 1966]. Впоследствии на изданных картах ВКМ серия обозначалась как верхнеархейская, а в действующей стратиграфической схеме она отнесена к неразделенному верхнему архею – нижнему протерозою [Molotkov et al., 1999; Sarkisova, 2001].

Известны взаимоисключающие оценки формационной принадлежности метавулканидов, в частности отмечался полимодальный характер вулканизма с геохимическими особенностями, свойственными для островодужных систем [Gorbunov et al., 1973; Terent'ev, 2002; Shchipansky, Bogdanova, 1996]; с другой стороны, предлагалась возможность интерпретации лосевской серии в качестве бимодальной ассоциации, возникшей при рифтогенезе древней сиалической коры [Terent'ev, 2002]. По геохимическим характеристикам, полученным А.А. Щипанским с соавторами [Shchipansky et al., 2007], метавулканиды лосевской серии образуют бимодальную ассоциацию, формировавшуюся на активной окраине. Уровень метаморфизма повышается от фации зеленых сланцев в северной части пояса до верхов эпидот-амфиболитовой и низов амфиболитовой фации в его южной части [Zaitsev et al., 1978]. Оценки максимальных значений параметров метаморфизма достигают 500–600 °С при давлении 5–6 кбар [Savko, Gerasimov, 2002]. Возраст лосевской серии непосредственно не установлен. Верхняя возрастная граница определяется возрастом гранитоидов Усманского комплекса, прорывающих лосевскую серию, – 2.10 млрд лет.

Интрузивные комплексы в пределах Липецко-Лосевского пояса представлены широким кругом близких по возрасту пород разного состава – от ультраосновного и основного до кислого. Пространственно и, по-видимому, генетически с метатолитами лосевской серии связаны небольшие тела метаморфизованных ультраосновных и основных интрузивных пород. Крупные гранитоидные тела, сложенные кварцевыми диоритами, тоналитами, диоритами и плагиогранитами (трондьемитами), овальной формы от 10 до 40 км в поперечнике, сопровождаемые многочисленными

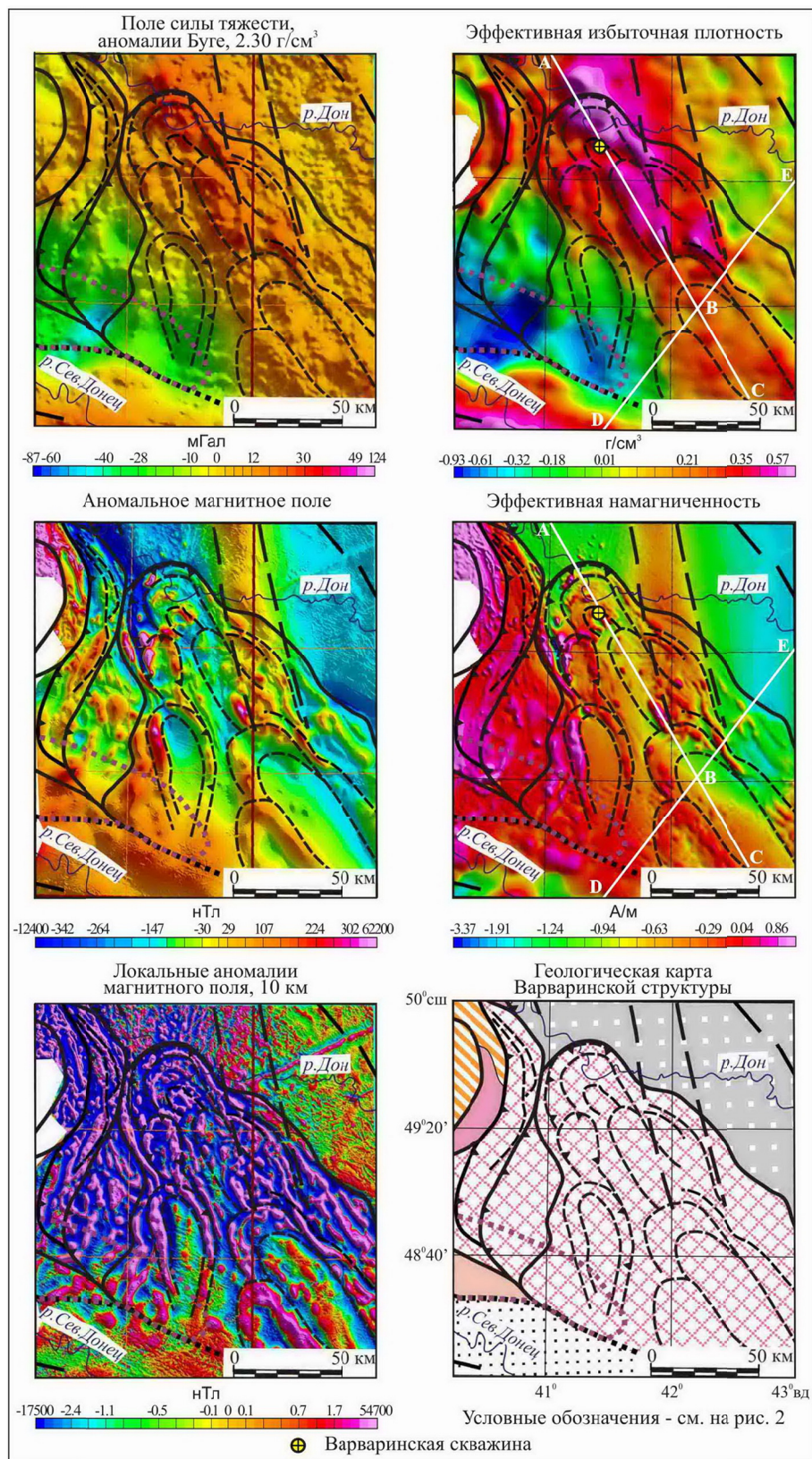


Рис. 4. Варваринская структура: карты физических полей и эффективных петрофизических параметров (по материалам ЗАО ГНПП «Аэрогеофизика»), геологическая карта.

Положение рисунка и условные обозначения к геологической карте – см. на рис. 2.

Fig. 4. The Varvarino structure: maps of geophysical fields and effective petrophysical parameters (according to data provided by *Aerogeophysics Inc.*), and a geological map.

See the location shown in the figure and the legend to the geological map in Fig. 2.

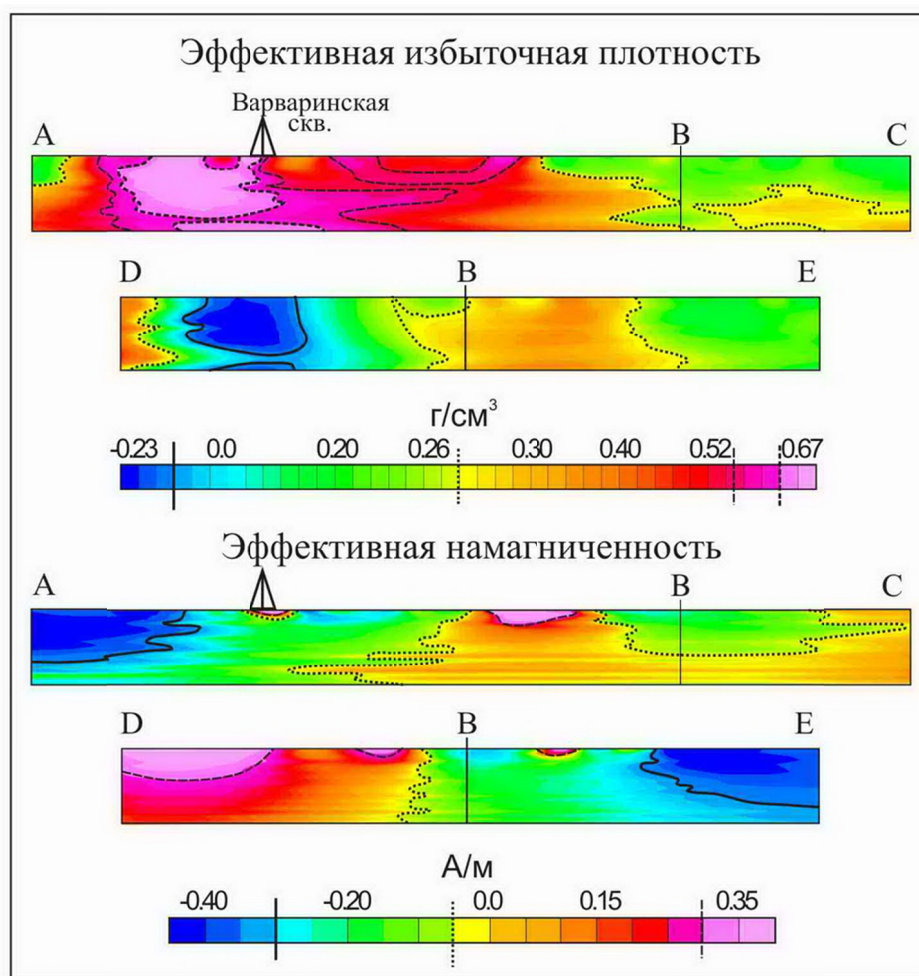


Рис. 5. Разрезы – вертикальные сечения 3-мерных моделей эффективных значений плотности и намагниченности горных пород в районе Варваринской структуры (по материалам ЗАО ГНПП «Аэрогеофизика»). Размещение разрезов – см. на рис. 4.

Fig. 5. Cross-sections – vertical profiles of 3D models of effective values of density and magnetization of rocks in the area of the Varvarino structure (according to data provided by Aerogeophisica Inc.). Locations of the cross-sections are shown in Fig. 4.

дайки, относят к усманскому комплексу. По петро-геохимическим и изотопно-геохимическим характеристикам [Shchipansky et al., 2007] трондьемиты усманского комплекса близки риолитам лосевской серии. Возраст усманского комплекса – 2.10 млрд лет [Bibikova et al., 2009]. Изотопный состав Nd в риолитах, отнесенный к 2.10 млрд лет (инициальные значения ϵ_{Nd} варьируются в узком интервале от +1.3 до +2.4), предполагает небольшое участие корового компонента, обогащенного легкими РЗЭ. Более высокие инициальные значения ϵ_{Nd} (от +3.1 до +6.0), характеризующие усманские трондьемиты, указывают на ювенильный мантийный источник трондьемитовых магм.

Гранитоиды Павловского комплекса преимущественно распространены в южной половине Липецко-Лосевского пояса. Комплекс представлен массивами протяженностью до 150 км, сложенными преимущественно мигматитами и разгнейсованными субщелоч-

ными роговообманково-биотитовыми граносиенитами, гранодиоритами, подчиненно сиенитами и гранитами. В поперечном сечении вдоль профиля 1-ЕВ (см. рис. 3) массивы Павловского комплекса представляют собой пластинообразные тела, залегающие субсогласно в структуре Липецко-Лосевского пояса. Павловские граносиениты несколько моложе усманских плагиогранитов, их возраст равен 2.08 млрд лет [Bibikova et al., 2009].

В пределах Приазовской провинции УЩ вероятными аналогами Павловского комплекса являются гиперстеновые и двупироксеновые кварцевые сиениты и граниты Хлебодаровского комплекса, близкие по минеральному составу чарнокитам, возраст которых составил 2.05 млрд лет [Yesipchuk et al., 1990], и граносиениты кальмиусского массива [Shcherbakov, 2005]. Возрастными аналогами усманского комплекса в пределах Приазовской провинции УЩ являются монаци-

тоносные плагиомикроклиновые гранитоиды *анадольского комплекса* (см. рис. 2), датированные 2.09 млрд лет [Vasilchenko et al., 1992; Shcherbakov, 2005]. Однако по особенностям состава анадольские гранитоиды более близки породам павловского комплекса.

Известково-щелочные и субщелочные диоритогнейсы *Донской ассоциации* преобладают в южной половине Липецко-Лосевского пояса. Обычно предполагается, что эти породы имеют раннеархейский возраст [Molotov et al., 1999; Sarkisova, 2001]. Однако, согласно данным А.А. Щипанского с соавторами, диоритогнейсы и размещенные среди них субщелочные гранитоиды павловского комплекса имеют очень близкие Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохронологические характеристики, что указывает на взаимосвязанное формирование этих пород. По петро- и геохимическим характеристикам гнейсы *Донской ассоциации* и гранитоиды павловского комплекса сопоставимы с породами активных континентальных окраин фанерозоя, формировавшимися на субдукционном или раннеорогенном этапе тектонической эволюции [Shchipansky et al., 2007].

Интрузивная деятельность в пределах и в тылу Липецко-Лосевской активной окраины на удалении до нескольких десятков километров от Лосевско-Мамонского шва завершилась внедрением интрузий типично платформенного типа. Начало этот процесса отмечено формированием *ольховского комплекса* 2.05 млрд лет назад [Chernyshov et al., 1998]. Наибольшими размерами отличается концентрически-зональный Ольховский массив, давший название всему комплексу. Периферические части массива сложены габбро-норитами, центральная зона – монцонитами и монцогранитами. Незначительно более молодой возраст предполагается для щелочных пироксенитов, сиенитов и карбонатитов *Дубравинского комплекса* и гранитов-рапакиви *олимпийского комплекса* – около 2.0 млрд лет [Kryvdik et al., 1987; Bocharov, Frolov, 1993].

В Приазовской провинции УЩ интрузивные тела, в том числе массивы щелочных пород, относящиеся к этому этапу, пользуются более широким распространением. С.Г. Кривдик с соавторами [Kryvdik et al., 2009] соотносят массивы щелочных пород с двумя разновозрастными формациями: 1) щелочно-ультраосновной (2.1–2.0 млрд лет) и 2) габбро-сиенитовой (1.8–1.7 млрд лет). Представителем первой формации является *черниговский комплекс* щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов. К вытянутому в меридиональном направлении на 20 км при ширине до 600 м черниговскому массиву приурочено Новополтавское редкометальное месторождение (Nb, Ta, РЗЭ, апатит) [Kalashnik, 2011, and references therein]. Оценки возраста Черниговского комплекса находятся в интервале от ~2.10 млрд лет [Zagnitko, Lugovaya, 1989] до 1.92–1.91 млрд лет [Yatsenko et al., 2002]. Шире распространены массивы габбро-сиенитовой формации. *Южнокальчикский комплекс* объединяет субщелочные габ-

бро, анортозиты (андезиниты), верлиты, габбросиениты, монцониты, сиениты, кварцевые сиениты, амфибол-биотитовые граниты и сиенит-пегматиты [Shcherbakov, 2005]. Южнокальчикский массив, давший название комплексу, имеет много сходных черт с анортозит-рапакивигранитными плутонами [Kryvdik et al., 2009]. К сиенитовому штоку в южной части Володаровского массива приурочено характерное для внутриплитной обстановки цирконий-редкоземельное месторождение [Marchenko, Strekozov, 1999]. *Октябрьский комплекс* образован габбро-пироксенитами, субщелочными основными и ультраосновными породами, щелочными и нефелиновыми сиенитами, мариуполитами. В дайковой серии Октябрьского массива участвуют жильные карбонатиты и/или карбонатитоподобные породы [Kryvdik et al., 2009]. К этому же типу относится Малотерсянский щелочной массив, размещенный в северной части Ореховско-Павлоградской зоны [Kalashnik, 2011]. Небольшие массивы *каменноугольско-го комплекса* образованы лейкократовыми биотитовыми и мусковит-биотитовыми гранитами. К Краснокутскому массиву приурочены литиеносные сподуменовые и петалитовые пегматиты. По разным оценкам возраст перечисленных интрузивных комплексов равен ~1.80 млрд лет [Shcherbakov, 2005, and references therein]. В северной части Воронцовского пояса в виде крупных кольцеобразных интрузий (лополитов) распространены массивы *новогольского комплекса*, которые рассматриваются в качестве троктолит-габброноритовой трапповой формации [Chernyshov, 1994].

Таким образом, проявления внутриплатформенного магматизма, для которого обычно предполагается связь с эндогенной активностью плюмового типа, заключены в интервале от 2.0 до 1.8 млрд лет, хотя наиболее ранние интрузивы внедрялись уже около 2.05 млрд лет.

3. ОБЪЕМНАЯ МОДЕЛЬ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ВОСТОЧНО-ВОРОНЕЖСКОГО ОРОГЕНА

Геотраверс 1-ЕВ пересекает структуры Восточно-Воронежского коллизионного орогена в интервале 2900–3500 км в субширотном – юго-восточном направлении. Приблизительно перпендикулярно ему в северо-восточном направлении ороген пересечен профилем DOBRE (см. рис. 2). Совмещение обоих сечений позволяет создать объемное представление о глубинном строении Восточно-Воронежского орогена.

3.1. ГЕОТРАВЕРС 1-ЕВ

Сейсмический разрез архейской коры Курской гранит-зеленокаменной области по геотраверсу 1-ЕВ (см. рис. 3) в пределах ВКМ характеризуется значительной насыщенностью сейсмическими отражениями [Mints et al., 2010]. Уровень «отражаемости» не обнаружива-

ет зависимости от глубины. В отдельных участках наблюдается более или менее отчетливое чередование пологонаклонных пакетов, различающихся уровнем «отражательности». Благодаря этой особенности и, как правило, закономерной ориентировке отдельных отражений и интерференционных пакетов в целом, структурный рисунок коры распознается достаточно уверенно. Он характеризуется незакономерным чередованием частично «срезающих» друг друга куполовидных структурных форм. Структурные линии обычно выполаживаются к нижней границе «слоев», в некоторых случаях они отчетливо «срезаются» структурами подстилающей области коры. В свою очередь, «прозрачные» и «полупрозрачные» области имеют более или менее изометричные очертания и занимают текущее положение относительно структурного рисунка. В целом, особенности сейсмического образа коры позволяют с необходимой уверенностью трассировать границы отдельных коровых пластин. Раздел между отражающей нижней корой и «полупрозрачной» мантией прослеживается так же достаточно уверенно, демонстрируя сложное строение коро-мантийной границы. Нижняя часть разреза коры мощностью 3–10 км, расположенная непосредственно поверх этой границы, отличается весьма умеренной интенсивностью отражений. Мощность коры варьируется в интервале 40–50 км. Начиная с 2950 км, то есть с места, где профиль 1-ЕВ, совершив поворот на 90°, поворачивает к востоку и далее следует вкрест простирания в направлении границы Липецко-Лосевского и Воронцовского поясов, мощность архейской коры постепенно сокращается вплоть до полного выклинивания на уровне пикета 3300 км (см. рис. 3).

Липецко-Лосевский пояс пересечен геотраверсом 1-ЕВ в интервале 3010–3175 км. Нижняя граница пояса, начиная от выхода этой границы к поверхности фундамента, прослежена на глубину по рисунку отражений. Сейсмический образ, в принципе, подобен образу подстилающей «гранит-зеленокаменной» коры. В интервале 3150–3300 км картина отражений демонстрирует многочисленные антиформные складки, «набегающие» в западном направлении.

Строение коры Хоперского блока охарактеризовано сейсмическим образом в интервале от 3400 до 3580 км. Картина отражений разительно отличается от представленного выше образа архейской коры Курской ГЗО. В коре Хоперского блока в сечении профилем 1-ЕВ отчетлива субгоризонтальная расслоенность по уровню «отражательности». В разрезе коры выделяются четыре «слоя»: два относительно прозрачных с ограниченным числом закономерно ориентированных отражений и два других, насыщенных субпараллельными преимущественно субгоризонтальными отражениями.

Первый сверху прозрачный «слой» ограничен подошвой на глубине около 15 км и перекрыт платформенным осадочным чехлом. Ниже, в интервале глубин

от 15 до 25 км, залегает интенсивно отражающий «слой» мощностью около 10 км. Рельеф поверхности, разделяющей эти слои, в некоторой степени смоделирован пологонаклонными разрывами, которые намечены ориентировкой и распределением редких отражений в пределах верхнего «слоя». В некоторых случаях пологонаклонные отражения пересекают рисунок расслоенности второго «слоя» и даже проникают в третий «слой», который подобно первому выделяется низкой насыщенностью отражениями – является акустически «полупрозрачным». Мощность этого «слоя» не превышает 10 км. Его волнистоизогнутая подошва (она же – кровля нижнего отражающего «слоя») располагается на глубине 32–35 км. Наконец, в нижней части коры расположен «слой», насыщенный многочисленными отражающими площадками («зона рефлексивности») протяженностью до 10 км, формирующими типичный образ «расслоенной нижней коры». Подошва нижнего «слоя», то есть собственно коро-мантийная граница, прослеживается очень четко на глубине 43–45 км по смене пакетов нижнекоровых отражений акустически прозрачной мантийной областью. В целом, сейсмический образ коры в этом интервале напоминает кору Карельского кратона [Mints et al., 2009, 2010; Mints, 2011].

Вернемся к характеристике картины отражений на стыке двух типов глубинного разреза – в интервале приблизительно от 3000 до 3400 км. Три верхних «слоя», слагающих кору блока Хопер, воздымаются в западном направлении, надвигаясь на породы Донской ассоциации, чей структурный рисунок также демонстрирует складки, «набегающие» в западном направлении. Напротив, «расслоенная нижняя кора» блока Хопер погружается к западу, размещаясь в итоге под «гранит-зеленокаменной» корой Курского кратона (см. рис. 3). Соответственно, в интервале от 3350 до 3230 км граница коры и мантии погружается с 43 км до глубины 50–52 км.

Оценить достоверность геологической интерпретации сейсмического образа коры была призвана *Воронежская параметрическая скважина*, которая была пробурена в районе пикета 3205 км геотраверса 1-ЕВ в 2006–2007 гг. К сожалению, скважина была размещена между пикетами 3200 и 3205 км в 30 км восточнее Лосевско-Мамонского шва – «проверяемой» границы, пересечение которой ожидалось приблизительно на глубине 3 км, то есть на предельной глубине бурения. В результате бурения эта главная задача оказалась нерешенной: скважина не достигла подошвы воронцовской серии, но при ограниченной точности прогноза и в отсутствие необходимого резерва глубины полученный ответ не может считаться определенным.

Структурно-геологическая интерпретация разреза по профилю 1-ЕВ. На разрезе определены границы геологических комплексов, известных на поверхности фундамента по данным геологического картирования и интерпретации региональных

геофизических материалов (см. рис. 2) [Mints *et al.*, 2010]). В районе, пересеченном геотраверсом, Липецко-Лосевский пояс образован диорито- и гранодиорито-гнейсами Донской ассоциации, вмещающими силлообразные согласные и частично секущие тела граносиенитов павловского комплекса. Модельные плотности диорито-гнейсов и граносиенитов равны 2.70–2.75 г/см³. Структурный рисунок коры указывает на пространственную и структурную связь пород Донской ассоциации и павловских гранитоидов. В интервале 3015–3300 км породы этих двух комплексов совместно слагают линзовидный пакет тектонических пластин, надвинутых в западном направлении на породы Курской ГЗО (Курского кратона). Этот пакет с максимальной мощностью около 30 км достигает поверхности фундамента в интервале 3015–3175 км и выклинивается в восточном направлении в районе пикета 3300 км на глубине около 18 км (см. рис. 3). Подстилающий донские гнейсы Курский гранит-зеленокаменный комплекс в сечении геотраверсом 1-ЕВ имеет клиновидную форму, уменьшается в мощности в восточном направлении и полностью выклинивается к пикету 3150 км на глубине 25 км.

Куполовидные формы, характерные для сейсмического образа архейской коры Курской ГЗО, в принципе, согласуются с откартированной на поверхности фундамента геологической структурой, образованной незакономерно распределенными гранитогнейсовыми куполами и размещенными в межкупольных синформах осадочно-вулканогенными комплексами зеленокаменных поясов. Мощность гранит-зеленокаменного комплекса на разрезе составляет 35–40 км. Для нижней половины этого комплекса характерен более спокойный рисунок с полого изгибающимися структурными линиями, что в определенной степени сближает образ этой части разреза с образом «гранулитовой нижней коры». Модельные плотности гранит-зеленокаменного комплекса заключены в интервале 2.70–2.78 г/см³, что соответствует породам гранодиорит-тоналитового состава.

Четырехслойная кора в интервале 3390–3580 км целиком располагается в границах Воронцовского пояса и Хоперского блока. Верхний «слой» в интервале 3175–3570 км, очевидно, принадлежит терригенно-осадочному комплексу пород воронцовской серии с включениями мафит-ультрамафитовых и гранитных интрузивов. Модельная плотность этого комплекса составила 2.78 г/см³, в соответствии с известным набором и составом пород. «Слой» достигает максимальной мощности около 15 км в восточной части интервала. Состав трех коровых «слоев», залегающих ниже и не достигающих поверхности фундамента, может быть установлен лишь предположительно, с ориентацией на модельные оценки плотностей. Эти оценки составили: для второго по глубине слоя, насыщенного отражениями, – 2.85 г/см³; для третьего по глубине, умеренно-прозрачного, «слоя» – 2.78 г/см³; для самого нижнего,

интенсивно-отражающего, слоя – 2.8–2.9 г/см³ [Mints *et al.*, 2010]. Два слоя, насыщенные отражениями, получили относительно высокие оценки плотности, которые могут отвечать гнейсо-амфиболитовому комплексу или мигматизированному амфиболитовому или гранулитовому. С учетом размещения этого «слоя» под обширной областью континентальной коры по обе стороны от коллизионного шва уместно предположение о его формировании в результате андерплейтинга (подслаивания) мантийных расплавов. Для более определенного заключения необходимы независимые петрофизические данные, прежде всего оценки распределения скоростей.

В интервале 3000–4000 км картина отражений соответствует надвиго-поддвиговому ансамблю, образованному четырех-пятикратным повторением нижнекоревой пластины блока Хопер. Этот ансамбль можно рассматривать в качестве своеобразного аккреционного комплекса. Нижние пластины в интервале 3130–3200 км по профилю 1-ЕВ последовательно погружаются в мантию. Фрагменты «нижней коры» как бы растворяются в мантии и становятся компонентом «коро-мантийной смеси» – акустически прозрачной мантийной области, которую пересекают малопротяженные пакеты отражений, транслирующие в мантию структуры нижней коры.

3.2. Профиль DOBRE

Профиль DOBRE (см. рис. 2) пересекает восточную часть Приазовской провинции УЩ и юго-восточную часть ВКМ в северо-восточном направлении [Stovba *et al.*, 2006]. Главной задачей этого профиля было исследование палеозойского Донецкого складчатого сооружения – сегмента Днепровско-Донецкой впадины. Особенности строения раннедокембрийского фундамента платформы в этой работе были охарактеризованы лишь схематически, поэтому для выяснения особенностей строения раннедокембрийской коры М.В. Минцем была дополнительно выполнена геологическая интерпретация картины сейсмических отражений в разрезе по профилю DOBRE (рис. 6) – с учетом результатов исследований по геотраверсу 1-ЕВ (см. рис. 3) и геологических соотношений, представленных на карте фундамента (см. рис. 2).

Граница между областями коры, сложенными породами Курской ГЗО (в северной части профиля) и приазовского продолжения Среднеприднепровской ГЗО (в южной части профиля), контрастно выделяется, благодаря торцовому сочленению структурных рисунков. Курская ГЗО пододвинута под область коры Среднеприднепровской ГЗО. Акустически расслоенная «нижняя кора» прослеживается в основании разреза на всем протяжении профиля DOBRE – как под Курской, так и под Среднеприднепровской ГЗО. По оценкам, полученным в результате интерпретации данных ГСЗ, плотность «нижней коры» по

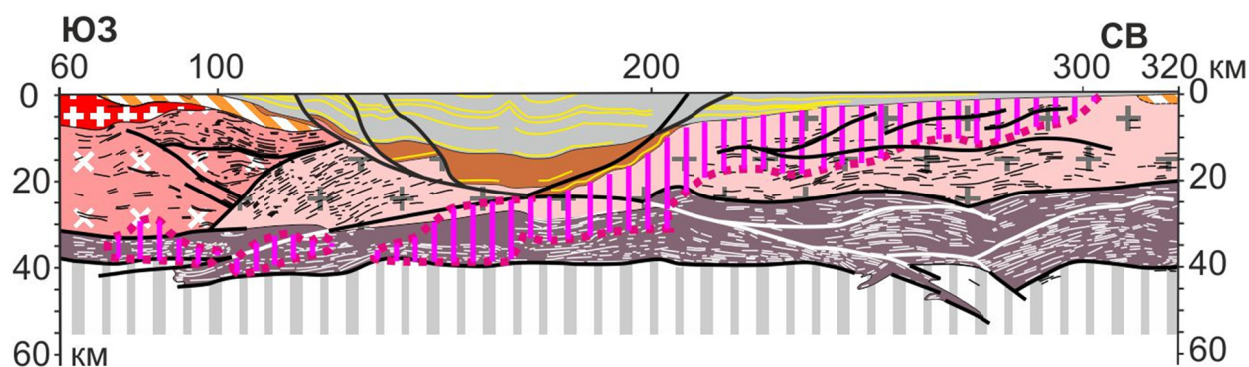


Рис. 6. Геологический разрез по профилю DOBRE.

Рисунок сейсмических отражений заимствован из [Stovba et al., 2006], геологическая интерпретация строения раннедокембрийской коры выполнена М.В. Минцем. Условные обозначения – см. на рис. 2.

Fig. 6. The geological cross-section along profile DOBRE.

Seismic reflections are taken from [Stovba et al., 2006]; the geological interpretation of the early Precambrian crust is done by M.V. Mints. See the legend in Fig. 2.

профилю DOBRE составляет $2.85\text{--}2.95\text{ г/см}^3$ (в согласии с расчетами по профилю 1-ЕВ) и достигает 3.10 г/см^3 под Днепровско-Донецкой впадиной [Stovba et al., 2006]. Реальность и вероятная природа предполагаемого возрастания мощности и плотности коры нижнекорового «слоя» заслуживают отдельного обсуждения, выходящего за рамки этой статьи.

Пространственное и структурное сопоставление разрезов вдоль профиля 1-ЕВ в интервале 3100–3400 км и вдоль профиля DOBRE позволяет достаточно уверенно коррелировать «нижнекоровый слой» в сечениях вдоль обоих профилей. Прослеживание этого «слоя» вплоть до южного конца профиля DOBRE согласуется с данными о распространении пород воронцовской серии в пределах Ростовского «выступа». Примечательно совпадение зоны резко пониженных значений поля силы тяжести, протягивающейся вдоль северной границы Днепровско-Донецкой впадины и выхода к поверхности фундамента акустически прозрачной области в коре, подстилающей северный борт впадины на разрезе по профилю DOBRE (рис. 2, 6).

Анализ сейсмического образа коры по профилю DOBRE позволяет сделать также ряд важных заключений о соотношениях архейских структурно-вещественных ассоциаций ВКМ и УЩ, которые мы представим в отдельной публикации.

3.3. ОБЪЕМНАЯ МОДЕЛЬ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ

Разработанное ранее объемное представление Восточно-Воронежского орогена [Mints et al., 2010] базировалось на пространственной корреляции структурно-вещественных комплексов на поверхности фундамента и их выражения в разрезе по геотраверсу 1-ЕВ. Геолого-геофизическое картирование Варваринской

структуры и совмещение в рамках единой модели сечений по геотраверсу 1-ЕВ и профилю DOBRE выявили ряд существенных дополнительных деталей строения Восточно-Воронежского орогена, которые демонстрируются объемной моделью (рис. 7). Воронцовский пояс в генеральном плане имеет синформное строение: породы предположительно архейского возраста, принадлежащие Хоперскому блоку, подверглись надвиганию в западном направлении при формировании Восточно-Воронежского орогена и в северо-восточном направлении в позднем палеопротерозое при формировании Северо-Воронежского орогена. В результате процессов надвигообразования и последовавшей эрозии эти породы достигают сегодняшней поверхности фундамента в северо-восточной части Воронцовского пояса – в районах Саратовского и Волгоградского Правобережья и в юго-западной части пояса в пределах Варваринской структуры.

Особенности нижнекорового «слоя», зафиксированные совместно профилями 1-ЕВ и DOBRE, указывают на общность процесса андерплейтинга в пределах Хоперского блока и, по крайней мере, в сопредельной области Курского кратона. Области тектонического скупивания (горошения) нижнекорового «слоя» и формирование аккреционного надвиго-подвигового структурного ансамбля на уровне «нижней коры» пространственно совмещены с надвиговым структурным ансамблем в верхней части, образованным тектоническими пластинами «средней коры» Хоперского блока, пород воронцовской серии и пород, слагающих Липецко-Лосевский пояс. Окраина Курского кратона образует тектонический клин, вдавленный в восточном направлении на 150 км. Структура коры в пограничной области между двумя континентальными образованиями – Курским кратоном и

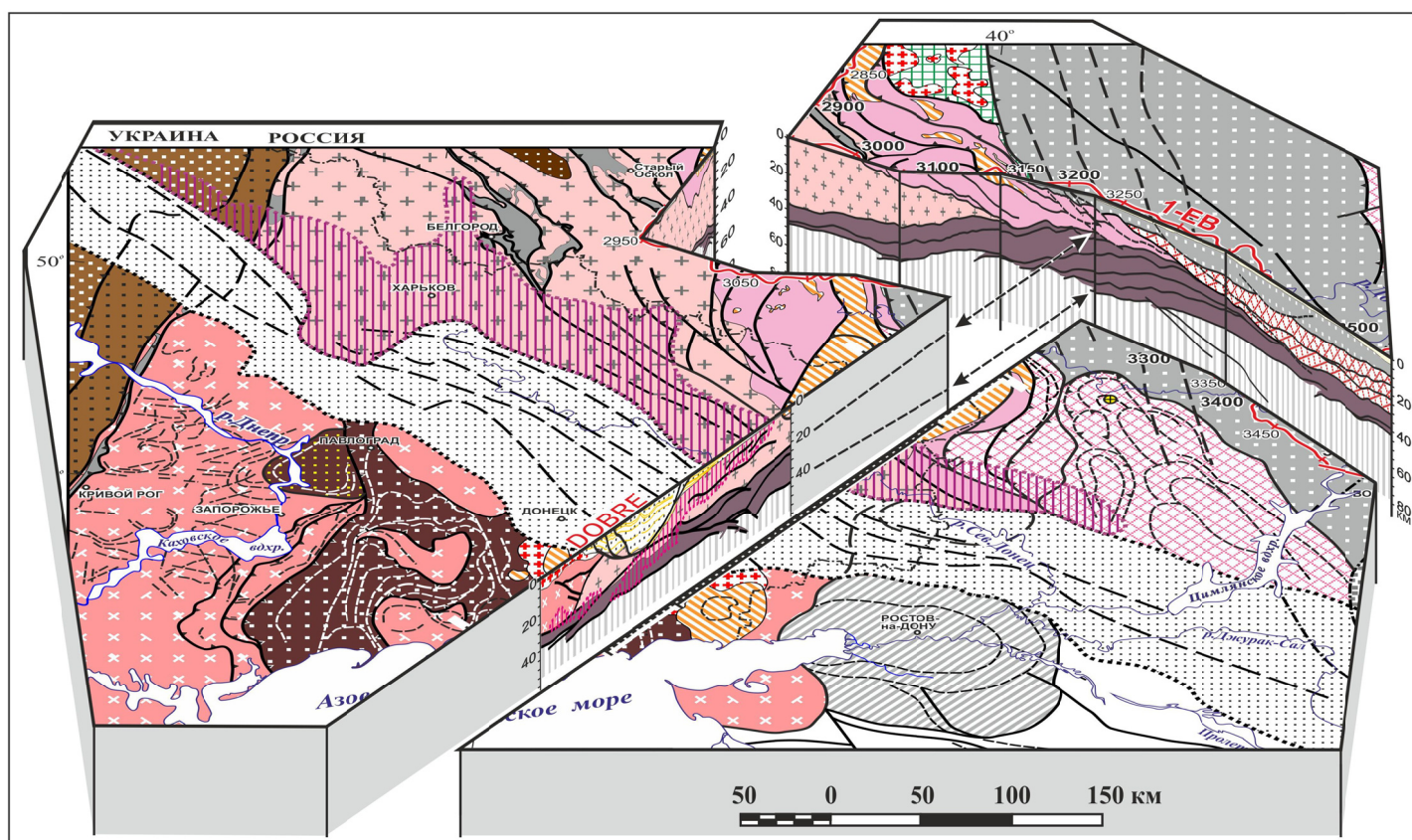


Рис. 7. Объемная модель глубинного строения Восточно-Воронежского орогена, объединяющая геологическую карту (рис. 2), разрезы по геотраверсу 1-ЕВ (рис. 3) и профилю DOBRE (рис. 6). Условные обозначения – см. на рис. 2.

Fig. 7. The 3D model of the deep structure of the East Voronezh orogen which is based on the geological map (see Fig. 2) and the cross-sections along geotraverse 1-EU (see Fig. 3) and profile DOBRE (see Fig. 6). See the legend in Fig. 2.

Хоперским блоком – отвечает представлению о структурах типа «крокодил» или «пасть крокодила» [Meissner, 1989].

Совпадение зоны резко пониженных значений поля силы тяжести, протягивающейся вдоль северной границы Днепровско-Донецкой впадины (от -30 до -45 мГал) и выхода к поверхности фундамента акустически прозрачной области в коре, подстилающей северный борт впадины на разрезе по профилю DOBRE (рис. 2, 6), позволяет предполагать, что эта зона образована породами, которые были «разуплотнены» в процессе динамометаморфических преобразований в связи с возникновением Днепровско-Донецкой впадины.

4. ОБСУЖДЕНИЕ: ЗАРОЖДЕНИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СРЕДНЕПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО БРЯНСК-КУРСК-ВОРОНЕЖСКОГО ОРОГЕНА

Наиболее яркие и значительные палеопротерозойские процессы в различных частях этой обширной

территории связаны с кратким интервалом времени от 2.2 до 2.0 млрд лет. Более ранним стартом отличались события в пределах орогена КМА – около 2.6 млрд лет назад. Синхронизация событий в пределах орогенов второго порядка свидетельствует об их взаимосвязи и взаимообусловленности. Однако эти взаимосвязи не вполне очевидны и не находят достоверных аналогий в строении современных и молодых орогенов.

Ранее было показано, что повсеместно в геологической летописи вулканогенно-осадочные протолиты гранулитогнейсовых комплексов формировались в обширных и протяженных внутриконтинентальных (частично – в задуговых) депрессиях рифтогенного типа и совместно с фундаментом этих депрессий подвергались высокотемпературному метаморфизму под воздействием мантийно-плюмовой активности. На заключительных стадиях эволюции в обстановке тектонического сжатия (внутриконтинентальной коллизии) гранулитогнейсовые комплексы, сформированные за счет выполнения депрессий, выжимались на их борта, формируя синформные структуры гранулитогнейсовых поясов [Mints et al., 2010; Mints, 2014]. Хотя Ингуло-Кулажинский гнейсовый и Ингулец-Брянский гра-

нулито-гнейсовый пояс изучены относительно слабо, их принадлежность к рассматриваемому типу тектонических структур достаточно очевидна. Особенности разрезов железорудных поясов орогена КМА, а также Криворожского и Крупецко-Знаменского поясов также свидетельствуют об эпиконтинентальных условиях осадконакопления и вулканизма. Относительно высокий уровень метаморфизма железорудных вулканогенно-осадочных разрезов, заполнявших рифтогенные депрессии, свидетельствует о том, что температуры в средней и нижней коре в период формирования орогена КМА должны были соответствовать уровню гранулитовой фации.

Особенности разреза воронцовской серии также свидетельствуют об эпиконтинентальной природе Воронцовского бассейна осадконакопления. Объемное представление воронцовской серии, которая без значительных осложнений перекрывает мощную континентальную кору в полосе шириной около 400 км, противоречит интерпретации воронцовской серии в качестве «аккреционной призмы» [Shchipansky et al., 2007]. Выявленные особенности глубинного строения более всего напоминают структуру эпиконтинентального бассейна, краевая часть которого в процессе коллизии была перемещена на Липецко-Лосевскую активную окраину. Внутриконтинентальное происхождение рудоносных мафит-ультрамафитовых интрузивов, разместившихся среди пород воронцовской серии, также не вызывает сомнения [Bocharov, Chernyshov, 1985; Chernyshov et al., 1997; Rundquist et al., 1999; Mints et al., 2010].

Можно предположить, что четкая расслоенность коры, подстилающей воронцовскую серию, связана с процессами внутрикорового плавления и дифференциации вещества коры под воздействием интенсивного прогрева, зафиксированного термальными «куполами» в пределах воронцовской серии [Savko, Gerasimov, 2002], присутствием голубого кварца в метаосадках и высокотемпературном типе гранитоидов Бобровского и Терсинского (по [Bibikova et al., 2009]) комплексов. Расслоенность коры Хоперского блока, подстилающей воронцовскую серию, вероятно, определялась палеопротерозойскими тектонотермальными процессами. Овальные в плане синформные структуры, распознаваемые в верхней части коры Хоперского блока в пределах Варваринской структуры, возможно, фиксируют структуру погружений и образования впадин, которые затем объединились, образовав Воронцовский бассейн. Синформные структуры коры Хоперского блока морфологически сходны с гранулитогнейсовыми овидами и овалами Волго-Уральского кратона (см. в [Mints et al., 2010]).

Таким образом, среднепалеопротерозойские структурно-вещественные комплексы орогенов второго порядка формировались преимущественно во внутриконтинентальных обстановках. Частичный разрыв континентальной коры и формирование структуры океани-

ческого типа предполагаются в единственном случае – в осевой части Восточно-Воронежского орогена. В рамках предложенной структурно-геологической интерпретации разреза этот структурный образ связан с границей между двумя континентальными образованиями – Курским кратоном и Хоперским блоком, со сближением и столкновением (коллизией) которых 2.10–2.05 млрд лет назад связано формирование Липецко-Лосевского и Воронцовского поясов. Особенно строения области тектонического «скупивания» (торошения) нижнекорового «слоя» и формирование аккреционного надвиго-поддвигового структурного ансамбля на уровне «нижней коры» в непосредственной пространственной связи с размещением Лосевско-Мамонского шва и с учетом геохимических особенностей пород Липецко-Лосевского пояса позволяют интерпретировать эту область в качестве коллизионной сутуры на месте кратковременно раскрывавшегося океана. Тектонические структуры подобного типа характерны именно для подобных геодинамических ситуаций [Meissner, 1989; Teixell, 1998].

Минимальная приблизительная оценка латерального сокращения коры при формировании Восточно-Воронежского орогена, полученная на основании суммирования протяженности тектонических пластин «нижней коры», слагающих аккреционный ансамбль в интервале 3000–4000 км по геотраверсу 1-ЕВ, без учета не поддающейся оценке протяженности субдуцированной части коры, составляет 450 км. Оценить аналогичным образом латеральное сокращение верхней части коры можно лишь ориентировочно из-за разнообразия состава коровых пластин. Суммируя наблюдаемые в разрезе по геотраверсу 1-ЕВ относительные смещения к западу средней коры Хоперского блока и пород воронцовской серии, можно заключить, что минимальная оценка сокращения верхней части коры равна 200 км. Опираясь на разность этих величин в отсутствие данных о протяженности субдуцировавшей плиты, можно, в свою очередь, минимально-ориентировочно оценить ширину океанического бассейна, существовавшего в период 2.10–2.05 млрд лет между Курским кратоном и Хоперским блоком, несколькими сотнями километров.

В целом, эволюция Брянск-Курск-Воронежского орогена может быть охарактеризована следующей последовательностью геологических процессов, особенностями состава и времени формирования и преобразования главных структурно-вещественных комплексов (история зарождения и эволюции Восточно-Воронежского внутриконтинентального коллизионного орогена представлена на рис. 8).

1. Начало рифтогенеза архейского Курского кратона и заложение будущих железорудных поясов зафиксировано 2.60–2.53 млрд лет назад.

2. Период последовавших процессов осадконакопления и вулканизма в пределах «железорудных» прогибов, периодически сопровождавшийся интрузивной

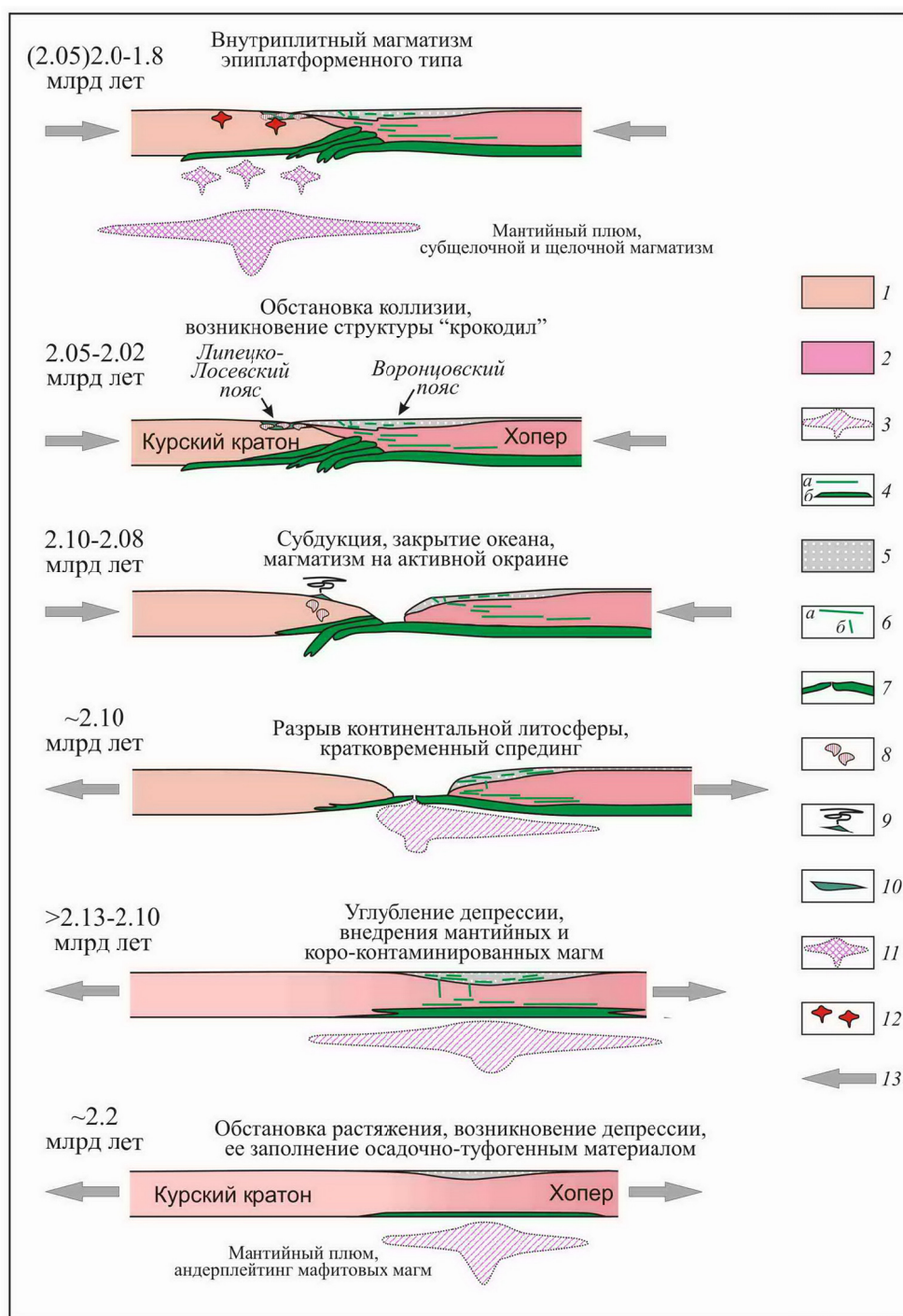


Рис. 8. Модель образования и эволюции Восточно-Воронежского внутриконтинентального коллизионного орогена.

1–2 – архейская кора: 1 – Курского кратона, 2 – блока Хопер; 3 – мантийный плюм, функционировавший от ~2.2 до ~2.1 млрд лет; 4 – мафит-ультрамафитовые интрузивы, образованные в результате интерплейтинга (а) и андерплейтинга (б) мантийных магм; 5 – вулканогенно-осадочный комплекс воронцовской серии; 6 – субсогласные мафит-ультрамафитовые интрузивы (а) и дайки (б) Мамонского и Еланского комплексов; 7 – кора короткоживущего океана; 8–10 – надсубдукционный магматизм: 8 – гранитоидные интрузивы Усманского, Павловского и Донского комплексов, 9 – вулканическая деятельность, 10 – лосевская осадочно-вулканогенная серия; 11 – мантийный плюм, функционировавший от ~2.0 до ~1.8 млрд лет и его производные; 12 – щелочные интрузивы платформенного типа; 13 – направления тектонических напряжений.

Fig. 8. The model of the origin and evolution of the East Voronezh intra-continental collisional orogen.

1–2 – Archean crust: 1 – Kursk craton, 2 – Kheper block; 3 – mantle plume that was active in the period from ~2.2 to ~2.1 Ga; 4 – mafic-ultramafic intrusive bodies resulting from intraplate (a) and underplate (b) of mantle magma; 5 – volcanosedimentary complex of the Vorontsovka series; 6 – sub-concordant mafic-ultramafic intrusive bodies (a) and dykes (b) of the Mamon and Elan complexes; 7 – crust of short-lived ocean; 8–10 – suprasubduction magmatism: 8 – granitoid intrusive bodies of the Usman, Pavlovsk and Don complexes, 9 – volcanic activity, 10 – Losevka volcanosedimentary series; 11 – mantle plume active from ~2.0 to ~1.8 Ga and its derivatives; 12 – alkaline intrusive bodies of platform type; 13 – tectonic stress directions.

активностью, приблизительно соответствует интервалу от 2.5 до 2.05 млрд лет. Наиболее интенсивные магматические процессы рифтогенного типа, свидетельствующие о повышенной проницаемости коры Курского кратона, отвечали началу (~2.6–2.5 млрд лет) и концу (~2.20–2.05 млрд лет) интервала. Относительно высокий уровень зонального метаморфизма вулканогенно-осадочных пород, заполнявших «железородные» прогибы, свидетельствует о прогреве подстилающей архейской коры до уровня гранулитовой фации.

3. Формирование мощных эпиконтинентальных осадочных толщ с переменным участием вулканитов, начавшееся около 2.0 млрд лет, завершилось не позднее 2.13–2.10 млрд лет – времени, зафиксированного возрастом высокотемпературного метаморфизма пород Кулажинского и Воронцовского поясов и возрастом наиболее ранних интрузий Воронцовского пояса. Объемное представление воронцовской серии (см. рис. 7) более всего напоминает структуру эпиконтинентального осадочного бассейна.

4. Параметры метаморфизма достигали уровня гранулитовой фации (Кулажинский, Брянский, Воронцовский пояса). Возраст проявления пикового метаморфизма гранулитовой – высокотемпературной амфиболитовой фации оценен интервалом от 2.13 млрд лет (Кулажинский пояс) до 2.10 млрд лет (Воронцовский пояс). Четкая расслоенность коры Хоперского блока, подстилающей воронцовскую серию, могла быть связана с процессами внутрикорового плавления и дифференциации вещества коры.

5. Интрузивные процессы в пределах Воронцовского пояса развивались, в целом, синхронно с высокотемпературным метаморфизмом и продолжались после его завершения.

6. Надсубдукционный магматизм, результатом которого стало формирование Липецко-Лосевского вулканоплутонического комплекса, связан с интервалом 2.10–2.08 млрд лет, формирование активной окраины завершилось около 2.05 млрд лет назад. Кратковременность магматизма субдукционного типа и отсутствие информации о фрагментах океанической литосферы позволяют предполагать кратковременное и локализованное в пространстве существование океанической структуры.

7. Коллизионные деформации включали взбросо-надвиговые дислокации и складкообразование в железорудных поясах, сопровождавшиеся опрокидыванием к западу и юго-западу взбросо-надвиговых структур и складок. По-видимому, к этому же времени относится выдавливание и преобразование в тектонические покровы метаморфизованного вулканогенно-осадочного выполнения Кулажинского, Брянского и Воронцовского бассейнов. Тектоническое сжатие имело субширотную ориентировку и сопровождалось сдвиго-надвиговыми дислокациями (транспрессией) вдоль диагональных разрывов северо-западного простирания. Непосредственной реакцией на тектоническое утолщение

коры стали процессы реоморфизма и формирование купольных структур (реоморфических гранитогнейсовых и гранит-мigmatитовых куполов), деформирующих покровно-складчатые ансамбли железорудных поясов КМА.

8. Тектонотермальная активность коллизионного и постколлизионного этапов ярко проявилась в размещении массивов щелочных пород щелочно-ультраосновной (2.1–2.0 млрд лет) и габбро-сиенитовой (1.8–1.7 млрд лет) формаций, сосредоточенных в пределах и в тылу Липецко-Лосевского пояса. Магматизм сопровождался метаморфическими преобразованиями пород, зафиксированными возрастом метаморфогенных монацитов (2.02–2.00 млрд лет) в породах воронцовской серии.

9. Как и в случае неоархейских и позднепалеопротерозойских внутриконтинентальных овальных орогенов (Карело-Беломорского, Волго-Уральского и Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского), охарактеризованных М.В. Минцем с соавторами [Mints et al., 2010], формирование БКВО связано с тектонотермальной активностью мантийно-плюмового типа. Однако в отличие от перечисленных орогенов БКВО образован латеральной последовательностью орогенов второго порядка, характеризующихся линейной морфологией. Для выяснения причин этих различий требуются дальнейшие исследования, прежде всего исследование глубинного строения региона.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение суммируем главные особенности строения и палеопротерозойской эволюции Брянск-Курск-Воронежского орогена:

1) формирование значительных по латеральным размерам и мощности вулканогенно-осадочных толщ, заполнявших обширные эпиконтинентальные бассейны рифтогенного характера, преобладание эпиконтинентальных условий магматизма;

2) кратковременность и пространственная ограниченность проявления процессов корообразования, связанного с субдукцией океанической литосферы, отсутствие фрагментов этой литосферы;

3) свидетельства интенсивного прогрева континентальной коры, в результате которого высокотемпературному метаморфизму вплоть до гранулитовой фации подверглись палеопротерозойские вулканогенно-осадочные толщи практически немедленно после завершения осадконакопления (очевидно, совместно с породами архейского основания);

4) синхронность главных тектономагматических событий;

5) коллизионный тип тектонических структур как в пределах Брянск-Курск-Воронежского орогена в целом, так и в пределах составляющих его орогенов второго порядка.

Перечисленные выше характеристики трудно или невозможно объяснить в рамках геодинамической модели формирования аккреционных орогенов кордильерского типа. Более привлекательной представляется модель, предполагающая примат внутриконтинентальных геодинамических процессов и механизмов. Мафит-ультрамафитовый магматизм и проявление интенсивного прогрева коры – вплоть до уровня гранулитовой фации – указывают на особую роль, которую играли в зарождении и эволюции Брянск-Курск-Воронежского орогена процессы плюмового типа, обеспечивавшие притоки мантийного тепла и ювенильного вещества.

Геологическую историю, завершившуюся созданием Брянск-Курск-Воронежского орогена, можно в главных чертах охарактеризовать закономерной последовательностью тектонотермальных событий. Начало этой последовательности зафиксировано рифтогенным растяжением коры 2.6–2.5 млрд лет и повторно 2.2–2.1 млрд лет назад. Их результатом стало возникновение обширных депрессий, быстро заполнявшихся вулканогенно-осадочными толщами (включая железисто-кремнистые осадки). Эти толщи вслед за накоплением оказывались в условиях высокотемпературного (до гранулитовой фации) метаморфизма. Надсубдукционный магматизм, результатом которого стало формирование Липецко-Лосевского вулканоплутонического комплекса, связан с интервалом 2.10–2.08 млрд лет, формирование активной окраины завершилось около 2.05 млрд лет назад. Кратковременность магматизма субдукционного типа и отсутствие

информации о фрагментах океанической литосферы свидетельствуют о кратковременном и локализованном в пространстве существовании океанической структуры. Тектонотермальная активность коллизионного и постколлизионного этапов проявилась в размещении массивов щелочных пород щелочно-ультраосновной (2.1–2.0 млрд лет) и габбро-сиенитовой (1.8–1.7 млрд лет) формаций.

Таким образом, наиболее активная фаза тектонической эволюции охватила интервал приблизительно от 2.2 до 2.0 млрд лет продолжительностью около 200 миллионов лет. Этот интервал времени практически совпадает с активной стадией растяжения, осадконакопления и высокотемпературного метаморфизма в северной части ВЕК [Mints et al., 2010; Mints, 2014]. Однако в пределах Брянск-Курск-Воронежского орогена эти процессы быстро сменились событиями коллизионного типа. Вероятно, эту особенность следует связывать с ограниченным масштабом эндогенных событий мантийно-плюмового типа в пределах Сарматии, определившим скромные размеры и слабо проявленную структурную зональность внутриконтинентального Брянск-Курск-Воронежского орогена.

6. БЛАГОДАРНОСТИ

Работа поддержана РФФИ: проект № 11-05-00492. Авторы благодарны руководству ЗАО ГНПП «Аэрогеофизика» за возможность использования региональных геофизических материалов.

7. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Artemenko G.V., 1995. Geological correlation of volcanism and granitoid magmatism of the southeastern Ukrainian Shield and the Kursk magnetic anomaly. *Geokhimiya i Rudoobrazovanie (Geochemistry and Ore Formation)* 21, 129–142 (in Russian) [Артемченко Г.В. Геохронологическая корреляция вулканизма и гранитоидного магматизма юго-восточной части Украинского щита и Курской магнитной аномалии // *Геохимия и рудообразование*. 1995. Вып. 21. С. 129–142].
- Artemenko G.V., 1997. Geological correlation of granitoids in the Voronezh Crystalline Massif and the Ukrainian Shield. *Mineralogicheskyy Zhurnal (Mineralogical Journal)* 19 (2), 79–88 (in Russian) [Артемченко Г.В. Геохронологическая корреляция гранитоидов Воронежского кристаллического массива и Украинского щита // *Минералогический журнал*. 1997. Т. 19. № 2. С. 79–88].
- Artemenko G.V., 1998. Geochronology of the Middle Dnieper, Azov, and Kursk Granite–Greenstone Domains. DSc Thesis, Institute of Geochemistry, Mineralogy, and Ore Formation, National Academy of Sciences of Ukraine, Kiev, 31 p. (in Russian) [Артемченко Г.В. Геохронология Среднеприднепровской, Приазовской и Курской гранит-зеленокаменных областей: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Киев: Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, 1998. 31 с.].
- Artemenko G.V., Bartnitsky E.N., Myasnyankin V.I., 1992. U-Pb age of igneous rocks in the Oriol-Tim Granite–Greenstone Domain of VCM. *Doklady AN Ukraini (Transactions of the Ukraine Earth Sciences)* 7, 113–117 (in Russian) [Артемченко Г.В., Бартицкий Е.Н., Мяснянкин В.И. Уран-свинцовый возраст магматических пород Орловско-Тимской зеленокаменной структуры ВКМ // *Доклады АН Украины*. 1992. № 7. С. 113–117].
- Babayants P.S., Blokh Yu.I., Trusov A.A., 2003. Investigation of the crystalline basement of the platform areas based on magnetic and gravity data. *Geofizika (Geophysics)* 6, 55–58 (in Russian) [Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусов А.А. Изучение строения кристаллического основания платформенных областей по данным магниторазведки и гравитаразведки // *Геофизика*. 2003. № 6. С. 55–58].
- Babayants P.S., Blokh Yu.I., Trusov A.A., 2004. The possibilities of a structural-material mapping based on the gravity and magnetic data in the software package SIGMA-3D. *Geofisitshesky Vestnik (Geophysical Bulletin)* 3, 11–15 (in Russian)

- [Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусев А.А. Возможности структурно-вещественного картирования по данным магниторазведки и гравиразведки в пакете программ СИГМА-3D // *Геофизический вестник*. 2004. № 3. С. 11–15].
- Belov F.A. (Ed.), 1969. *Geologiya SSSR, Rostovskaya, Volgogradskaya, Astrakhanskaya Oblasti, Kalmytskaya ASSR. Geologicheskoe Opisanie* (Geology of the USSR, Rostov, Volgograd, Astrakhan regions, Kalmyk Republic. Geological description). Nedra, Moscow, 666 p. (in Russian) [Белов Ф.А. (Ред.) Геология СССР. Т. XLVI. Ростовская, Волгоградская, Астраханская области, Калмыцкая АССР. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 666 с.].
- Bibikova E.V., Bogdanova S.V., Postnikov A.V., Popova L.P., Kirnozova T.I., Fugzan M.M., Glushchenko V.V., 2009. Sar-matia-Volgo-Uralia junction zone: Isotopic–geochronologic characteristic of supracrustal rocks and granitoids. *Stratigraphy and Geological Correlation* 17 (6), 561–573. <http://dx.doi.org/10.1134/S086959380906001X>.
- Bocharov V.L., Chernyshov N.M., 1985. Early Precambrian endogenic regimes of the Voronezh Crystalline Massif. In: *Endogenic regimes of the Earth's crust formation and ore deposition in Early Precambrian*. Nauka, Leningrad, p. 192–205 (in Russian) [Бочаров В.Л., Чернышов Н.М. Эндеогенные режимы раннего докембрия Воронежского кристаллического массива // Эндеогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985. С. 192–205].
- Bocharov V.L., Frolov S.M., 1993. Apatite-Bearing Carbonatites of KMA. Voronezh State University, Petrovsky Square Publ., Voronezh, 123 p. (in Russian) [Бочаров В.Л., Фролов С.М. Апатитоносные карбонатиты КМА. Воронеж: ВГУ, МП «Петровский сквер», 1993. 123 с.].
- Bogdanova S.V., 1986. The Earth's Crust of the Russian Platform in the Early Precambrian. *Transactions of the Geological Institute of the USSR Academy of Sciences*, Vol. 408. Nauka, Moscow, 224 p. (in Russian) [Богданова С.В. Земная кора Русской платформы в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента). М.: Наука, 1986. 224 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 408)].
- Bogdanova S., Gorbatshev R., Garetsky R.G., 2005. EUROPE / East European Craton. In: *Encyclopedia of Geology*. Vol. 2. Elsevier, p. 34–49.
- Bush W.A., Yermakov Yu.N., Uimanova L.N., 2000. A Geodynamic evolution model for the Late Archean–Early Proterozoic structures in the Voronezh Crystalline Massif. *Geotectonics* 34 (4), 267–276.
- Cawood P.A., Kröner A., Collins W.J., Kusky T.M., Mooney W.D., Windley B.F., 2009. Accretionary orogens through Earth history. In: Cawood P.A., Kröner A. (Eds.). *Earth accretionary systems in Space and Time*. Geological Society London Special Publication 318, p. 1–36. <http://dx.doi.org/10.1144/SP318.1>.
- Chernyshov N.M., 1994. Formation-genetic types of platina-metal ore-localities in Voronezh crystalline massif. In: *Platinum of Russia. Problems of development of the mineral resource base of the platinum metals*. Geoinformmark, Moscow, p. 85–103 (in Russian) [Чернышов Н.М. Формационно-генетические типы платинаметальных проявлений Воронежского кристаллического массива // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: АО «Геоинформмарк», 1994. С. 85–103].
- Chernyshov N.M., 1996. Early Precambrian metallogeny of the Voronezh Crystalline Massif. *Vestnik Voronezhskogo Universiteta. Geologiya (Voronezh University Bulletin. Geology)* (1), 5–20 (in Russian) [Чернышов Н.М. Металлогения раннего докембрия Воронежского кристаллического массива // *Вестник Воронежского Университета. Геология*. 1996. № 1. С. 5–20].
- Chernyshov N.M., Bayanova T.B., Levkovich N.V., Ryborak M.V., 1998. The age of rocks pertaining to the early phase of the Ol'khovy gabbro-norite-quartz monzonite-granite ring complex in the Voronezh crystalline massif. *Doklady Earth Sciences* 359A (3), 444–446.
- Chernyshov N.M., Nenakhov V.M., Lebedev I.P., Strik Yu.N., 1997. A model of geodynamic history of the Voronezh massif in the Early Precambrian. *Geotectonics* 31 (3), 186–194.
- Chernyshov N.M., Ponomarenko A.N., Bartnitsky E.N., 1990. New data on age of Ni-bearing differentiated plutons in the Voronezh Crystalline Massif. *Doklady AN UkrSSR (Transactions of the USSR Academy of Sciences)*, Series B (6), 11–19 (in Russian) [Чернышов Н.М., Пономаренко А.Н., Бартницкий Е.Н. Новые данные о возрасте никеленосных дифференцированных плутонов Воронежского кристаллического массива // *Доклады АН УССР*. 1990. Сер. Б. № 6. С. 11–19].
- Claesson S., Bogdanova S.V., Bibikova E.V., Gorbatshev R., 2001. Isotopic evidence for Palaeoproterozoic accretion in the basement of the East European Craton. *Tectonophysics* 339 (1–2), 1–18. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00031-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00031-2).
- Gorbunov G.I., Raskatov G.I., Zaitsev Yu.S., Chernyshov N.M., 1973. Principal features of Precambrian tectonics and geological history of the Voronezh Crystalline Massif. In: *Tectonics of basement of ancient platforms*. Nauka, Moscow, p. 44–49 (in Russian) [Горбунов Г.И., Раскатов Г.И., Зайцев Ю.С., Чернышов Н.М. Основные черты тектоники и истории геологического развития докембрия Воронежского кристаллического массива // *Тектоника фундамента древних платформ*. М.: Наука, 1973. С. 44–49].
- Granovsky A.G., Zelenshchikov G.V., 2008. Comparative analysis of the Precambrian structures in southern East European Platform (Rostov region). In: *Connections of the surface and deep crustal structures. Transactions of the XIV International Conference. Part 1. Karelian Scientific Center, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk*, p. 156–159 (in Russian) [Грановский А.Г., Зеленщиков Г.В. Сравнительный анализ докембрийских структур южной окраины Восточно-Европейской платформы (территория Ростовской области) // *Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Материалы Четырнадцатой международной конференции*. Ч. 1. Петрозаводск, Карел. НЦ РАН, 2008. С. 156–159].

- Gurvich E.M., 1975. Petrography and Genesis of the Lower Proterozoic Rocks of the Voronezh Crystalline Massif and Volgograd Region: PhD Thesis. Moscow Institute of Petroleum Chemistry and Gas Industry, Moscow, 244 p. (in Russian) [Гурвич Е.М. Петрография и вопросы генезиса нижнепротерозойских отложений Воронежского кристаллического массива и Волгоградского Поволжья: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МИНХ и ГПИ, 1975. 244 с.].
- Kalashnik A.A., 2011. Geological and structural features of endogenous uranium mineralization in the western Peri-Azov area and Orekhov-Pavlograd mineragenous zone of the Ukrainian Shield. Article 1. Geological and structural connection of uranium ore objects with fault structures, alkaline massifs and carbonatites in the study area. *Collected Works of UkrDGRI* (2), 56–72 (in Russian) [Калашник А.А. Геолого-структурные особенности проявления эндогенного уранового оруденения в Западном Приазовье и Орехово-Павлоградской минерогенической зоне Украинского щита. Статья 1. Геолого-структурная связь урановородных объектов с разломными структурами, массивами щелочных пород и карбонатитов в районе исследований // *Збірник наукових праць УкрДГРІ*. 2011. № 2. С. 56–72].
- Karpov P.A., Chugunov N.A., Voronkov A.V., Dobrokvashin I.A., Prokofiev N.A., 1967. Composition and physical properties of the basement rocks and small intrusions of Paleoproterozoic age of the Volgograd region. *Proceedings of Volgograd Research Institute of Petroleum and Gas Industry* 12, 27–39 (in Russian) [Карпов П.А., Чугунов Н.А., Воронков А.В., Доброквашин И.А., Прокофьев Н.А. Состав и физические свойства пород фундамента и малых интрузий палеопротерозойского возраста Волгоградской области // *Труды Волгоград. НИИ нефт. и газ. промышленности*. 1967. Вып. 12. С. 27–39].
- Kolosovskaya V.A. (Ed.), 1992. Lithotectonic Map of the Crystalline Basement of southwestern East European Platform. In: *Geology and Metallogeny of the southwestern East European Platform*. Set of maps. Ukraine Goskomgeologia, Geoprognoz, Kiev [Колосовская В.А. (Ред.) Структурно-формационная карта кристаллического основания юго-западной части Восточно-Европейской платформы // Геология и металлогения юго-западной части Восточно-Европейской платформы. Комплект карт. Киев: Госкомгеология Украины, Геопрогноз, 1992].
- Kremenetsky A.A., Nenakhov V.M., Skryabin V.Yu., Polyakova T.N., Terent'ev R.A., Zolotareva G.S., 2007. Voronezh parametric borehole: A novelty from Voronezh Crystalline Massif. In: Basic problems of geotectonics. *Proceedings of the 40th Tectonic Conference*. Moscow, p. 360–363 (in Russian) [Кременецкий А.А., Ненахов В.М., Скрябин В.Ю., Полякова Т.Н., Терентьев Р.А., Золотарева Г.С. Воронежская параметрическая скважина: новое в геодинамической модели формирования Воронежского кристаллического массива (ВКМ) // *Фундаментальные проблемы геотектоники: Материалы XL Тектонического совещания*. М., 2007. С. 360–363].
- Krestin E.M., 1975. Structure and formation conditions of Proterozoic volcanic formations in Kursk-Voronezh crystalline massif. In: *Precambrian volcanism. Methods of paleovolcanic reconstructions*. Petrozavodsk, p. 91–98 (in Russian) [Крестин Е.М. Строение и условия формирования нижнепротерозойских эффузивных образований Курско-Воронежского кристаллического массива // *Вулканизм докембрия. Методы палеовулканических реконструкций*. Петрозаводск, 1975. С. 91–98].
- Kryvdik S.G., Bocharov V.L., Levin V.N., 1987. Age correlation between Precambrian carbonatites of Ukrainian Shield and Voronezh Massif. In: *Magmatism, metamorphism and geochronology of the Precambrian in East European Platform in connection with large-scale mapping*. Abstracts. IV Regional Petrography Conference. Geological Institute of Karelian Branch of the USSR Academy of Sciences, Karelian Scientific Center, Petrozavodsk, p. 189–190 (in Russian) [Кривдик С.Г., Бочаров В.Л., Левин В.Н. Возрастная информационная корреляция докембрийских карбонатитов Украинского щита и Воронежского массива // *Магматизм, метаморфизм и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы в связи с крупномасштабным картированием: Тез. докл. IV регион. петр. совещ. Петрозаводск: ГИ Кар. ФАН СССР*, 1987. С. 189–190].
- Kryvdik S.G., Bezsmolova N.V., Dubina A.V., 2009. Alkaline magmatism of Peri-Azov region. *Proceedings of UkrNDMI of NAS of Ukraine* 5 (2), 158–166 (in Russian) [Кривдик С.Г., Безсмолова Н.В., Дубина А.В. Щелочной магматизм Приазовья // *Наукові праці УкрНДМІ НАН України*. 2009. № 5 (частина II). С. 158–166].
- Lebedev I.P., 1972. On regional metamorphism of sandstone-shale sequence of Vorontsov series in the southeastern Voronezh crystalline massif. *Geologicheskyy sbornik (Geological compilation)*. *Proceedings of VSU* 86, 56–60 (in Russian) [Лебедев И.П. О региональном метаморфизме пород песчаниково-сланцевой толщи воронцовской серии в пределах юго-восточной части Воронежского кристаллического массива // *Геологический сборник. Труды ВГУ*. 1972. Т. 86. С. 56–60].
- Lobach-Zhuchenko S.B., Balagansky V.V., Aristov N.A., Sergeev S.A., Yurchenko A.V., Chekulaev V.P., Artemenko G.V., Presnyakov S.L., 2010a. U-Pb isotopic age of the rocks of Vasilkovsk locality in Orekhov-Pavlograd collision zone. *Regionalnaya geologiya i metallogeniya (Regional geology and metallogeny)* 43, 5–17 (in Russian) [Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Аристов Н.А., Сергеев С.А., Юрченко А.В., Чекулаев В.П., Артеменко Г.В., Пресняков С.Л. Изотопный U-Pb возраст пород Васильковского района Орехово-Павлоградской коллизионной зоны // *Региональная геология и металлогения*. 2010b. № 43. С. 5–17].
- Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.V., Balagansky V.V., Sergeev S.A., Artemenko G.V., Arestova N.A., Shcherbak N.P., Presnyakov S.L., 2010b. Paleoarchean tonalites in the Orekhovo-Pavlogradskaia palaeoproterozoic collisional zone (Ukrainian Shield). *Doklady Earth Sciences* 433 (1), 873–878. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X10070068>.
- Marchenko E.Y., Strekozov S.N., 1999. Precambrian ore-bearing structure of the Peri-Azov Region. *Mineral resources of Ukraine* (1), 34–36 (in Russian) [Марченко Е.Я., Стрекозов С.Н. Азовская рудоносная докембрийская структура Приазовья // *Мінеральні ресурси України*. 1999. № 1. С. 34–36].
- Meissner R., 1989. Rupture, creep, lamellae and crocodiles: happenings in the continental crust. *Terra Nova* 1 (1), 17–28. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3121.1989.tb00321.x>.

- Mints M.V., 2011. 3D model of deep structure of the Early Precambrian crust in the East European Craton and paleogeodynamic implications. *Geotectonics* 45 (4), 267–290. <http://dx.doi.org/10.1134/S0016852111040054>.
- Mints M.V., 2014. Tectonics and geodynamics of granulite-gneiss complexes in the East European Craton. *Geotectonics* 48 (6) (in press).
- Mints M.V., Suleimanov A.K., Babayants P.S., Belousova E.A., Blokh Yu.I., Bogina M.M., Bush W.A., Dokukina K.A., Zamozhniaya N.G., Zlobin V.L., Kaulina T.V., Konilov A.N., Mikhailov V.O., Natapov L.M., Piip V.B., Stupak V.M., Tihotsky S.A., Trusov A.A., Philippova I.B., Shur D.Yu., 2010. Deep structure, evolution and mineral deposits of the Early Precambrian basement of the East European platform: an interpretation of the data from 1-EU geotraverse, the 4B and Tatseis profiles. GEOKART, GEOS, Moscow, V. 1. 408 p., V. 2. 400 p. (in Russian) [Минц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С., Белоусова Е.А., Блох Ю.И., Богина М.М., Буш В.А., Докукина К.А., Замозжная Н.Г., Злобин В.Л., Каулина Т.В., Конюлов А.Н., Михайлов В.О., Натанов Л.М., Пийп В.Б., Ступак В.М., Тихоцкий С.А., Трусов А.А., Филиппова И.Б., Шур Д.Ю. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс. 2010. Т 1. 408 с., Т. 2. 400 с.].
- Mints M., Suleimanov A., Zamozhniaya N., Stupak V., 2009. A three-dimensional model of the Early Precambrian crust under the southeastern Fennoscandian Shield: Karelia Craton and Belomorian tectonic province. *Tectonophysics* 472 (1–4), 323–339. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2008.12.008>.
- Molotov S.P. et al., 1999. Geological Map of the Voronezh Crystalline Massif, scale 1:500000: Yugnedra, Voronezh (in Russian) [Молотов С.П. и др. Геологическая карта Воронежского кристаллического массива масштаба 1:500000. Воронеж: Югнедра, 1999].
- Nozhkin A.D., Krestin E.M., 1984. Radioactive Elements in Early Precambrian Rocks. Nauka, Moscow, 126 p. (in Russian) [Ножкин А.Д., Крестин Е.М. Радиоактивные элементы в породах раннего докембрия. М.: Наука, 1984. 126 с.].
- Pigulevsky P.I., 2012. Structure and metallogeny of the crust and upper mantle of the eastern Ukrainian shield on the results of complex geological and geophysical studies. Author's abstract of DSc. Kiev: Taras Shevchenko National University of Kyiv, 40 p. (in Russian) [Пигулевский П.И. Строение и минерализация земной коры и верхней мантии восточной части Украинского щита по результатам комплексных геолого-геофизических исследований: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Киев: КНУ им. Т.Шевченко, 2012. 40 с.].
- Plaksenko N.A., Chernyshov N.M., Shchegolev I.N., Blagonadezhdin B.I., 1980. Precambrian metallogeny of the Voronezh Crystalline Massif. In: Precambrian regional metallogeny of the USSR. Nauka, Leningrad, p. 21–28 (in Russian) [Плаксенко Н.А., Чернышов Н.М., Щеголев И.Н., Благоннадеждин Б.И. Металлогения докембрия Воронежского кристаллического массива // Региональная металлогения докембрия СССР. Л.: Наука, 1980. С. 21–28].
- Polishchuk V.D., Golivkin N.I., Zaitsev Yu.S., Klagish B.D., Polishchuk V.I., Pavlovsky V.I., Krasovitskaya R.S., 1970. Geology, Hydrogeology, and Iron Ores in Basin of the Kursk Magnetic Anomaly, Vol. 1: Geology, Book 1: Precambrian. Nedra, Moscow, 440 p. (in Russian) [Полищук В.Д., Голибкин Н.И., Зайцев Ю.С., Клагис Б.Д., Полищук В.И., Павловский В.И., Красовицкая Р.С. Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии. Т. 1. Геология. Кн. первая. Докембрий. М.: Недра, 1970. 440 с.].
- Raskatov G.I., Lukyanov V.F., Starukhin A.A., Sychev I.A., Kholmova G.V., Shishoff V.V., 1976. Tectonics of the Eastern Voronezh Crystalline Massif and Its Sedimentary Cover. VSU, Voronezh, 120 p. (in Russian) [Раскатов Г.И., Лукьянов В.Ф., Старухин А.А., Сычев И.А., Холмовой Г.В., Шишов В.В. Тектоника восточной части Воронежского кристаллического массива и его осадочного чехла. Воронеж: ВГУ, 1976. 120 с.].
- Rosen O.M., Abbyasov A.A., Aksamentova N.V., Bredanova N.V., Zlobin V.L., Migdisov A.A., Safronov V.T., Tolkachikova A.A., Trusov A.I., Chekhovich P.A., Yaroshevsky A.A., 2006. Early Precambrian Sedimentation: Types of Sediments, Metasedimentary Basins, and Evolution of Terrigenous Rocks: Nauchnyi Mir, Moscow, 400 p. (in Russian) [Розен О.М., Аббясов А.А., Аксаментова Н.В., Бреданова Н.В., Злобин В.Л., Мигдисов А.А., Сафронов В.Т., Толкачикова А.А., Трусов А.И., Чехович П.А., Ярошевский А.А. Седиментация в раннем докембрии: типы осадков, метаморфизованные осадочные бассейны, эволюция терригенных отложений (Труды ГИН РАН, вып. 569). М.: Научный Мир, 2006. 400 с.].
- Rundquist D.V., Mints M.V., Larin A.M., Nenakhov V.M., Rysk E.Yu., Turchenko S.I., Chernyshov N.M., 1999. Metallogeny of Early Precambrian Geodynamic Settings. Geokart, Moscow, 399 p. (in Russian) [Рундквист Д.В., Минц М.В., Ларин А.М., Ненахов В.М., Рыск Е.Ю., Турченко С.И., Чернышов Н.М. Металлогения рядов геодинамических обстановок раннего докембрия. М.: МПР РФ, РАН, Геокарт, 1999. 399 с.].
- Sarkisova N.P., 2001. State Geological Map of the Russian Federation. M-37, (38) (Voronezh). Scale 1:1000000 (Ed. M.S. Shik). Ministry of Natural Resources (in Russian) [Саркисова Н.П. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-37, (38) (Воронеж). Масштаб 1: 1000000. МПР РФ, 2001].
- Savko K.A., 1999. Granulites of the Voronezh Crystalline Massif: Petrology and Evolution of Metamorphism. Voronezh State University, Voronezh, 130 p. (in Russian) [Савко К.А. Гранулиты Воронежского кристаллического массива: петрология и эволюция метаморфизма. Воронеж: Воронежский госуниверситет, 1999. 130 с.].
- Savko K.A., Gerasimov V.Yu., 2002. Petrology and Geospeedometry of Metamorphic Rocks in the eastern Voronezh Crystalline Massif. Voronezh State University, Voronezh, 131 p. (in Russian) [Савко К.А., Герасимов В.Ю. Петрология и геоспидометрия метаморфических пород востока Воронежского кристаллического массива. Воронеж: Воронежский госуниверситет, 2002. 131 с.].

- Savko K.A., Kal'mutskaya I.Yu., 2001. The olivine–gedrite–orthopyroxene–garnet–magnetite assemblage in K-undersaturated schists of the Voronezh Crystalline Massif. *Vestnik Voronezhskogo Universiteta. Geologiya (Voronezh University Bulletin. Geology)* 11, 115–121 (in Russian) [Савко К.А., Кальмуцкая И.Ю. Минеральная ассоциация оливин–жедрит–ортопироксен–гранат–магнетит в недосыщенных калием сланцах Воронежского кристаллического массива // *Вестник Воронежского университета. Геология*. 2001. Вып. 11. С. 115–121].
- Savko K.A., Khiller V.V., Bazikov N.S., Votyakov S.L., 2012. Th–U–Pb age of metamorphism of the Vorontsovka group rocks, Voronezh crystalline massif, from microprobe dating of monazites. *Doklady Earth Sciences* 444 (1), 568–573. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X12050194>.
- Savko K.A., Polyakova T.N., 2000. Types of zoning in garnets and metamorphic evolution of metapelites in the Tim–Yastrebovka structure, Voronezh Crystalline Massif. *Vestnik Voronezhskogo Universiteta. Geologiya (Voronezh University Bulletin. Geology)* 10, 64–79 (in Russian) [Савко К.А., Полякова Т.Н. Типы зональности гранатов и метаморфическая эволюция метапелитов Тим–Ястребовской структуры, Воронежский кристаллический массив // *Вестник Воронежского университета. Геология*. 2000. Вып. 10. С. 64–79].
- Savko K.A., Poskryakova M.V., 2003. Mineralogy, phase equilibria, and conditions of metamorphism of rocks at the Novoyaltinsky iron deposit, KMA. *Vestnik Voronezhskogo Universiteta. Geologiya (Voronezh University Bulletin. Geology)* (2), 113–131 (in Russian) [Савко К.А., Поскрякова М.В. Минералогия, фазовые равновесия и условия метаморфизма пород Новоялтинского железорудного месторождения КМА // *Вестник Воронежского университета. Геология*. 2003. № 2. С. 113–131].
- Savko K.A., Poskryakova M.V., and Lebedev I.P., 2003. Phase equilibria and physicochemical metamorphic conditions of BIF at Pankovo deposit, the Kursk magnetic anomaly. *Vestnik Voronezhskogo Universiteta. Geologiya (Voronezh University Bulletin. Geology)* (1), 58–71 (in Russian) [Савко К.А., Поскрякова М.В., Лебедев И.П. Фазовые равновесия и физико-химические условия метаморфизма пород железисто-кремнистой формации Панковского месторождения Курской магнитной аномалии // *Вестник Воронежского университета. Геология*. 2003. № 1. С. 58–71].
- Shcherbak N.P., Artemenko G.V., Bartnitsky E.N., Sergienko V.N., Tatarinova E.I., 1992. Age of felsic metavolcanic rocks in the Aleksandrovo and Korobkovo areas of KMA. *Doklady NAN Ukraini (Transactions of Ukrainian Academy of Sciences)* (6), 120–123 (in Russian) [Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н., Сергиенко В.Н., Татарина Е.И. Возраст кислых метавулканитов Александровского и Коробковского участков КМА // *Доклады НАН Украины*. 1992. № 6. С. 120–123].
- Shcherbak N.P., Artemenko G.V., Bartnitsky E.N., Verkhoglyad V.M., Komaristy A.A., Lesnaya I.M., Mitskevich N.Y., Ponomarenko A.R., Scobelev V.M., Shcherbak D.R., 1989. Geochronologic Scale of Precambrian in the Ukrainian Shield. *Naukova Dumka, Kiev*, 144 p. (in Russian) [Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н., Верхогляд В.М., Комаристый А.А., Лесная И.М., Мицкевич Н.Ю., Пономаренко А.Р., Скобелев В.М., Щербак Д.Р. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. Киев: Наукова Думка, 1989. 144 с.].
- Shcherbak N.P., Bibikova E.V., Lobach-Zhuchenko S.B., Artemenko G.V., Presnyakov S.L., 2009. Paleoproterozoic in the eastern Ukrainian Shield according to U–Pb method (3.6–3.2 Ga). *Mineralogichny Zhurnal (Mineralogical Journal)* 31 (3), 3–9. (in Russian) [Щербак Н.П., Бибикина Е.В., Лобач-Жученко С.Б., Артеменко Г.В., Пресняков С.Л. Палеоархей восточной части Украинского щита по данным U–Pb метода (3.6–3.2 млрд лет) // *Минералогический журнал*. 2009. Т. 31. № 3. С. 3–9].
- Shcherbakov I.B., 2005. Petrology of the Ukrainian Shield. ZUKC, Lvov, 366 p. (in Russian) [Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. Львов: ЗУКЦ, 2005. 366 с.].
- Shchipansky A.A., Bogdanova S.V., 1996. The Sarmatian crustal segment: Precambrian correlation between the Voronezh Massif and the Ukrainian Shield across the Dniepr–Donets Aulacogen. *Tectonophysics* 268 (1–4), 109–125. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00227-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00227-2).
- Shchipansky A.A., Samsonov A.V., Petrova A.Yu., Larionova Yu.O., 2007. Geodynamics of the eastern margin of Sarmatia in the Paleoproterozoic. *Geotectonics*, 41 (1), 38–62. <http://dx.doi.org/10.1134/S0016852107010050>.
- Stovba C.N., Tolkunov A.P., Maistrenko Yu.P., Stephenson R.A., Baer U., Gajevsky D., Rabbel V., Starostenko V.I., Tibo G., 2006. Deep study along DOBRE CMP profile. In: *Structure and dynamics of the lithosphere of Eastern Europe. Research results under EUROPROBE Program. Issue 2. Geokart, Moscow*, p. 328–332 (in Russian) [Стовба С.Н., Толкунов А.П., Майстренко Ю.П., Стифенсон Р.А., Баер У., Гаевский Д., Раббель В., Старостенко В.И., Тибо Г. Глубинные исследования по профилю DOBRE методом ОГТ // *Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. С. 328–332*].
- Teixell A., 1998. Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics* 17 (3), 395–406. <http://dx.doi.org/10.1029/98TC00561>.
- Terent'ev R.A., 2002. Metavolcanics of Losevka series and their formational type (Voronezh crystalline massif). *Vestnik Voronezhskogo Universiteta. Geologiya (Voronezh University Bulletin. Geology)* (1), 140–150 (in Russian) [Терентьев Р.А. Метавулканиты лосевской серии и их формационная принадлежность (Воронежский кристаллический массив) // *Вестник Воронежского университета. Геология*. 2002. № 1. С. 140–150].
- Tugarinov A.I., Bibikova E.V., Zykov S.I., 1964. Absolute age of rocks from KMA. *Geokhimiya (Geochemistry)* 2 (10), 988–994 (in Russian) [Тугаринов А.И., Бибикина Е.В., Зыков С.И. Абсолютный возраст горных пород КМА // *Геохимия*. 1964. № 10. С. 988–994].
- Vasilchenko V.V., Kiselev V.A., Zagnitko V.N., 1992. Charnockitoids of the Eastern Peri-Azov area. *Geologicheskyy Zhurnal (Geological Journal)* (1), 27–34 (in Russian) [Васильченко В.В., Киселев В.А., Загнитко В.Н. Чарнокитоиды Восточного Приазовья // *Геологический журнал*. 1992. № 1. С. 27–34].

- Yatsenko G.M., Gursky D.S., Slivko E.M. et al., 2002. Diamondiferous Formations and Structures of the Southwestern Margin of the East European Platform. UkrGGRI, Kiev, 331 p. (in Russian) [Яценко Г. М., Гурский Д. С., Сливко Е. М. и др. Алмазоносные формации и структуры юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. Киев: УкрГГРИ, 2002. 331 с.].
- Yesipchuk K.E., Sheremet E.M., Zinchenko O.V. et al., 1990. Petrology, geochemistry and metallogeny of intrusive granitoids of the Ukrainian Shield. Naukova Dumka, Kiev, 236 p. (in Russian) [Есипчук К.Е., Шеремет Е.М., Зинченко О.В. и др. Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита. Киев: Наукова Думка, 1990. 236 с.].
- Zagnitko V.N., Lugovaya I.P., 1989. Isotope Geochemistry of Carbonate and Ferruginous-Siliceous Rocks of the Ukrainian Shield. Naukova Dumka, Kiev, 316 p. (in Russian) [Загнитко В.Н., Луговая И.П. Изотопная геохимия карбонатных и железисто-кремнистых пород Украинского щита. Киев: Наукова Думка, 1989. 316 с.].
- Zaitsev Yu.S., 1966. Mikhailovka series in the Belgorod iron-ore region and some questions Precambrian stratigraphy in Voronezh anticline. In: Transactions of the Third Conference on problems of the Voronezh anticline. VGU, Voronezh, p. 21–28 (in Russian) [Зайцев Ю.С. Михайловская серия Белгородского железорудного района и некоторые вопросы стратиграфии докембрия Воронежской антеклизы // Тр. Третьего совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Воронеж: ВГУ, 1966. С. 21–28].
- Zaitsev Yu.S., Ivanov A.V., Lebedev I.P., 1978. Early Precambrian metamorphic complexes in the southeastern Voronezh Crystalline Massif. In: Metamorphic complexes in basement of the Russian plate. Nauka, Leningrad, 115–130 (in Russian) [Зайцев Ю.С., Иванов А.В., Лебедев И.П. Метаморфические комплексы раннего докембрия юго-восточной части Воронежского кристаллического массива // Метаморфические комплексы фундамента Русской плиты. Л.: Наука, 1978. С. 115–130].



Ми́нц Михаил Вениаминович, докт. геол.-мин. наук, зав. лабораторией
Геологический институт РАН
119016, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия
✉ e-mail: michael-mints@yandex.ru

Mints, Mikhail V., Doctor of Geology and Mineralogy, Head of laboratory
Geological Institute of RAS
7 Pyzhevsky lane, Moscow 119017, Russia
✉ e-mail: michael-mints@yandex.ru



Буш Вильям Артурович, докт. геол.-мин. наук
ЗАО ГНПП «Аэрогеофизика»
127287, Москва, 2-я Хуторская ул., 38А, стр. 15, Россия
e-mail: bush@aerogeo.ru

Bush, William A., Doctor of Geology and Mineralogy
Aerogeophysics Inc.
38/A building 15 2-nd Khutorskaya street, Moscow 127287, Russia
e-mail: bush@aerogeo.ru



Агеев Сергей Николаевич
ЗАО ГНПП «Аэрогеофизика»
127287, Москва, 2-я Хуторская ул., 38А, стр. 15, Россия
e-mail: 7777@inbox.ru

Ageev, Sergei N.
Aerogeophysics Inc.
38/A building 15 2-nd Khutorskaya street, Moscow 127287, Russia
e-mail: 7777@inbox.ru



THE NEOPROTEROZOIC ISLAND-ARC ASSOCIATION OF THE MUKODEK GOLD-ORE FIELD, NORTHERN BAIKAL AREA

V. A. Vanin, D. P. Gladkochub, T. V. Donskaya

Institute of the Earth's Crust of SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract: Metamorphosed volcanic rocks of the Ushmukan suite were studied in the Mukodek gold-ore field located in the Baikal-Muya belt in the Northern Baikal area, Russia. The Ushmukan suite shows interleaving of ortoschists which compositions are widely variable. Basalt-andesite-dacite series of normal alkalinity are the substrate of the studied metavolcanic rocks. Based on the set of geochemical characteristics, it is concluded that the rocks were formed in suprasubduction geodynamic conditions corresponding to a mature island arc. The proximity of the geological locations and the similarity of the geochemical characteristics of the volcanic rocks of the Ushmukan suite and rocks of the Kelyan suite (Neoproterozoic, 823 Ma), which have similar compositions, give grounds to consider these two rock suites as age peers. Specific features of gold distribution through the Mukodek gold-ore field are analyzed. Industrial gold contents are recorded only in berezite-listvenite metasomatic rocks of the gold-quartz-sulfide formation which were formed on metavolcanic rocks of the Ushmukan suite. It is concluded that the volcanic rocks, which are specific of the island-arc setting, could be a source of gold for deposits in the Mukodek gold-ore field.

Key words: Neoproterozoic, volcanic rocks, island arc, Baikal-Muya belt, Ushmukan suite, metasomatic rocks, gold-quartz-sulfide formation, Mukodek gold-ore field.

Recommended by A.V. Ivanov

Citation: Vanin V.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V. 2014. The Neoproterozoic island-arc association of the Mukodek gold-ore field, Northern Baikal area. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (3), 743–762. doi:10.5800/GT-2014-5-3-0152.

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ОСТРОВОДУЖНАЯ АССОЦИАЦИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ МУКОДЕК (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

В. А. Ванин, Д. П. Гладkochуб, Т. В. Донская

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Аннотация: Проведено изучение метаморфизованных вулканических пород ушмуканской свиты на площади золоторудного поля Мукодек Байкало-Муйского пояса (Северное Прибайкалье). Установлено, что разрез ушмуканской свиты в районе исследований характеризуется чередованием ортосланцев широкого спектра составов. Показано, что субстратом изученных метавулкаников являлись породы базальт-андезит-дацитовый серии нормальной щелочности. По комплексу геохимических характеристик сделан вывод о формировании этих пород в надсубдукционных геодинамических условиях, отвечающих развитой островной дуге. Близость геологического положения и геохимических

характеристик вулканитов ушмуканской свиты и аналогичных по составу пород келянской свиты неопротерозоя (823 млн лет), развитых на прилегающих территориях БМП, позволяет рассматривать образования этих двух подразделений в качестве возрастных аналогов. Проанализированы особенности распространения золота на площади золоторудного поля Мукодек. Установлено, что промышленные содержания золота зафиксированы лишь в березит-лиственитовых метасоматитах золото-кварц-сульфидной формации, образованных по метавулканитам ушмуканской свиты. Сделан вывод о том, что вулканиты, имеющие отчетливую островодужную специфику, могли явиться источником золота для рудных объектов золоторудного поля Мукодек.

Ключевые слова: неопротерозой, вулканиты, островная дуга, Байкало-Муйский пояс, ушмуканская свита, метасоматиты, золото-кварц-сульфидная формация, золоторудное поле Мукодек.

1. ВВЕДЕНИЕ

Вторая половина XX в. стала временем коренного пересмотра взглядов о возрасте и геодинамической позиции целого ряда структур, входящих в состав складчатых областей Земли, в том числе Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Начало этому процессу в России положила статья А.В. Пейве [Peive, 1969], в которой, вслед за зарубежными коллегами, было показано, что в пределах внутриконтинентальных (в настоящее время) областей консолидированной литосферы могут сохраняться фрагменты океанической коры геологического прошлого. В начале 80-х годов прошлого столетия были опубликованы первые работы [Dobretsov, 1983; Dobretsov et al., 1985], объясняющие природу ряда геологических комплексов Северного Прибайкалья в рамках концепции литосферных плит. В последующем коренной пересмотр традиционных взглядов на геологию и тектонику ЦАСП коснулся и территории Восточно-Саянского сегмента этого пояса (см. обзор в [Belichenko et al., 1988; Dobretsov et al., 1989]). Эти, по сути пионерные, исследования проводились научным коллективом под руководством академика Н.Л. Добрецова. Среди наиболее активных участников этого научного коллектива могут быть упомянуты такие известные ученые-геологи, как Е.В. Скляр, Э.Г. Конников, А.С. Гибшер, А.Э. Изох, М.М. Буслов, Е.В. Хаин и другие. Синтез новых результатов, полученных по Северо-Байкальскому и Восточно-Саянскому сегментам ЦАСП, был представлен в фундаментальной работе «Тектоника литосферных плит территории СССР» [Zonenshain et al., 1990]. Таким образом, к началу 90-х годов прошлого века в научную литературу и в практику геологических исследований вошло понятие «Байкало-Муйский офиолитовый пояс», в пределах которого в последующем, кроме собственно базит-ультрабазитовых комплексов, априори признаваемых «офиолитовыми», были выделены вулканические ассоциации островодужной природы (келянская свита) [Konnikov et al., 1994].

Детальные работы, проведенные рядом исследовательских групп на территории Северного Прибайкалья, показали, что на площади Байкало-Муйского офи-

олитового пояса, кроме собственно офиолитовых и островодужных комплексов, присутствуют образования, сформированные в совершенно различных геодинамических обстановках (см. обзор в [Tsygankov, 2005; Rytsk et al., 2007]), поэтому в настоящее время фрагмент ЦАСП, располагающийся между пассивной окраиной Сибирского кратона и Баргузинским микроконтинентом, рассматривается в качестве Байкало-Муйского пояса (БМП).

Предметом изучения, результаты которого представлены в данной статье, стали позднерифейские вулканические образования ушмуканской свиты западной части БМП, для которых был выполнен комплекс геологических, петрографических и геохимических исследований.

2. ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД УШМУКАНСКОЙ СВИТЫ

На территории Байкало-Муйского пояса в 1962 г. было выделено золоторудное проявление Мукодек при заверке магнитной аномалии, обнаруженной Монюканской партией геологосъемочной экспедиции ИГУ в процессе ГСР-50 [Artemiev, Tsyukov, 1963]. При дальнейших поисково-оценочных работах оно было переведено в ранг Мукодекского золоторудного поля, ставшего составной частью Северо-Байкальского золоторудного района. Согласно современной трактовке террейновой структуры Северного Прибайкалья [Rytsk et al., 2007], золоторудное поле Мукодек принадлежит Янской зоне Байкало-Муйского пояса ЦАСП, располагающейся вблизи южной границы Олокитской зоны (рис. 1).

В строении золоторудного поля участвуют позднерифейские породы осадочно-вулканогенной ушмуканской свиты, габбро-плагиограниты муйского комплекса, габбро таллаинского комплекса и раннепалеозойские гранитоиды конкудеро-мамаканского комплекса (рис. 2). Стоит отметить, что все породы, кроме гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса, испытали метаморфизм зеленосланцевой фации.

Основание золоторудного поля представлено оса-

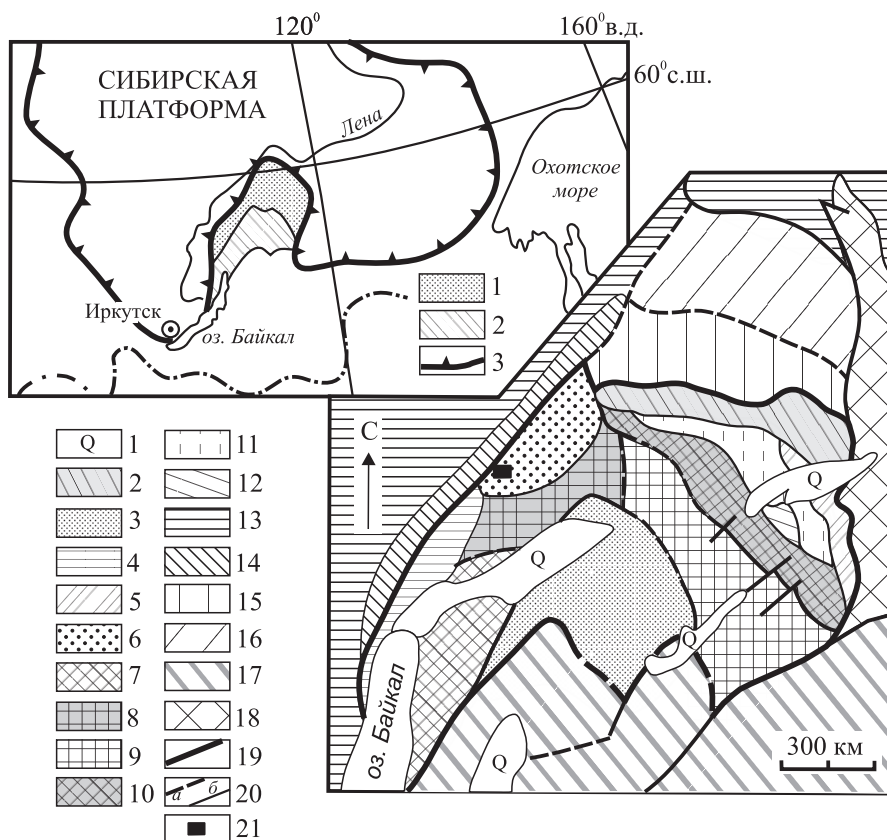


Рис. 1. Схема тектонических зон, блоков и террейнов Байкальской складчатой области (модифицировано по [Rytsk et al., 2007]).

1 – четвертичные впадины; 2–12 – Байкало-Муйский складчатый пояс: 2 – Каралон-Мамаканская зона, 3 – Катеро-Уакитская зона, 4 – Кичерская зона, 5 – Парам-Шаманская зона, 6 – Янская зона, Анамакит-Муйская зона и ее подзоны: 7 – Светлинская, 8 – Угдокитская, 9 – Бамбуйско-Олиндинская, 10 – Келяно-Иракиндинская, 11 – Муйская, 12 – Киндиканский блок Муйской подзоны; 13–16 – Байкало-Патомский складчатый пояс: 13 – Кутимская, Мамская, Патомская зоны, 14 – Олоkitская зона, 15 – Делюн-Уранская зона, 16 – Бодайбинская зона; 17 – Баргузино-Витимский супертеррейн; 18 – Алдано-Становой щит; 19 – тектонические границы Байкало-Муйского пояса; 20 – граничные разломы: а – предполагаемые, б – установленные; 21 – рудное поле Мукодек. На врезке показано положение Байкальской складчатой области. 1 – внешний Байкало-Патомский складчатый пояс; 2 – внутренний Байкало-Муйский складчатый пояс; 3 – тектонические границы Сибирской платформы.

Fig. 1. The scheme of tectonic zones, blocks and terrains of the Baikal folded area (modified from [Rytsk et al., 2007]).

1 – Quaternary depressions; 2–12 – Baikal-Muya folded belt: 2 – Karalon-Mamakan zone, 3 – Katero-Uakit zone, 4 – Kichera zone, 5 – Param-Shaman zone, 6 – Yan zone, Anamakit-Muya zone and its subzones: 7 – Svetlinskaya, 8 – Ugdokit, 9 – Bambuy-Olinda, 10 – Kelyano-Irakinda, 11 – Muya, 12 – Kindikan block of Muya subzone; 13–16 – Baikal-Patom folded belt: 13 – Kutim, Mama, Patom zones, 14 – Olokit zone, 15 – Delyun-Uran zone, 16 – Bodaibo zone; 17 – Barguzin-Vitim superterrane; 18 – Aldan-Stanovoi shield; 19 – tectonic boundaries of the Baikal-Muya folded belt; 20 – boundary faults: a – supposed, b – confirmed; 21 – Mukodek ore field. The inset shows the position of the Baikal folded area. 1 – external Baikal-Patom folded belt; 2 – internal Baikal-Muya folded belt; 3 – tectonic boundaries of the Siberian platform.

дочно-вулканогенными породами ушмуканской свиты. Именно с ней в Мукодекском рудном поле связаны все промышленные запасы золота. Ушмуканская свита выделена при ГДП-50 [Rozhok, 1995] и является аналогом наиболее известной келянской свиты. По последним данным возраст островодужной келянской свиты составляет 824 ± 2 млн лет [Rytsk et al., 2001].

Разрез ушмуканской свиты в приустьевой зоне рек Левая и Правая Мама характеризуется чередованием кварц-амфибол-эпидотовых, хлорит-амфибол-кварц-эпидотовых, хлорит-серицит-кварцевых и мусковит-эпидот-кварцевых ортосланцев. Минеральный состав

ортосланцев обусловлен различным сочетанием и процентным соотношением почти одних и тех же минералов: серицита, кварца, хлорита, обыкновенной роговой обманки и др.

Кварц-амфибол-эпидотовые ортосланцы имеют ориентированную и реликтовую-трахитоидную текстуру. Ориентированная текстура выражается в субпараллельном расположении призм измененного плагиоклаза и амфибола. Структура их гранонематобластовая, псевдоморфная, часто с замещениями. Главные минералы представлены зеленой роговой обманкой (~30 %), минералами группы эпидота (~35 %). Второ-



Fig. 2. The geological survey map of the Mukodek gold-ore field.

1 – current boulder-pebble and sandy alluvial deposits of riverbeds and floodplains; 2 – Middle and Upper Quaternary sediments, combined. Moraine clay-boulder, fluvioglacial sand-pebble-boulder and alluvial deposits; 3–4 – Konkudero-Mamakan complex: 3 – amphibole, biotite-amphibole and biotite granite (γ), 4 – medium-grained syenite (ξ); 5 – Kholodninskaya suite. Conglomerates, gravelstones, sandstones; 6 – Ovgol suite. Metamorphosed sandstone, calcareous and gravelly sandstones, gravelstones, siltstone and phyllitic shists; 7 – Ondok suite. Rhythmic alternation of quartz-sericite schists, including carbonaceous and metasandstones (quartz, arkose, calcareous, carbonaceous, gravelly); 8 – Itykit suite, upper subsuite. Interbedded aleuritic schists, metasandstones, metagraystones, schists on volcanic rocks, and crystalline limestone horizons; 9 – Gorbylyak suite. Siltstone, aleuritic sandstones, sandstones (rarely gravelly); 10 – Tallainsky complex. Gabbro, gabbro-diorite and ultrabasic rocks; 11–12 – Muya complex: 11 – second phase, 12 – first phase; 13 – Ushmukan suite. Volcanic rocks (basic, acidic, medium composition), orthogneiss; 14 – plagiogranitegneiss; 15 – syenite; 16 – granite; 17 – banded gabbro; 18 – gabbro; 19 – volcanic rocks; 20 – conglomerates; 21 – tectonic faults; 22 – zones of gold-bearing metasomatic rocks of listvenite-berezite formation of mica-carbonate-quartz composition; 23 – assumed boundaries of the Mukodek gold-ore field; 24 – gold mineralization sites (up to 1 ppm); 25 – boundaries of sections studies in detail: 1 – Mukodek, 2 – Mama (right bank).

степенные минералы – плагиоклаз (~10 %), кварц (~10 %), серицит, актинолит. Из акцессорных минералов встречаются: ортит, апатит и сфен.

В породе плагиоклаз замещается серицитом, роговая обманка по краям зерен замещается светло-зеленым актинолитом, в центре зерен отмечаются мелкие кристаллики эпидота. Среди эпидот-цоизитовых минералов встречаются мелкие кристаллики апатита, зернистые скопления рудных минералов, иногда они образуют тонкую оторочку вокруг зеленой роговой обманки.

Хлорит-амфибол-кварц-эпидотовые ортосланцы имеют полосчато-сланцеватую текстуру и реликтовую порфиридовидную структуру. Главные минералы представлены кварцем (~30 %), минералами группы эпидота (~40 %), амфиболом (~10 %), хлоритом (~10 %). Среди второстепенных минералов отмечаются плагиоклаз, окислы железа, лейкоксен, серицит. Акцессорные – апатит, сфен, рудные минералы.

В породе зерна реликтового плагиоклаза слегка обдавлены и растянуты по направлению сланцеватости и густо серицитизированы, эпидотизированы, иногда обрамляются каймой из микрогранобластового кварца. Основная масса породы состоит из кристаллически зернистого эпидота, образующего сплошные массы, прослои, иногда полные псевдоморфозы по плагиоклазу. Среди эпидотизированных минералов отмечаются линзы, прослои зеленой роговой обманки, гранобластового кварца.

Порода заметно обогащена рудными минералами, сфеном. Сфен образует в большинстве своем идиоморфные кристаллы ромбовидной, конвертообразной формы. Магнетит, титаномагнетит представлены зернистыми агрегатами, образующими скопления. Рудные минералы, в том числе и сфен, отмечены в ассоциации с реликтовым плагиоклазом либо присутствуют в кварцевом агрегате.

Карбонатизированные хлорит-серицит-кварцевые ортосланцы имеют очково-сланцеватую, плейчатую текстуру. Структура – реликтовая, призматически зернистая, лепидогетерогранобластовая, пойкилобластовая. Главные минералы представлены кварцем (~40 %), серицитом (~15 %), хлоритом (~15 %), кальцитом (~20 %). Второстепенные минералы – плагиоклаз, лейкоксен, окислы железа. Среди акцессорных минералов отмечаются сфен, апатит и циркон.

В породе сохранились довольно крупные кристаллы плагиоклаза. Они обдавлены, развальцованы, разлинзованы и ориентированы по направлению сланцеватости. Основная масса породы состоит из гранобластового кварца, параллельно ориентированных пластинок хлорита и серицита. Под влиянием сжатия слюдястые минералы собраны в тонкие складочки. Вдоль плоскостей сланцеватости отмечается внедрение жилковидно-линзовидных обособлений крупнозернистого кальцита, замещающего основную массу породы. Иногда зерна кальцита переполнены мик-

ровключениями кварца. Тонкозернистые рудные минералы, преимущественно титанистой группы, ассоциируют со слюдами. Отмечаются бластические новообразования альбита среди гранобластового кварца.

Мусковит-эпидот-кварцевые ортосланцы обладают очково-сланцеватой, полосчатой текстурой. Структура – порфиробластовая, лепидогетерогранобластовая. Среди главных минералов присутствуют: минералы группы эпидота (~25 %), мусковит (~15 %), кварц (~44 %). Второстепенные минералы представлены реликтовым плагиоклазом ~10 %, хлоритом ~5 %, лейкоксом, альбитом. Акцессорные минералы: циркон, апатит, сфен и ортит.

В составе основной массы доминирует гранобластовый кварц, микропластинчатый мусковит, ассоциирующий с тонколистоватым хлоритом. Эпидот образует в породе зернистые агрегаты, линзовидные обособления, короткие жилки. Зерна плагиоклаза обдавлены, слегка растянуты и ориентированы по направлению сланцеватости. По плагиоклазу развивается тонкочешуйчатый серицит, пелитистое вещество. Вкрапления рудных минералов ассоциируют с эпидотом, хлоритом.

3. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Сорок шесть образцов вулканитов ушмуканской свиты были проанализированы на содержание петрогенных оксидов и элементов группы железа. Двенадцать из них проанализированы на содержание редких и редкоземельных элементов.

Определение основных петрогенных оксидов выполнено методом силикатного анализа в ИЗК СО РАН (аналитики Г.В. Бондарева, Т.В. Попова). Содержания Co, Ni, Sc, V, Cr определены методом спектрального анализа в ИЗК СО РАН (аналитики В.В. Щербань, А.В. Наумова). Определение содержаний редких и редкоземельных элементов было выполнено в ЦКП ИНЦ СО РАН на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500 сe ICP-MS (аналитик С.В. Пантеева) по методике [Panteeva et al., 2003]. Калибровка прибора осуществлялась по международным стандартам G-2, GSP-2, BHVO-1, DNC-1, JB-2, W-2. Ошибка определений редких и редкоземельных элементов методом ICP-MS составляет не более 5 %.

4. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ПЕТРОГЕНЕЗИС ОРТОСЛАНЦЕВ УШМУКАНСКОЙ СВИТЫ

Исследованные породы ушмуканской свиты метаморфизованы, а также подвержены гидротермально-метасоматической переработке, что создает определенные трудности при их петрогеохимической классификации. В связи с этим для систематизации данных

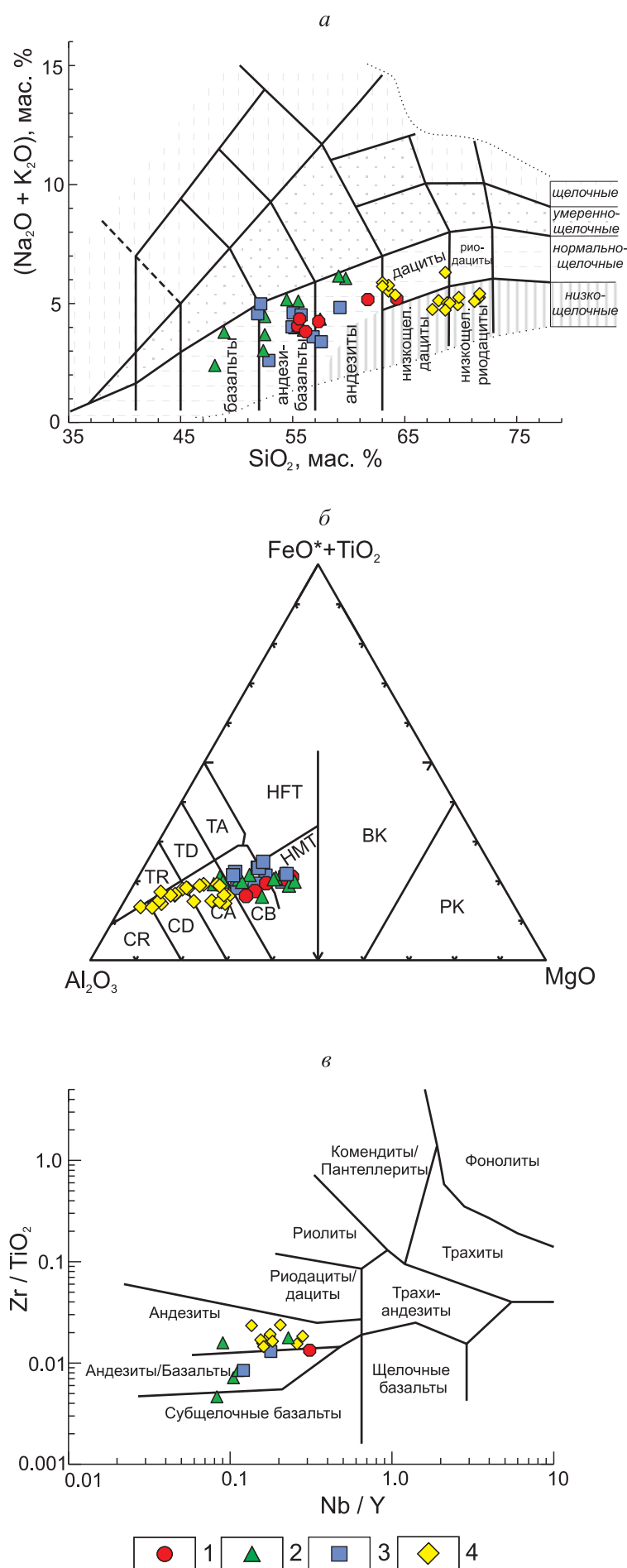


Рис. 3. Классификационные диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$ [Le Maitre, 1989], модифицированная [Petrographic Code..., 2009] (a); $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--}(\text{FeO}^* + \text{TiO}_2)\text{--MgO}$ [Jensen, 1976] (б); $\text{Zr}/\text{TiO}_2\text{--Nb}/\text{Y}$ [Winchester, Floyd, 1977] (в) для метаморфизованных вулканитов ушмуканской свиты.

1 – кварц-амфибол-эпидотовые ортосланцы; 2 – хлорит-амфибол-кварц-эпидотовые ортосланцы; 3 – хлорит-серцит-кварцевые ортосланцы; 4 – мусковит-эпидот-кварцевые ортосланцы. (б) BK – базальтовые коматииты, CA – известково-щелочные андезиты, CB – известково-щелочные базальты, CD – известково-щелочные дациты, CR – известково-щелочные риолиты, PK – пикриты, HFT – высокожелезистые толеиты, HMT – высокомагнезиальные толеиты, TA – толеитовые андезиты, TD – толеитовые дациты, TR – толеитовые риолиты.

Fig. 3. Classification diagrams $((\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$ [Le Maitre, 1989], modified from [Petrographic Code..., 2009] (a); $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--}(\text{FeO}^* + \text{TiO}_2)\text{--MgO}$ [Jensen, 1976] (б); $\text{Zr}/\text{TiO}_2\text{--Nb}/\text{Y}$ [Winchester, Floyd, 1977] (в) for metamorphosed volcanic rocks of the Ushmukan suite.

Ortoshists: 1 – quartz-amphibole-epidote; 2 – chlorite-amphibole-quartz-epidote; 3 – chlorite-sericite-quartz; 4 – muscovite-epidote-quartz. (б) BK – basaltic komatiite, CA – calc-alkalic andesite, CB – calc-alkalic basalt, CD – calc-alkalic dacite, CR – calc-alkalic rhyolite, PK – picrite, HFT – high-Fe tholeiite, HMT – high-Mg tholeiite, TA – tholeiitic andesite, TD – tholeiitic dacite, TR – tholeiitic rhyolite.

Таблица 1. Содержание петрогенных оксидов и элементов группы железа в метаморфизованных вулканитах ушмуканской свиты

Table 1. Contents of major oxides and iron-group elements in metamorphosed volcanic rocks of the Ushmukan suite

Компонент	Хлорит-серицит-кварцевые ортосланцы							
	c16-203(1)	c16-203(3)	c16-203(5)	c16-203(6)	361-5(1)	361-5(2)	361-5(3)	361-5(4)
SiO ₂	59.19	56.79	55.73	57.53	55.16	54.93	51.86	52.13
TiO ₂	0.56	0.42	0.49	0.28	0.83	0.82	0.74	0.77
Al ₂ O ₃	13.47	12.28	12.90	11.69	13.41	13.49	15.20	15.07
Fe ₂ O ₃	0.91	1.13	1.11	1.04	2.53	2.34	3.69	2.35
FeO	4.60	5.88	5.06	5.66	5.57	5.81	6.78	5.52
MnO	0.11	0.15	0.14	0.14	0.15	0.15	0.12	0.13
MgO	4.20	5.30	4.96	6.22	5.16	5.26	6.17	4.31
CaO	5.08	6.34	6.60	6.04	5.73	5.66	3.94	6.13
Na ₂ O	4.28	2.88	3.94	2.88	3.81	3.85	3.15	2.48
K ₂ O	0.55	0.72	0.58	0.51	0.17	0.17	1.42	2.50
P ₂ O ₅	0.1	0.09	0.07	0.05	0.11	0.11	0.09	0.13
H ₂ O	0.11	0.19	0.20	0.14	0.05	0.04	0.04	0.07
ппп	3.01	3.57	3.40	3.93	3.56	3.63	4.24	3.85
CO ₂	3.66	4.40	4.63	4.22	3.93	3.85	2.97	4.35
Сумма	99.84	100.13	99.81	100.33	100.17	100.12	100.41	99.79
Mg #	0.62	0.62	0.63	0.66	0.56	0.58	0.56	0.54
Co	15	21	14	18	23	23	2.97	22
Ni	77	88	74	120	110	110	120	84
Sc	23	26	21	25	27	31	29	27
V	110	120	110	100	160	160	190	220
Cr	180	250	190	280	280	260	280	160

Продолжение таблицы 1

Continuation of Table 1

Компонент	Хлорит-серицит-кварцевые ортосланцы		Кварц-амфибол-эпидотовые ортосланцы					
	361-5(5)	361-5(6)	c18-97(1)	c18-97(2)	c18-97(3)	c18-97(4)	c18-97(5)	c18-97(6)
SiO ₂	55.02	52.85	55.43	56.13	61.67	55.60	57.29	64.26
TiO ₂	0.62	0.38	0.39	0.50	0.29	0.32	0.27	0.23
Al ₂ O ₃	13.64	12.85	13.20	12.90	13.65	13.35	13.95	13.35
Fe ₂ O ₃	2.47	1.80	3.48	3.38	2.47	3.14	3.01	2.13
FeO	4.36	6.61	5.19	5.06	3.63	5.01	4.46	3.19
MnO	0.12	0.14	0.17	0.16	0.12	0.17	0.15	0.10
MgO	3.83	7.1	7.79	7.02	5.37	7.11	6.16	4.76
CaO	6.95	6.16	8.02	8.69	5.79	8.51	8.12	5.48
Na ₂ O	3.99	1.55	2.29	2.41	3.38	3.27	2.79	3.60
K ₂ O	0.61	1.06	1.76	1.41	1.78	1.08	1.45	1.59
P ₂ O ₅	0.08	0.10	0.06	0.07	0.04	0.04	0.03	0.03
H ₂ O	0.17	0.12	0.02	0.04	0.01	0.06	0.05	0.02
ппп	3.22	4.90	2.21	1.99	1.88	1.92	2.04	1.56
CO ₂	4.74	4.58	0.23	0.57	0.11	0.55	32	<0.06
Сумма	99.84	100.21	100.24	100.33	100.18	100.13	99.99	100.30
Mg #	0.55	0.64	0.66	0.65	0.66	0.64	0.64	0.66
Co	17	28	34	28	27	32	0.22	28
Ni	78	140	33	29	26	35	34	24
Sc	31	35	32	27	32	29	27	23
V	210	190	150	170	150	150	200	150
Cr	240	390	400	440	490	560	590	540

Продолжение таблицы 1

Continuation of Table 1

Компонент	Хлорит-амфибол-кварц-эпидотовые ортосланцы							
	361-1(1)	361-1(2)	361-1(3)	361-1(4)	361-1(5)	361-1(6)	361-4(1)	361-4(3)
SiO ₂	52.50	52.50	59.71	55.48	59.08	54.45	55.93	52.36
TiO ₂	0.64	0.76	0.61	0.70	0.60	0.51	0.24	0.35
Al ₂ O ₃	17.10	16.20	16.10	16.05	15.80	15.90	13.80	14.45
Fe ₂ O ₃	4.13	3.66	2.48	2.91	2.48	2.75	4.29	4.23
FeO	4.04	5.11	4.12	4.82	4.50	4.90	4.22	5.42
MnO	0.13	0.17	0.11	0.14	0.12	0.13	0.11	0.15
MgO	3.98	5.71	3.53	4.96	3.93	5.18	6.77	7.86
CaO	11.16	8.83	4.29	6.78	4.37	8.56	8.27	8.32
Na ₂ O	3.23	2.55	4.01	3.36	3.80	3.76	2.85	2.04
K ₂ O	0.46	1.90	2.04	1.74	2.35	1.39	1.03	0.98
P ₂ O ₅	0.08	0.09	0.23	0.10	0.24	0.06	0.09	0.11
H ₂ O	0.11	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.08	0.01
ппп	2.18	2.82	2.43	2.57	2.44	2.20	2.54	3.74
CO ₂	<0.06	<0.06	<0.06	<0.06	0.11	<0.06	<0.06	<0.06
Сумма	99.74	100.33	99.69	99.64	99.85	99.80	100.22	100.02
Mg #	0.52	0.59	0.54	0.58	0.55	0.60	0.64	0.64
Co	17	20	12	16	0.11	18	29	25
Ni	130	130	46	91	40	120	96	250
Sc	53	68	13	35	29	35	16	33
V	300	390	89	230	170	200	190	220
Cr	230	390	49	220	67	240	310	420

Продолжение таблицы 1

Continuation of Table 1

Компонент	Хлорит-амфибол-кварц-эпидотовые ортосланцы				Мусковит-эпидот-кварцевые ортосланцы			
	361-4(5)	361-4(6)	скк161-1	скк161-2	441(1)	441(2)	441(3)	441(4)
SiO ₂	57.44	55.45	48.04	48.86	69.70	67.99	69.78	71.62
TiO ₂	0.19	0.25	0.82	0.37	0.63	0.72	0.54	0.33
Al ₂ O ₃	13.15	13.20	15.07	15.25	13.50	14.20	14.06	13.96
Fe ₂ O ₃	3.17	3.24	3.67	1.48	2.08	2.20	1.81	1.87
FeO	4.44	5.04	4.77	4.71	2.50	2.69	2.45	1.86
MnO	0.13	0.14	0.11	0.11	0.07	0.07	0.06	0.05
MgO	7.57	8.05	7.23	6.59	1.75	2.05	1.63	1.09
CaO	6.67	7.54	11.99	9.63	2.76	2.78	2.52	2.24
Na ₂ O	2.57	2.27	2.10	3.13	3.88	3.76	3.96	3.97
K ₂ O	1.77	1.81	0.30	0.66	1.07	1.36	1.29	1.28
P ₂ O ₅	0.06	0.10	0.04	0.05	0.11	0.12	0.10	0.09
H ₂ O	0.01	0.01	0.04	0.05	0.11	0.15	0.13	0.12
ппп	2.55	2.99	3.42	3.71	1.79	2.06	1.69	1.46
CO ₂	<0.06	0.09	2.18	5.49	He отр.	He отр.	He отр.	He отр.
Сумма	99.72	100.18	99.78	100.09	99.94	100.15	100.02	99.95
Mg #	0.69	0.68	0.65	0.70	0.46	0.48	0.46	0.39
Co	32	35	35	32	14	13	12	7.4
Ni	170	170	67	74	37	21	24	8.3
Sc	27	23	26	35	12	13	14	16
V	180	200	259	224	47	86	95	76
Cr	470	450	141	207	52	43	50	40

Продолжение таблицы 1

Continuation of Table 1

Компонент	Мусковит-эпидот-кварцевые ортосланцы							
	441(5)	441(6)	361-2(1)	361-2(2)	361-2(3)	361-2(4)	361-2(5)	361-2(6)
SiO ₂	68.75	74.53	63.53	63.53	68.59	62.97	62.97	64.12
TiO ₂	0.70	0.37	0.53	0.57	0.54	0.68	0.58	0.60
Al ₂ O ₃	13.84	13.92	14.15	14.50	14.82	15.00	14.63	14.00
Fe ₂ O ₃	2.18	1.85	1.32	1.08	0.55	1.32	1.43	1.43
FeO	2.62	1.79	3.70	3.31	2.15	3.15	3.08	3.49
MnO	0.07	0.05	0.11	0.10	0.07	0.11	0.12	0.12
MgO	1.93	1.28	4.00	4.03	1.94	3.45	3.76	3.71
CaO	2.80	2.40	4.97	4.81	2.94	4.90	5.43	5.01
Na ₂ O	3.75	3.97	3.12	3.21	3.95	3.15	3.61	2.98
K ₂ O	1.28	1.24	2.40	2.55	2.35	2.73	2.10	2.37
P ₂ O ₅	0.12	0.10	0.03	0.03	0.03	0.11	0.04	0.04
H ₂ O	0.08	0.22	0.06	<0.01	<0.01	0.03	<0.01	<0.01
ппп	1.94	1.37	2.03	1.94	1.85	2.13	1.88	2.12
CO ₂	Не опр.	Не опр.	0.12	<0.06	<0.06	<0.06	<0.06	<0.06
Сумма	100.07	100.09	100.07	99.66	99.78	99.73	99.63	99.99
Mg #	0.47	0.44	0.63	0.66	0.61	0.63	0.64	0.62
Co	18	8.4	5.5	6.2	5.2	5.2	6.1	4.4
Ni	30	8.4	13	11	10	7.5	15	17
Sc	17	21	20	24	14	31	21	26
V	110	87	140	150	94	170	100	160
Cr	60	35	85	110	61	120	65	120

Продолжение таблицы 1

Continuation of Table 1

Компонент	Мусковит-эпидот-кварцевые ортосланцы							
	361-3(1)	361-3(2)	361-3(3)	361-3(4)	361-3(5)	361-3(6)	скк 162-4	скк 162-6
SiO ₂	68.98	71.18	68.59	71.65	67.43	66.57	64.28	63.71
TiO ₂	0.28	0.21	0.34	0.22	0.34	0.35	0.54	0.74
Al ₂ O ₃	14.80	14.20	14.15	14.45	15.35	15.45	15.74	16.20
Fe ₂ O ₃	2.33	2.24	2.74	1.63	2.51	2.87	1.14	1.87
FeO	1.85	1.24	1.90	1.91	2.37	2.18	5.07	4.23
MnO	0.06	0.04	0.06	0.03	0.06	0.07	0.10	0.08
MgO	1.23	0.68	1.64	1.07	1.62	1.19	2.94	2.84
CaO	3.81	3.64	3.82	1.71	3.89	5.44	0.48	0.45
Na ₂ O	3.93	4.01	4.06	3.97	4.03	3.81	4.13	4.15
K ₂ O	1.08	1.07	0.66	1.44	0.72	0.53	2.00	2.38
P ₂ O ₅	0.08	0.07	0.09	0.08	0.09	0.09	0.17	0.19
H ₂ O	<0.01	0.06	<0.01	<0.01	0.04	<0.01	0.07	0.09
ппп	1.76	1.07	1.69	1.45	1.73	1.57	2.91	2.80
CO ₂	<0.06	<0.06	<0.06	<0.06	<0.06	<0.06	0.13	0.21
Сумма	100.19	99.71	99.74	99.61	100.18	100.12	99.70	99.94
Mg #	0.40	0.30	0.44	0.40	0.42	0.34	0.50	0.50
Co	5.6	5.2	8.7	9.2	9	6	15	16
Ni	22	11	16	12	20	19	33	38
Sc	12	9.7	11	5.2	21	13	15	20
V	44	41	53	23	110	65	135	165
Cr	25	36	32	36	61	51	60	70

Окончание таблицы 1

End of Table 1

Компонент	Мусковит-эпидот-кварцевые ортосланцы		
	скк 162-140	скк 162-145	скк 162-147
SiO ₂	62.40	61.10	67.84
TiO ₂	0.65	0.74	0.42
Al ₂ O ₃	14.18	15.67	13.91
Fe ₂ O ₃	2.40	2.50	1.77
FeO	3.47	3.84	2.34
MnO	0.10	0.08	0.08
MgO	3.26	3.78	2.44
CaO	5.26	4.43	3.42
Na ₂ O	3.54	3.57	3.86
K ₂ O	1.29	1.55	2.09
P ₂ O ₅	0.15	0.20	0.08
H ₂ O	0.09	0.09	Не опр.
ппп	2.18	2.47	1.38
CO ₂	1.32	0.21	0.20
Сумма	100.29	100.23	99.82
Mg #	0.55	0.57	0.57
Co	18	22	14
Ni	43	53	37
Sc	21	28	19
V	167	134	132
Cr	96	96	101

пород мы используем серию диаграмм, основанных на содержании как петрогенных оксидов, так и редких элементов. На диаграмме (Na₂O+K₂O)–SiO₂ ([Le Maitre, 1989], модифицированной согласно [Petrographic Code..., 2009], фигуративные точки всех проанализированных метавулканитов расположились в поле нормально- и низкощелочных пород, варьируясь по составу от базальтов до риодацитов (рис. 3, а). На диаграмме MgO–(FeO*+TiO₂)–Al₂O₃ [Jensen, 1976], которая используется для классификации метаморфизованных пород, точки составов метавулканитов образуют непрерывный ряд от высокомагнезиальных толеитовых базальтов через известково-щелочные базальты и андезиты к известково-щелочным дацитам (рис. 3, б). В связи с тем, что при построении диаграммы Л. Дженсона [Jensen, 1976] не используются элементы, которые могут быть мобильными при метаморфических преобразованиях (SiO₂, Na₂O, K₂O), серийная принадлежность пород, обоснованная с использованием данной диаграммы, является наиболее объективной. Для тех разновидностей метавулканитов, для которых были проанализированы содержания редких элементов, дополнительная классификация была проведена с использованием диаграммы Zr/TiO₂–Nb/Y [Winchester, Floyd, 1977], как наиболее подходящей для анализа измененных пород. На этой диаграмме точки составов метавулканитов расположились в полях базальтов и андезитов (рис. 3, в). На основании обобщения всех отмеченных выше клас-

сификаций можно сделать вывод о том, что проанализированные метавулканиты ушмуканской свиты принадлежат к базальт-андезит-дацитовой серии нормальной щелочности. Присутствие в разрезах дифференцированного ряда пород, вулканиты основного состава которого относятся как к толеитовой, так и к известково-щелочной серии, свидетельствует в пользу принадлежности данных пород к островодужной ассоциации.

Кварц-амфибол-эпидотовые, хлорит-амфибол-кварц-эпидотовые, хлорит-серицит-кварцевые ортосланцы по своему химическому составу соответствуют нормальнощелочным высокомагнезиальным толеитовым базальтам, известково-щелочным базальтам и андезитам (рис. 3, а–в), т.е. породам основного – среднего состава (далее для обозначения этих пород используется название «основные ортосланцы»). Эти породы представляют собой в разной степени дифференцированные разности, значения mg# варьируются в них от 0.52 до 0.70 (табл. 1). Специфическими характеристиками данных ортосланцев являются низкие содержания TiO₂=0.19–0.83 мас. %, FeO*=5.11–10.09 мас. %, P₂O₅=0.03–0.24 мас. %. На вариационных диаграммах mg# –TiO₂, mg# –P₂O₅ точки составов основных ортосланцев образуют единые отрицательные корреляционные тренды (рис. 4, а, б), а на диаграмме mg# –(Ni+Cr) единый положительный тренд, что может свидетельствовать о формировании их в результате дифференциации одного источника (рис. 4, в).

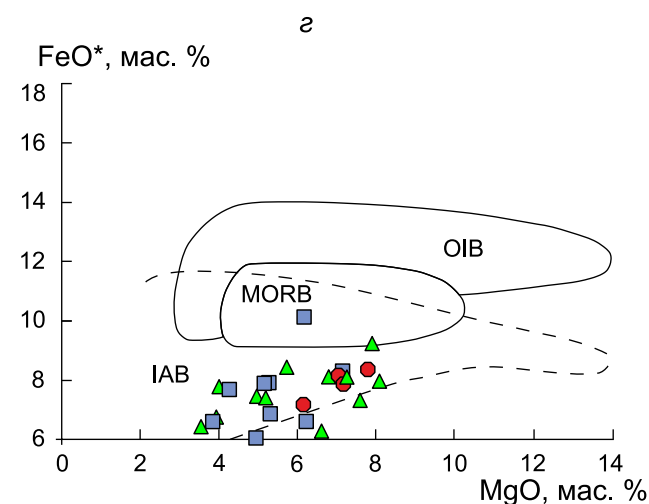
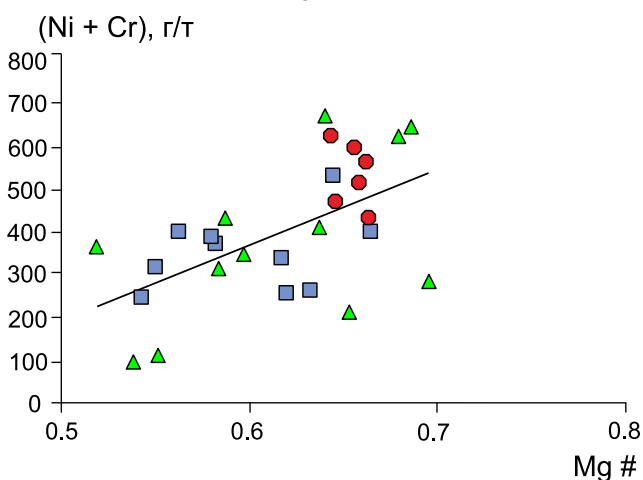
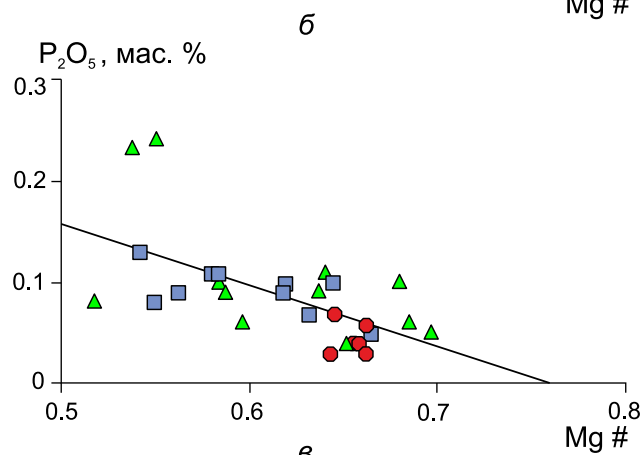
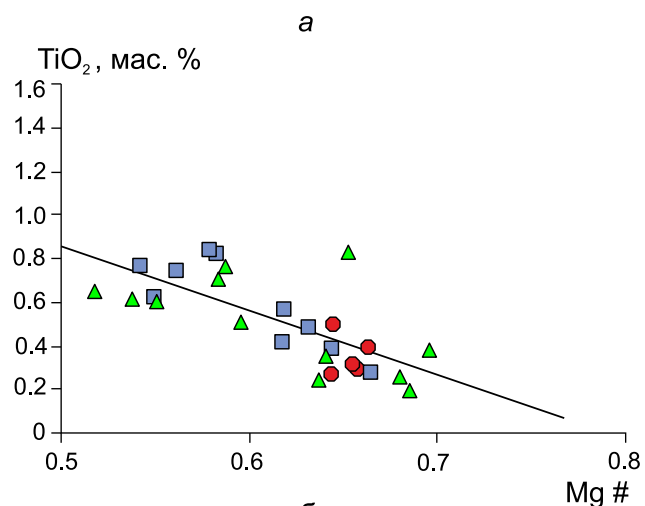


Рис 4. Диаграммы TiO₂ – mg# (а), P₂O₅–mg# (б), Ni+Cr – mg# (в), FeO*–MgO [Turkina, Nozhkin, 2008] (г) для метаморфизованных вулканитов основного и среднего состава ушмуканской свиты.

Условные обозначения смотри на рис. 3. (г) OIB – базальты океанических островов; MORB – базальты срединно-океанических хребтов; IAB – базальты островных дуг.

Fig. 4. Diagrams TiO₂ – mg# (а), P₂O₅ – mg# (б), Ni+Cr – mg# (в), FeO*–MgO [Turkina, Nozhkin, 2008] (г) for metamorphosed volcanic rocks of basic and intermediate compositions of the Ushmukan suite.

See the legend in Figure 3. (г) OIB – oceanic-island basalt; MORB – mid-ocean-ridge basalt; IAB – island-arc basalt.

Таблица 2. Содержание редких и редкоземельных элементов в метаморфизованных вулканиках ушмуканской свиты

Table 2. Contents of rare and rare-earth elements in metamorphosed volcanic rocks of the Ushmukan suite

Компонент	Хлорит-серицит-кварцевые ортосланцы		Кварц-амфибол-эпидотовый ортосланец	Хлорит-амфибол-кварц-эпидотовые ортосланцы				Мусковит-эпидот-кварцевые ортосланцы	
	с16-203(3)	361-5(4)	с18-97(6)	361-1(1)	361-4(6)	скк 161-1	скк 161-2	441(3)	441(6)
Rb	14.17	44.82	27.35	12.14	36.43	4.20	10.34	24.18	23.90
Sr	204.54	138.00	155.99	643.01	204.12	264.08	167.48	230.34	241.99
Y	11.57	21.49	8.52	17.04	9.93	17.40	12.73	24.64	21.56
Zr	54.92	62.84	30.97	29.85	44.62	59.13	31.38	83.95	88.22
Nb	2.07	2.53	2.65	1.42	2.28	1.83	1.43	6.40	4.42
Ba	138.14	386.27	410.24	72.74	246.53	157.62	256.12	257.05	256.64
La	3.36	6.99	2.20	2.58	5.35	2.85	3.69	9.24	10.43
Ce	8.14	17.19	4.90	6.50	13.29	6.71	8.20	20.94	21.98
Pr	1.14	2.27	0.67	0.97	1.55	0.95	1.12	2.54	2.80
Nd	4.90	10.30	2.95	5.14	6.40	4.75	5.09	10.46	11.35
Sm	1.47	2.91	0.86	1.76	1.86	1.52	1.48	2.71	2.76
Eu	0.39	0.70	0.29	0.77	0.49	0.57	0.48	0.62	0.62
Gd	1.60	2.69	0.94	1.96	1.79	1.99	1.53	2.67	2.83
Tb	0.26	0.47	0.17	0.35	0.26	0.33	0.27	0.49	0.47
Dy	1.69	3.14	1.17	2.42	1.58	2.24	1.69	3.38	3.09
Ho	0.36	0.71	0.28	0.58	0.34	0.50	0.36	0.78	0.71
Er	0.99	2.08	0.86	1.67	0.86	1.45	1.08	2.40	2.03
Tm	0.15	0.32	0.15	0.27	0.13	0.23	0.16	0.39	0.32
Yb	1.00	2.21	1.00	1.98	0.83	1.51	0.94	2.74	2.25
Lu	0.18	0.39	0.18	0.37	0.15	1.51	0.94	0.54	0.42
Hf	1.37	1.62	1.26	0.73	0.18	1.53	0.70	2.28	2.33
Th	1.29	1.58	0.58	1.55	1.46	0.39	0.51	1.99	2.10
U	0.77	0.72	0.94	0.68	0.64	0.11	0.14	0.85	0.49
La/Yb _n	2.25	2.12	1.46	0.87	4.31	1.26	2.31	2.25	3.10
Nb/La _{pm}	0.59	0.35	1.16	0.53	0.41	0.62	0.37	0.67	0.41
Nb/Th _{pm}	0.19	0.19	0.55	0.11	0.19	0.56	0.33	0.38	0.25
Th/La _{pm}	3.11	1.83	2.12	4.85	2.21	1.10	1.12	1.74	1.62
Eu/Eu*	0.78	0.77	1.00	1.28	0.82	1.01	0.98	0.71	0.68
Nb/Nb*	0.36	0.28	0.85	0.26	0.30	0.63	0.38	0.54	0.34

Низкие содержания TiO_2 , FeO^* и умеренная магнезиальность в основных ортосланцах, положение точек составов ортосланцев на диаграмме FeO^*-MgO (рис. 4, з) свидетельствуют в пользу их островодужной природы.

Проанализированные основные ортосланцы обнаруживают чрезвычайно низкие содержания Nb (1.42–2.65 г/т) и редкоземельных элементов (сумма РЗЭ = 16.6–52.4 г/т) (табл. 2), как ниже, так и немного выше, чем в базальтах N-MORB (Nb=2.33 г/т, РЗЭ=39.11 г/т [Sun, McDonough, 1989]). Низкие концентрации этих элементов являются отличительной чертой островодужных базальтов. Для основных ортосланцев характерно нефракционированное и слабофракционированное распределение редкоземельных элементов ($\text{La/Yb}_n=0.87-4.31$), а также слабовыраженные отрицательные и положительные Eu аномалии ($\text{Eu/Eu}^*=0.77-1.28$) (рис. 5, а).

Основные ортосланцы характеризуются варьирующими концентрациями крупноионных литофильных элементов (Rb=4–45 г/т, Sr=138–643 г/т, Ba=73–410 г/т) и, соответственно, невыдержанными аномалиями на мультиэлементных спектрах (рис. 5, б). Так как эти элементы являются мобильными в процессе метаморфических и метасоматических преобразований пород, содержания этих элементов не отражают состав источника пород.

За исключением одного образца, все остальные основные ортосланцы характеризуются значениями отношений $\text{Nb/La}_{pm}<1$ (0.35–0.62) и $\text{Nb/Th}_{pm}<1$ (0.11–0.56) (табл. 2) и, соответственно, хорошо выраженной отрицательной Nb аномалией на мультиэлементных спектрах ($\text{Nb/Nb}^*=0.26-0.63$) (рис. 5, б). Для одного образца кварц-амфибол-эпидотового ортосланца (№ с18–97(6)) отмечается значение $\text{Nb/La}_{pm}>1$ (1.16), при этом $\text{Nb/Th}_{pm}<1$ (0.55) и $\text{Nb/Nb}^*=0.85$ (рис. 5, б).

Окончание таблицы 2

End of Table 2

Компонент	Мусковит-эпидот-кварцевые ортосланцы							
	361-2(4)	361-2(5)	361-3(1)	СКК 162-4	СКК 162-6	СКК 162-140	СКК 162-145	СКК 162-147
Rb	45.76	34.60	19.55	33.48	39.14	24.85	29.25	38.55
Sr	224.43	268.63	258.88	78.89	80.20	420.19	354.86	278.64
Y	21.57	23.08	21.74	28.19	26.03	25.52	29.30	13.26
Zr	107.27	105.85	65.93	92.15	108.29	125.28	121.60	77.65
Nb	3.43	4.04	2.96	4.36	4.20	4.53	5.38	3.74
Ba	667.32	512.36	156.93	508.83	513.44	421.71	394.94	600.56
La	6.14	5.21	6.25	11.84	12.97	17.14	15.66	7.66
Ce	15.38	17.82	14.86	26.54	27.28	34.29	31.67	15.85
Pr	2.19	1.69	1.85	3.13	3.49	3.67	3.94	1.75
Nd	9.72	7.79	7.94	13.68	15.25	15.40	17.84	7.18
Sm	2.65	2.24	2.23	3.54	3.72	3.51	4.13	1.77
Eu	0.92	0.79	0.53	0.84	0.96	0.92	1.07	0.58
Gd	2.82	2.42	2.38	3.15	3.47	3.17	3.73	1.72
Tb	0.49	0.44	0.45	0.56	0.58	0.54	0.65	0.29
Dy	3.29	3.23	3.03	3.69	3.57	3.31	3.84	1.73
Ho	0.76	0.81	0.69	0.79	0.75	0.72	0.81	0.37
Er	2.23	2.40	2.10	2.43	2.21	2.14	2.34	1.06
Tm	0.34	0.40	0.33	0.38	0.33	0.32	0.35	0.16
Yb	2.35	2.69	2.35	2.43	2.14	2.04	2.26	0.99
Lu	0.37	0.41	0.44	0.38	0.37	0.36	0.39	0.18
Hf	3.11	3.25	1.80	2.53	2.93	3.21	3.16	1.97
Th	1.05	1.66	1.34	2.85	2.49	3.89	1.94	2.27
U	0.81	0.92	0.40	0.56	0.82	0.69	0.75	0.70
La/Yb _n	2.61	1.94	2.65	4.88	6.06	8.41	6.94	7.77
Nb/La _{pm}	0.54	0.75	0.46	0.36	0.31	0.25	0.33	0.47
Nb/Th _{pm}	0.39	0.29	0.26	0.18	0.20	0.14	0.33	0.20
Th/La _{pm}	1.39	2.57	1.74	1.94	1.55	1.83	1.00	2.39
Eu/Eu*	1.03	1.04	0.70	0.77	0.82	0.85	0.84	1.02
Nb/Nb*	0.49	0.50	0.37	0.27	0.27	0.20	0.35	0.32

Примечание. $Eu/Eu^* = Eu_n / (\sqrt{(Sm_n \times Gd_n)})$; $Nb/Nb^* = 0.3618 \cdot Nb / (\sqrt{(Th \times La)})$. n – значения нормализованы по составу хондрита [Nakamura, 1974], pm – значения нормализованы по составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].

Note. $Eu/Eu^* = Eu_n / (\sqrt{(Sm_n \times Gd_n)})$; $Nb/Nb^* = 0.3618 \cdot Nb / (\sqrt{(Th \times La)})$. n – values normalized to the chondrite composition [Nakamura, 1974], pm – values normalized to the primitive mantle composition [Sun, McDonough, 1989].

Содержание Th в основных ортосланцах повышенное относительно базальтов типа N-MORB и составляет 0.39–1.58 г/т (табл. 2). Для всех проанализированных основных ортосланцев отмечается $Th/La_{pm} > 1$ (1.10–4.85) (табл. 2). Большинство проанализированных основных ортосланцев обнаруживают отрицательную аномалию по Ti на мультиэлементных спектрах ($Ti/Ti^* = 0.33–0.82$), только для одного образца отмечается отсутствие аномалии по Ti ($Ti/Ti^* = 1.12$) (рис. 5, б). Отрицательные Nb и Ti аномалии на мультиэлементных спектрах могут отражать как вклад субдукционного компонента в мантийный источник, так и контаминацию мантийного источника коровым материалом. Наличие в едином разрезе проанализированных основных ортосланцев образцов с $Nb/La_{pm} > 1$ и $Ti/Ti^* > 1$, т.е. с невыраженными отрицательными Nb и Ti аномалиями на мультиэлементных спектрах (рис. 5, б), а также образцов с $La/Yb_n < 1$ свидетельствует о

том, что геохимические характеристики данных ортосланцев являются отражением составов их мантийных источников, а не связаны с ассимиляцией мантийным источником корового материала. Основные ортосланцы, для которых типична отрицательная Nb аномалия, обнаруживают относительно высокие значения Ce/Nb (3.7–6.8) и Th/Nb (0.2–1.1), и на диаграмме Ce/Nb–Th/Nb [Saunders et al., 1988] располагаются вблизи поля базальтов островных дуг, показывая, что в источнике этих основных ортосланцев присутствовал субдукционный компонент SDC (рис. 6, а). Образец кварц-амфибол-эпидотового ортосланца ($Nb/La_{pm} > 1$) обнаруживает более низкие значения Ce/Nb и Th/Nb относительно как остальных основных ортосланцев, так и состава примитивной мантии (PM). В совокупности, на диаграмме Ce/Nb–Th/Nb [Saunders et al., 1988] большинство точек составов основных ортосланцев располагаются между точками SDC и PM, что

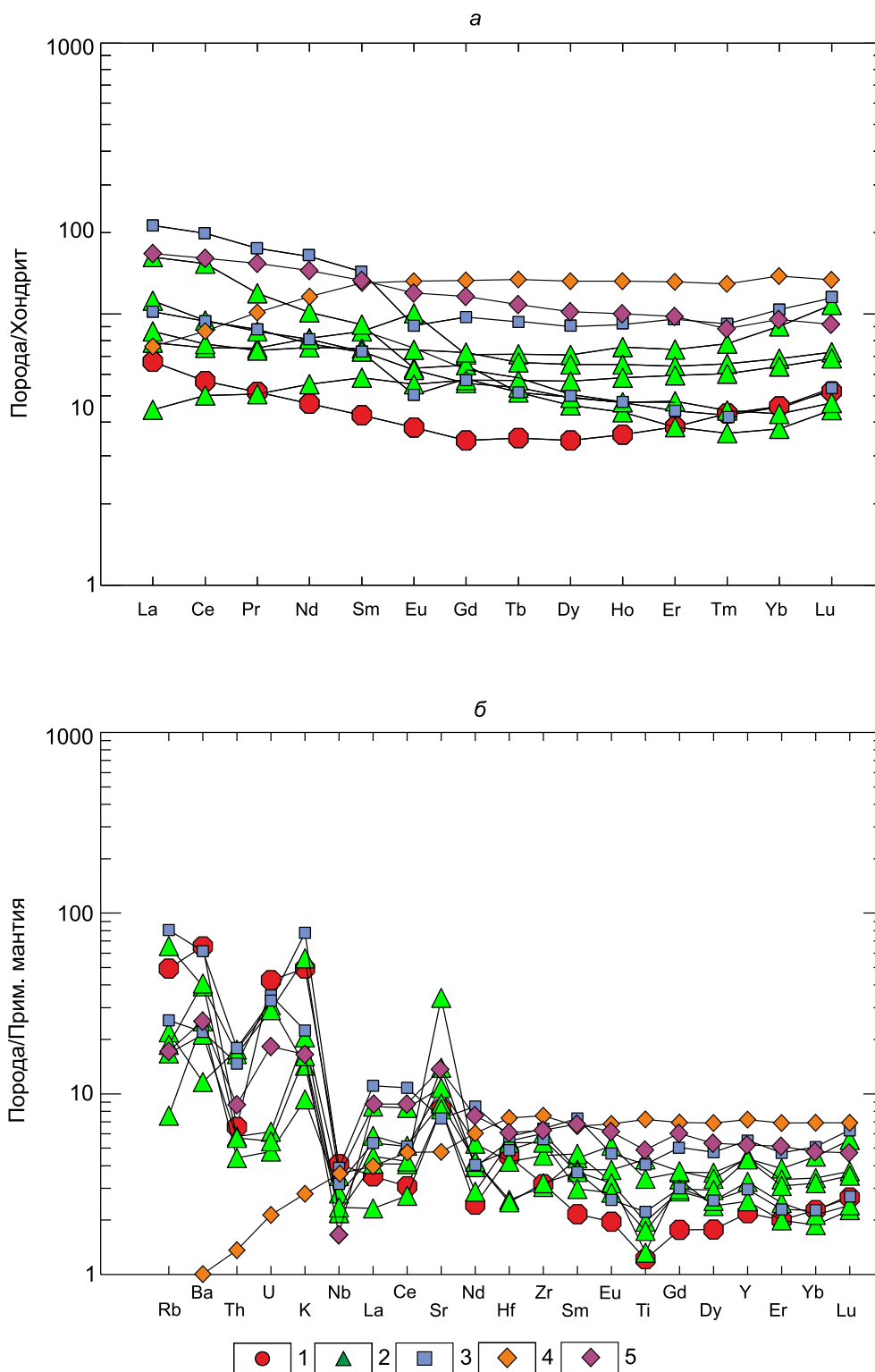


Рис. 5. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормализованные к хондриту [Nakamura, 1974] (a), и мульти-элементные спектры, нормализованные к составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] (б), для метаморфизованных вулканитов основного и среднего состава ушмуканской свиты.

1 – кварц-амфибол-эпидотовые ортосланцы; 2 – хлорит-амфибол-кварц-эпидотовые ортосланцы; 3 – хлорит-серцит-кварцевые ортосланцы; 4 – базальты срединно-океанических хребтов [Sun, McDonough, 1989]; 5 – низкокалийевый базальт островной дуги [Ivanov et al., 2008].

Fig. 5. Chondrite-normalized [Nakamura, 1974] REE patterns (a), and primitive mantle-normalized [Sun, McDonough, 1989] multi-element spectra (б) for metamorphosed volcanic rocks of basic and intermediate compositions of the Ushmukan suite.

1 – quartz-amphibole-epidote ortoschists, 2 – chlorite-amphibole-quartz-epidote ortoschists, 3 – chlorite-sericite-quartz ortoschists; 4 – mid-ocean-ridge basalt [Sun, McDonough, 1989]; 5 – low-K island-arc basalt [Ivanov et al., 2008].

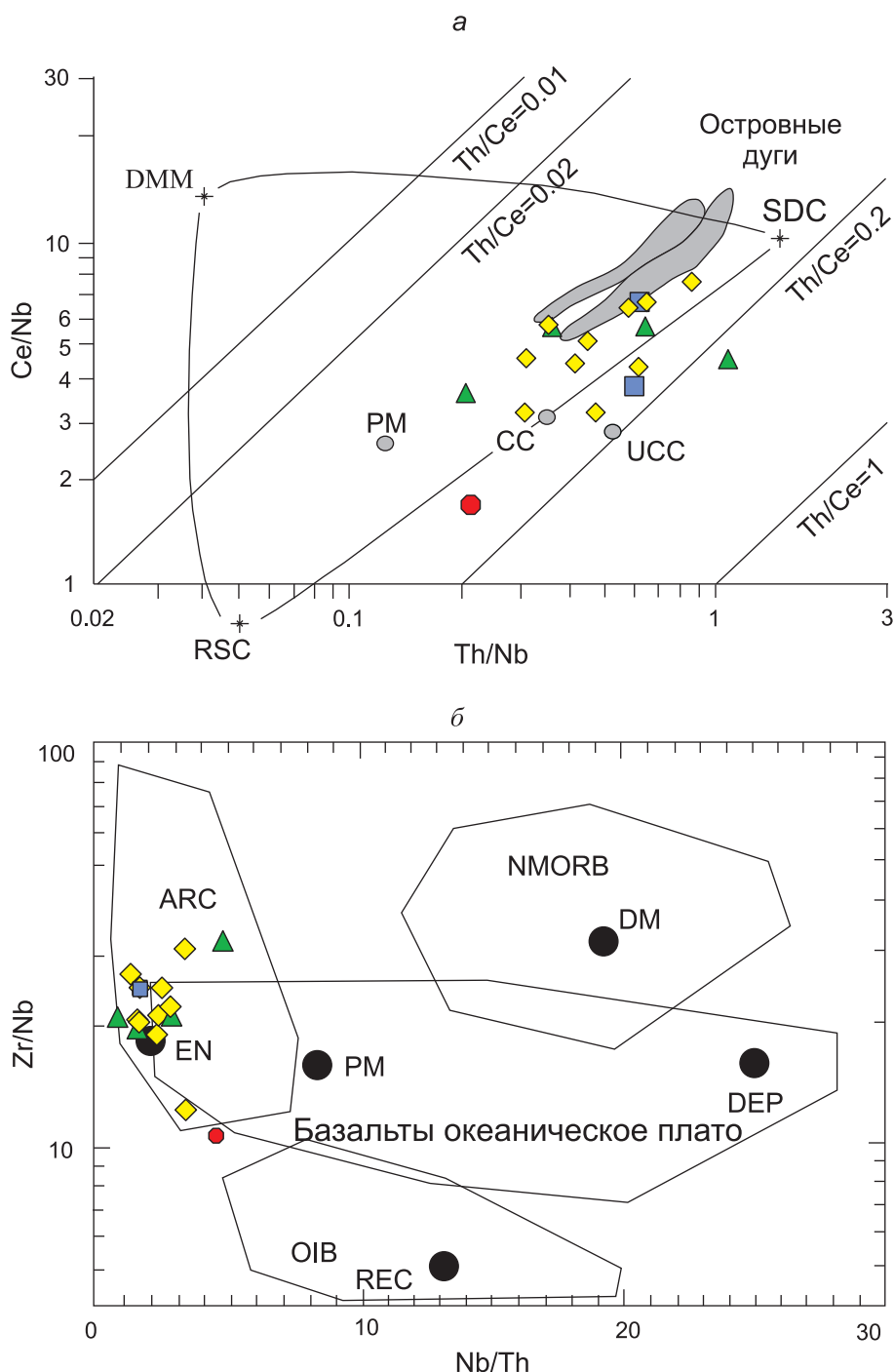


Рис 6. Диаграммы Ce/Nb–Th/Nb [Saunders et al., 1988] (a) и Zr/Nb–Nb/Th [Condie, 2005] (б) для метаморфизованных вулканитов ушмуканской свиты.

Условные обозначения смотри на рис. 3. (a) – DMM – деплетированная MORB мантия, RSC – остаточный компонент слэба, SDC – субдукционный компонент, CC – континентальная кора, UCC – верхняя континентальная кора. Линиями показаны траектории смешения между компонентами. Точки составов континентальной коры, верхней континентальной коры и поля базальтов островных дуг показаны по [Dampare et al., 2008]; (б) – поля: ARC – островодужные базальты, NMORB – базальты срединно-океанических хребтов, OIB – базальты океанических островов. Точки составов: DM – верхняя деплетированная мантия, DEP – глубинная деплетированная мантия, PM – примитивная мантия, REC – рециклированный компонент, EN – обогащенный компонент.

Fig. 6. Diagrams Ce/Nb–Th/Nb [Saunders et al., 1988] (a) and Zr/Nb–Nb/Th [Condie, 2005] (b) for metamorphosed volcanic rocks of the Ushmukan suite.

See the legend in Figure 3. (a) – DMM – depleted MORB mantle, RSC – residual slab component, SDC – subduction component, CC – continental crust, UCC – upper continental crust. Lines show the mixing trajectory between the components. Points of compositions of the continental crust, the upper continental crust and the island-arc basalt field are shown according to [Dampare et al., 2008]; (b) – fields: ARC – island-arc basalt, NMORB – mid-ocean ridge basalt, OIB – oceanic-island basalt. Composition points: DM – upper depleted mantle, DEP – deep depleted mantle, PM – primitive mantle, REC – recycled component, EN – enriched component.

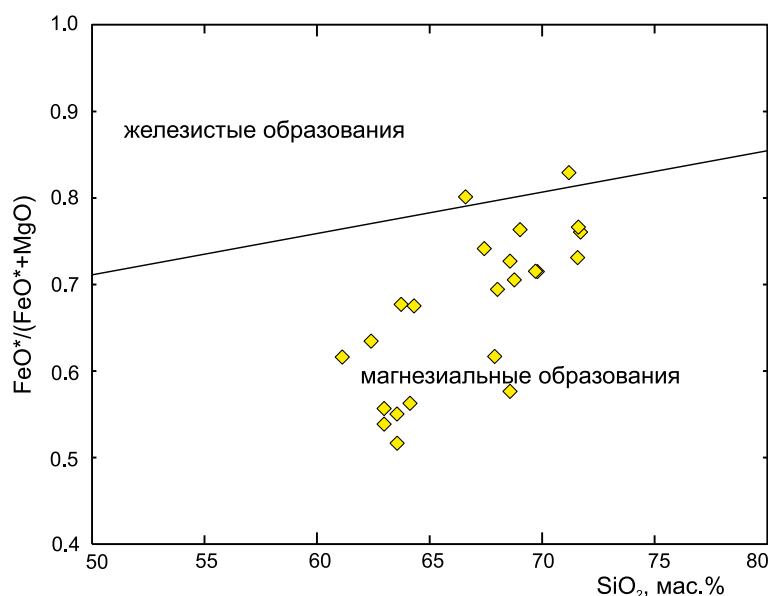


Рис 7. Классификационная диаграмма $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO})-\text{SiO}_2$ [Frost et al., 2001] для метаморфизованных вулканитов кислого состава ушмуканской свиты.

Fig. 7. Classification diagram $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO})-\text{SiO}_2$ [Frost et al., 2001] for metamorphosed felsic volcanic rocks of the Ushmukan suite.

может указывать на формирование этих ортосланцев в результате плавления мантийного источника, образованного за счет смешения примитивного мантийного и субдукционного компонентов (рис. 6, а). На диаграмме $\text{Zr/Nb}-\text{Nb/Th}$ [Condie, 2005] практически все точки составов проанализированных основных ортосланцев попадают в поле базальтов островных дуг (рис. 6, б).

Мусковит-эпидот-кварцевые ортосланцы по своему химическому составу соответствуют низко- и нормальнощелочным, известково-щелочным андезитам и дацитам (см. рис. 3, а–в) (далее для обозначения этих пород используется название «ортосланцы кислого состава»). Значения $\text{mg\#}$ варьируются в подобных ортосланцах от 0.30 до 0.66 (см. табл. 1). На основании значений $f^*=\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO})$ проанализированные ортосланцы кислого состава относятся к магнезиальным образованиям (рис. 7). Характерными особенностями этих пород являются низкие содержания Nb (3.0–6.4 г/т) и редкоземельных элементов (сумма $\text{RE}=\text{La}+\text{Ce}+\text{Pr}+\text{Nd}+\text{Sm}+\text{Eu}+\text{Gd}+\text{Yb}+\text{Lu}=41.3\text{--}88.7$ г/т), только немного более высокие, чем в основных ортосланцах (табл. 2). Для ортосланцев кислого состава, так же как и для основных ортосланцев, характерно нефракционированное и слабифракционированное распределение редкоземельных элементов ($\text{La/Yb}_n=1.30\text{--}5.63$), а также слабовыраженные отрицательные Eu аномалии или ее отсутствие ($\text{Eu/Eu}^*=0.68\text{--}1.04$) (рис. 8, а).

Все ортосланцы кислого состава обнаруживают значения отношений $\text{Nb/La}_{\text{pm}} < 1$ (0.25–0.75) и $\text{Nb/Th}_{\text{pm}} < 1$ (0.14–0.39) и, соответственно, хорошо выраженную от-

рицательную Nb аномалию на мультиэлементных спектрах ($\text{Nb/Nb}^*=0.20\text{--}0.54$) (рис. 8, б). Также ортосланцы кислого состава характеризуются отрицательной аномалией по Ti на мультиэлементных спектрах ($\text{Ti/Ti}^*=0.31\text{--}0.59$).

Проанализированные ортосланцы кислого состава имеют концентрации Th либо близкие к основным ортосланцам, либо немного выше (1.05–3.89 г/т против 0.39–1.58 г/т), при этом отношения Th/Nb_{pm} в тех и других породах полностью перекрываются (2.6–7.2 против 1.8–9.1) (табл. 2). Такой же вывод можно сделать и при сопоставлении содержаний La и отношений Th/La_{pm} в ортосланцах кислого и основного состава (табл. 2). На диаграммах $\text{Ce/Nb}-\text{Th/Nb}$ [Saunders et al., 1988] и $\text{Zr/Nb}-\text{Nb/Th}$ [Condie, 2005] точки составов кислых ортосланцев попадают в те же поля, что и фигуративные точки основных ортосланцев (см. рис. 6, а, б). Таким образом, близкие значения отношений несовместимых элементов в основных и кислых ортосланцах могут свидетельствовать о формировании этих пород из единого субдукционно-обогащенного источника. Более высокие содержания Th, La, Nb в большинстве ортосланцев кислого состава по отношению к основным ортосланцам связаны, по всей видимости, с процессами дифференциации этого источника. Хорошо выраженные Nb отрицательные аномалии на мультиэлементных спектрах ортосланцев кислого состава также являются унаследованными от этого источника субдукционного происхождения. Магнезиальный состав кислых ортосланцев свидетельствует о высокой активности H_2O при их формировании, что

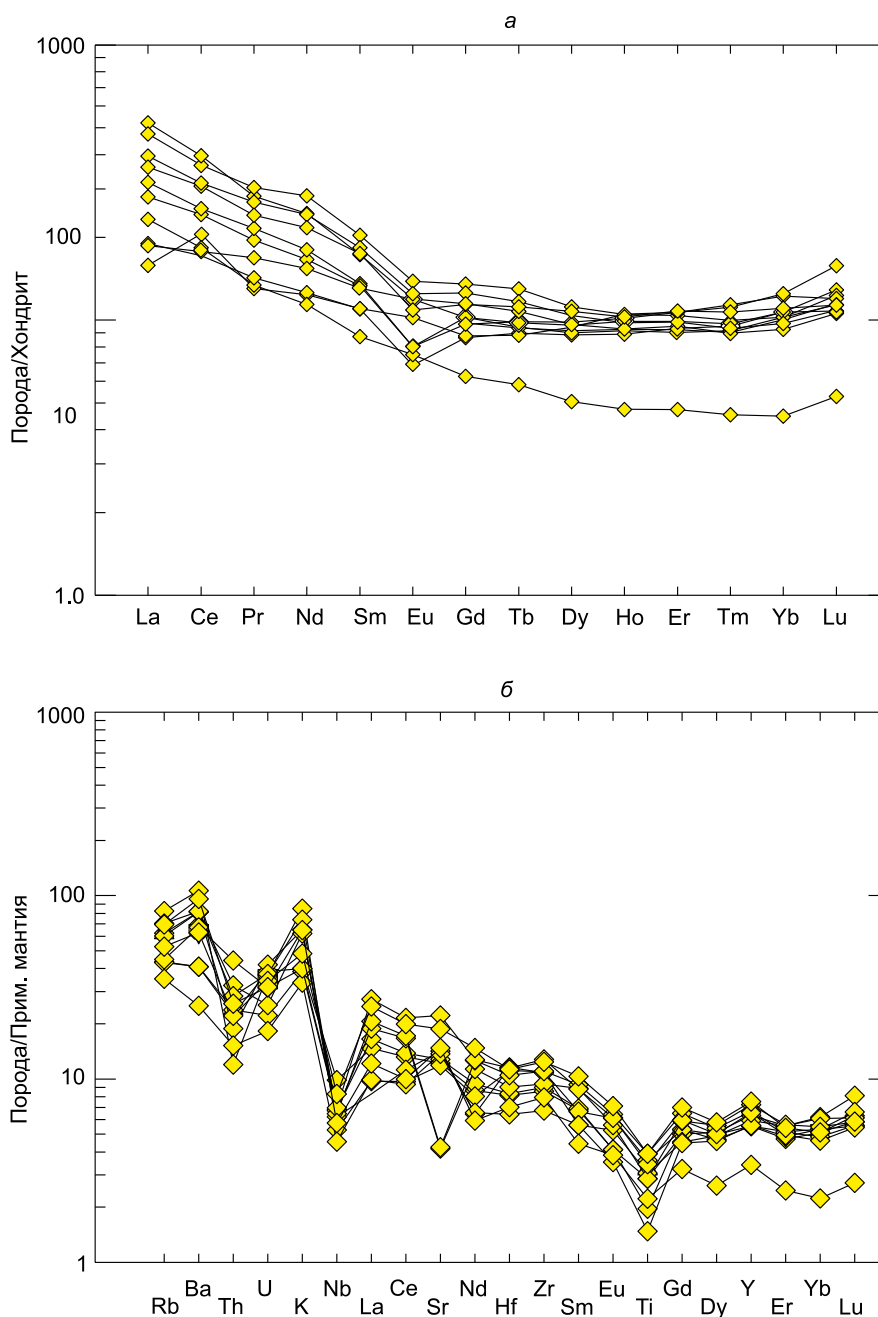


Рис. 8. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормализованные к хондриту [Nakamura, 1974] (a), и мультиэлементные спектры, нормализованные к составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] (б), для метаморфизованных вулканитов кислого состава ушмуканской свиты.

Fig. 8. Chondrite-normalized [Nakamura, 1974] REE patterns (a), and primitive mantle-normalized [Sun, McDonough, 1989] multi-element spectra (б) for metamorphosed felsic volcanic rocks of the Ushmukan suite.

является типичной характеристикой вулканитов кислого состава и гранитоидов, формирующихся в субдукционных обстановках. Специфической характеристикой проанализированных кислых ортосланцев являются повышенные содержания Y (13–29 г/т) и Yb (0.99–2.74 г/т), что свидетельствует о том, что формирование данных пород происходило при невысоких давлениях в отсутствие граната в рестите.

Таким образом, обобщая изложенные выше данные

по геохимии ортосланцев ушмуканской свиты, можно сделать вывод об островодужной природе данных первично-вулканогенных образований и о их формировании в надсубдукционной геодинамической обстановке.

Применительно к рассмотрению вещественного состава и геодинамической интерпретации условий образования метавулканитов ушмуканской свиты необходимо отдельно остановиться на возможной роли

этих пород как вероятного поставщика ювенильного золота в верхние горизонты земной коры. Как известно, в породах островодужной ассоциации отмечаются существенно повышенные относительно кларковых содержания золота (обзор в [Bogatikov, 1987; Yarmolyuk, Kovalenko, 1991]). Стоит отметить, что в пределах рудного поля Мукодек промышленные содержания золота зафиксированы лишь в березит-лиственитовых метасоматитах золото-кварц-сульфидной формации, образованных по метавулканитам ушмуканской свиты. Содержания золота в этих метасоматитах достигают 20–36 г/т, а порой и 70 г/т. В то же время содержания золота в метасоматитах, развивающихся по габброидам и гранитоидам муйского комплекса, не превышают 0.8 г/т и 2.0 г/т, соответственно. Однако для гранитоидов, даже несмотря на относительно повышенные по сравнению с кларком концентрации золота, не представляется возможным выделить рудные тела, соответствующие кондиционным параметрам. Принимая во внимание отмеченную особенность локализации золота на изученной территории, можно предположить, что именно метавулканиты ушмуканской свиты, имеющие отчетливую островодужную специфику, могли явиться источником золота для рудных объектов золоторудного поля Мукодек.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования геологического строения разрезов, а также минерального и вещественного состава метавулканитов ушмуканской свиты золоторудного поля Мукодек, располагающегося в пределах Байкало-Муйского пояса ЦАСП, позволили установить, что субстратом изученных пород явились породы базальт-андезит-дацитовый серии, обладающие геохимическими характеристиками, типичными для надсубдукционных образований. Комплекс полученных результатов позволяет отнести исследованные метавулканиты к породам островодужной ассоциации, которая может рассматриваться в качестве вещественно-

го и возрастного аналога широко известной в регионе келянской свиты позднего рифея (неопротерозоя) [Tsygankov, 2005]. При этом присутствие в изученных разрезах ушмуканской свиты метавулканитов среднего и кислого состава указывает на то, что образование данных пород имело место в пределах развитой островодужной системы, пик эволюции которой (823±2 млн лет) [Rytsk et al., 2001] фиксируется плагиориолитами келянской свиты.

Новые данные свидетельствуют о более масштабном, чем это предполагалось ранее [Tsygankov, 2005], развитии на площади Байкало-Муйского пояса пород островодужной специфики, отражающих процессы трансформации примитивной коры Палеоазиатского океана в более зрелую литосферу переходного (островодужного) типа. Примечательно, что подобные надсубдукционные процессы субсинхронно проявились и в Восточно-Саянском сегменте ЦАСП (обзор в [Kuz'michev, 2004]), отражая глобальный процесс закрытия бассейнов, отделявших систему позднерифейских островных дуг от южного фланга Сибирского кратона.

Помимо определенной важности полученных результатов для воссоздания целостного сценария эволюции Байкало-Муйского пояса, принципиальным приложением доказанной островодужной природы метавулканитов ушмуканской свиты является возможность их рассмотрения в качестве источника ювенильного золота, которое в настоящее время локализовано в березит-лиственитовых метасоматитах золото-кварц-сульфидной формации. По-видимому, островодужные, изначально обладающие повышенными содержаниями золота позднерифейские вулканиты ушмуканской свиты могли явиться поставщиком этого рудного компонента в верхние горизонты коры. В последующем, в результате реализации нескольких этапов тектоно-термальной переработки пород [Vanin, Gladkochub, 2014], первоначально рассеянное в вулканитах золото было сконцентрировано в рудных телах, совокупность которых образует изученное золоторудное поле Мукодек.

6. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Artemiev A.N., Tsyukov Yu.P., 1963. Report on geological survey works conducted by Orkolikan Party in 1962. Irkutsk (in Russian) [Артемьев А.Н., Цыкуков Ю.П. Отчет о геологосъемочных работах, проведенных Орколиканской партией в 1962 г. Иркутск, 1963].
- Belichenko V.G., Butov Yu.P., Boos R.G., Vratkovskaya S.V., Dobretsov N.L., Dolmatov V.A., Zhmodik S.M., Konnikov E.G., Kuz'min M.I., Medvedev V.N., Melanina N.M., Mironov A.G., Nemirovskaya N.A., Ogurtsov A.M., Postnikov A.A., Roschektaev P.A., Sklyarov E.V., Filimonov A.V., Shafeyev A.A., 1988. Geology and Metamorphism of Eastern Sayan. Nauka, Novosibirsk, 192 p. (in Russian) [Беличенко В.Г., Бутов Ю.П., Боос Р.Г., Вратковская С.В., Добрецов Н.Л., Долматов В.А., Жмодик С.М., Конников Э.Г., Кузьмин М.И., Медведев В.Н., Меланина Н.М., Миронов А.Г., Немировская Н.А., Огурцов А.М., Постников А.А., Рошечкаев П.А., Скляров Е.В., Филимонов А.В., Шафеев А.А. Геология и метаморфизм Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1988. 192 с.].
- Bogatikov O.A., 1987. Petrology and Geochemistry of Island Arcs and Marginal Seas. Nauka, Moscow, 335 p. (in Russian) [Богатиков О.А. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. 335 с.].

- Condie K.C., 2005. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? *Lithos* 79 (3–4), 491–504. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.014>.
- Dampare S.B., Shibata T., Asiedu D.K., Osae S., Banoeng-Yakubo B., 2008. Geochemistry of Paleoproterozoic metavolcanic rocks from the southern Ashanti volcanic belt, Ghana: Petrogenetic and tectonic setting implications. *Precambrian Research* 162 (3–4), 403–423. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2007.10.001>.
- Dobretsov N.L., 1983. Ophiolites and problems of the Baikal-Muya ophiolite belt. In: Magmatism and metamorphism of the BAM zone and their role in the formation of minerals. Nauka, Novosibirsk, p. 11–19 (in Russian) [Добрецов Н.Л. Офиолиты и проблемы Байкало-Муйского офиолитового пояса // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1983. С. 11–19].
- Dobretsov N.L., Belichenko V.G., Boos R.G., Butov Yu.P., Gordienko I.V., Zhmodik S.M., Ignatovitch V.I., Konstantinova K.K., Kotkin V.V., Kulikov Yu.I., Lyuchkin V.A., Mityukhin E.N., Nemchinov V.G., Osokin P.V., Postnikov A.A., Rasskazov S.V., Roschektaev P.A., Sizyk N.V., Sklyarov E.V., Skopintsev V.G., Shulyak G.B., 1989. Geology and Ore Potential of Eastern Sayan. Nauka, Novosibirsk, 126 p. (in Russian) [Добрецов Н.Л., Беличенко В.Г., Боос Р.Г., Бутов Ю.П., Гордиенко И.В., Жмодик С.М., Игнатович В.И., Константинова К.К., Коткин В.В., Куликов Ю.И., Лючкин В.А., Митюхин Е.Н., Немчинов В.Г., Осокин П.В., Постников А.А., Рассказов С.В., Рошечкаев П.А., Сизых Н.В., Скляров Е.В., Скопинцев В.Г., Шуляк Г.Б. Геология и рудоносность Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1989. 126 с.].
- Dobretsov N.L., Ponomarev V.G., Kovalev K.R., 1985. The geological evolution and specific metallogenic features of the Olokit trough structure, Baikal mountain area. In: The Precambrian Trough structures of the Baikal-Amur region and their metallogeny. Proceedings of the Meeting. Novosibirsk, 53–67 (in Russian) [Добрецов Н.Л., Пономарев В.Г., Ковалев К.Р. Геологическое развитие и особенности металлогении Олоkitской троговой структуры (Байкальская горная область) // Докладные материалы совещания. Новосибирск, 1985. С. 53–67].
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42 (11), 2033–2048. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>.
- Ivanov A.V., Perepelov A.B., Paleskii S.V., Nikolaeva I.V., 2008. First data on the distribution of platinum group elements (Ir, Os, Ru, Pt, and Pd) and Re in island-arc basalts of Kamchatka. *Doklady Earth Sciences* 420 (1), 597–601. <http://dx.doi.org/10.1134/S10283334X08040168>.
- Jensen L.S., 1976. A New Cation Plot for Classifying Subalkalic Volcanic Rocks. Miscellaneous, Ontario Department of Mines. Paper 66. 22 p.
- Konnikov E.G., Gibsher A.S., Izokh A.E., Sklyarov E.V., Khain E.V., 1994. The Late Proterozoic evolution of the northern segment of the Paleo-Asian Ocean: new radiological, geological and geochemical data. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 35 (7–8), 152–168 (in Russian) [Конников Э.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Скляров Е.В., Хаин Е.В. Позднепротерозойская эволюция северного сегмента Палеоазиатского океана: новые радиологические, геологические и геохимические данные // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 152–168].
- Kuz'michev A.B., 2004. The Tectonic History of the Tuva-Mongolian Massif: Early Baikalian, Late Baikalian and Caledonian Stages. PROBEL-2000, Moscow, 192 p. (in Russian) [Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и каледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.].
- Le Maitre R.W., 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell, Oxford, 193 p.
- Nakamura N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38 (5), 757–775. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90149-5](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5).
- Panteeva S.V., Gladkochoub D.P., Donskaya T.V., Markova V.V., Sandimirova G.P., 2003. Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion. *Spectrochimica Acta. Part B: Atomic Spectroscopy* 58 (2), 341–350. [http://dx.doi.org/10.1016/S0584-8547\(02\)00151-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0584-8547(02)00151-9).
- Peive A.V., 1969. The oceanic crust of the geological past. *Geotektonika (Geotectonics)* (4), 5–23 (in Russian) [Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5–23].
- Petrographic Code of Russia, 2009. Igneous, Metamorphic, Metasomatic and Impact Formations. VSEGEI, St. Petersburg, 200 p. (in Russian) [Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.].
- Rozhok S.N., 1995. The Geological Structure and Minerals of the Mama River's Right Bank and Yana and Gorbilyak River Basins. Report of Monyukan Party on Geological Exploration, Scale 1:50,000 and General Prospecting from 1989 to 1992. Irkutsk (in Russian) [Рожок С.Н. Геологическое строение и полезные ископаемые правобережья р. Правой Мамы, бассейнов рек Яны, Горбыляка. Отчет Моноуканской партии по геологическому доизучению м-ба 1:50000 с общими поисками за 1989–1992 гг. Иркутск, 1995].
- Ryt'sk E.Y., Amelin Y.V., Rizvanova N.G., Krymsky R.S., Mitrofanov G.L., Mitrofanova N.N., Perelyaev V.I., Shalaev B.C., 2001. Age of rocks in the Baikal-Muya fold belt. *Stratigraphy and Geological Correlation* 9 (4), 315–326.
- Ryt'sk E.Yu., Kovach V.P., Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., 2007. Structure and Evolution of the Continental Crust in the Baikal Fold Region. *Geotectonics* 41 (6), 440–464. <http://dx.doi.org/10.1134/S0016852107060027>.

- Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J., 1988. Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace element constraints. *Journal of Petrology (Special Lithosphere Issue)*, 415–445. http://dx.doi.org/10.1093/petrology/Special_Volume_1.415.
- Sun S., McDonough W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes In: A.D. Saunders, M.J. Norry (Eds.), *Magmatism in the oceanic basins*. Geological Society, London, Special Publication 42, 313–345. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.
- Tsygankov A.A., 2005. Magmatic Evolution of the Baikal Muya Volcanoplutonic Belt in Late Precambrian. Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, 306 p. (in Russian) [Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: Издательство СО РАН, 2005. 306 с.].
- Turkina O.M., Nozhkin A.D., 2008. Oceanic and riftogenic metavolcanic associations of greenstone belts in the northwestern part of the Sharyzhalgai Uplift, Baikal region. *Petrology* 16 (5), 468–491. <http://dx.doi.org/10.1134/S0869591108050044>.
- Vanin V.A., Gladkochub D.P., 2014. Geology and stages of the Mukodek gold-ore field, Northern Pribaikalie. *Geology and Mineral Resources of Siberia* (in press) (in Russian) [Ванин В.А., Гладкочуб Д.П. Геология и этапы формирования золоторудного поля Мукодек (Северное-Прибайкалье) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014 (в печати)].
- Winchester J.A., Floyd P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20, 325–343. [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2).
- Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., 1991. Rift Magmatism of Active Continental Margins and Its Ore Potential. Nauka, Moscow, 262 p. (in Russian) [Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 262 с.].
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.S., 1990. Plate Tectonics of the USSR Territory. Nedra, Moscow, V. 1, 327 p. (in Russian) [Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.П. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 327 с.].



Ванин Вадим Александрович, аспирант
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел.: (3952)427117; факс: (3952)427000; ✉ e-mail: balagan-2000@mail.ru

Vanin, Vadim A., post graduate student
Institute of the Earth's crust of SB RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel.: (3952)427117; fax: (3952)427000; ✉ e-mail: balagan-2000@mail.ru



Гладкочуб Дмитрий Петрович, докт. геол.-мин. наук, директор института
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
e-mail: dima@crust.irk.ru

Gladkochub, Dmitry P., Doctor of Geology and Mineralogy, Director of the Institute
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
e-mail: dima@crust.irk.ru



Донская Татьяна Владимировна, канд. геол.-мин. наук, с.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
e-mail: tanlen@crust.irk.ru

Donskaya, Tatiana V., Candidate of Geology and Mineralogy, Senior researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
e-mail: tanlen@crust.irk.ru



ASSESSMENT OF GAS-HYDROTHERMAL ACTIVITY OF THE BAIKAL RIFT IN THE LAKE AREA FROM NUMERICAL EXPERIMENT DATA

V. I. Gunin

MoGeos Independent Commercial Centre for Modeling of Geological Systems, Ulan-Ude, Russia

Abstract: The Baikal rift is characterized by high heat flow, seismic activity and large thickness of sediments through which gas and hydrothermal water are intensely released into the lake water. In the area of the southern Baikal at the beginning of the 20th century, 'water pillars' were observed to reach almost a dozen metres height when earthquakes took place. This suggests potential uplift of significant amounts of gas from the lake's bottom into the atmosphere and confirms a relationship between seismicity and methane emissions. Moreover, strong emissions of gas take place in many regions of Lake Baikal, and when the lake is covered by ice, such phenomena can cause the occurrence of spots with melted ice wherein an effect of water 'boiling' is observed. In recent international space studies of the surface of ice covering Lake Baikal in spring periods, mysterious rings of 5 to 7 km in diameter were discovered. Causes and mechanisms of their occurrence have not been studied in detail yet. It is established that a ring-shaped structure results from an uplift of deep water which causes clock-wise vortex flows. Uplifting of deep water can accompany emissions of significant amounts of methane from sediments, activation of thermal vents or gas-water-mud volcanoes at the bottom of Lake Baikal.

In order to reveal causes and conditions of the above-described phenomena, the author designed a 3D model of heat-and-mass transfer in viscous medium and used it for numerical simulations. Based on the obtained results, it is established that a ring-shaped structure is formed on ice of the lake by a toroid-shaped ascending convective flow that occurs due to horizontal and vertical gradients of density, and the central part of such a flow rotates in the counter-clockwise direction (i.e. cyclonic vortex), while its periphery parts rotate in the clockwise direction (i.e. anticyclonic vortex). Both hydrothermal vents and gas emissions can produce such ascending flows. Spots with melted ice can be formed when the temperature of hydrothermal vents amounts to 30–50 °C; such a melted-ice spot can stay open as long as the hydrothermal vent is active. With an assumption of 100 % concentration of gas in the source, the numerical simulation shows that during gas release into the atmosphere, a gas pillar can reach a height of 15 metres if the source of gas is active for a period no shorter than the time required for the gas flow to ascend through the water layer and to release into the air above the water surface. An area, wherein gas is released in bubbles, can be formed in case of lasting activity of a gas source wherein the volume of gas varies from 1 % to 20 % (i.e. gas-water mix).

Key words: convection, ring structure, heat-and-mass transfer, mathematical model, numerical experiment, cyclonic / anticyclonic vortex, rift, seismic activity, lake water area, hydrothermal vents, methane, density gradient.

Recommended by V.V. Ruzhich

Citation: Gunin V.I. 2014. Assessment of gas-hydrothermal activity of the Baikal rift in the lake area from numerical experiment data. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (3), 763–775. doi:10.5800/GT-2014-5-3-0153.

ОЦЕНКА ВОЗДЕЙСТВИЯ ГАЗО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА НА АКВАТОРИЮ ОЗЕРА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЧИСЛЕННОГО ЭКСПЕРИМЕНТА

В. И. Гунин

Независимый коммерческий центр моделирования геосистем «МоГеос», Улан-Удэ, Россия

Аннотация: Байкальский рифт характеризуется повышенным тепловым потоком, сейсмической активностью и мощной толщей осадочных пород, через которые в водную толщу озера идет интенсивная разгрузка газов и гидротерм. Известно, что при землетрясениях в начале XX в. на Южном Байкале наблюдались «водяные столбы» высотой в несколько метров. Это говорит о возможном подъеме со дна озера и выбросе в атмосферу значительных объемов газа и подтверждает связь между сейсмичностью и выбросами метана. Кроме того, во многих районах озера Байкал наблюдались достаточно сильные газовыделения, с которыми связывают пропарины, формирующие участки воды с кипящей поверхностью. В последние годы при изучении поверхности Земли из космоса на весеннем льду Байкала космонавтами международной научной станции были обнаружены таинственные кольца диаметром 5–7 км. Причины и механизм их образования пока детально не изучены. Было установлено, что кольцевая структура образуется при подъеме в ее центре глубинных вод, которые формируют вихревые течения, направленные по часовой стрелке. Подъем глубинных вод может быть связан с выбросами больших объемов природного горючего газа (метана) из осадочной толщи, активизацией термальных источников или деятельностью газоводогрязевых вулканов дна Байкала.

Для определения причины и условия этих явлений проведен численный эксперимент с помощью трехмерной модели тепломассопереноса в вязких средах, разработанной автором. Анализ результатов показал, что кольцевые структуры на льду озера формируются за счет восходящего конвективного потока (струи) торообразного вида, образованного горизонтальным и вертикальным градиентом плотности, центральная часть которого вращается против часовой стрелки (циклонический вихрь), а периферийная – по часовой стрелке (антициклонический вихрь). Источником восходящих струй могут быть как гидротермы, так и газовые выбросы. При температуре гидротерм в источнике 30–50 °C во льду может образоваться пропарина, действующая в течение всего времени работы источника. Для выброса газа в атмосферу до 15 м высотой время работы источника должно быть не менее времени подъема (добегания) струи газа до раздела вода – воздух при 100%-ной концентрации газа в источнике. Формирование области с выделением газа в виде пузырьков (грифон) может произойти при концентрациях газа в источнике 1–20 % от объема (газоводяная смесь) и длительной его работе.

Ключевые слова: конвекция, кольцевая структура, тепломассоперенос, математическая модель, численный эксперимент, циклонический – антициклонический вихрь, рифт, сейсмическая активность, акватория озера, гидротермы, метан, градиент плотности.

1. ВВЕДЕНИЕ

Байкальский рифт относится к континентальному типу, характеризуется повышенным тепловым потоком, сейсмической активностью и мощной толщей осадочных пород, через которые в водную толщу озера идет интенсивная разгрузка газов и гидротерм. Возможная дестабилизация с выходом свободного метана в водную толщу озера и в атмосферу ранее неоднократно обсуждалась различными исследователями. Авторы работы [Granin, Granina, 2002] проанализировали многочисленные исторические источники. В результате они предположили связь интенсивных выбросов газа с повышением сейсмической активности в данном регионе. Авторы работы [Radziminovich, Shchetnikov, 2008] провели анализ сообщений об исторических землетрясениях в Южном Прибайкалье в начале XX в. и нашли информацию о наблюдавшихся в августе 1912 г. «водяных столбах в несколько сажен высотой» на Южном Байкале, в районе станции Шарыжалгай Кругобайкальской железной дороги. Это описание говорит о возможном подъеме со дна озера и выбросе в атмосферу значительных объемов газа и подтверждает связь между сейсмичностью и выбросами метана, причем Байкал в этом месте имеет большую глубину (рис. 1).

Авторы работы [Granin, Granina, 2002] считают, что, поскольку газообразный метан характеризуется высокой растворимостью в воде, вероятность дости-

жения поверхности озера большим объемом газа из глубоководной его части крайне мала, но такое явление может иметь место в случае подъема кристаллов газогидрата к поверхности воды. Если источник метана располагался на сравнительно небольших глубинах (до 100 м), то значительный объем газа мог достичь поверхности беспрепятственно. Кроме того, во многих районах озера Байкал наблюдались газовыделения, с которыми связывают пропарины (незамерзающие зимой или появляющиеся ранней весной открытые участки воды). Эти газовыделения бывают достаточно сильными и формируют участки воды с кипящей поверхностью.

В последние годы при изучении поверхности Земли из космоса на весеннем льду Байкала были обнаружены кольца диаметром 5–7 км. Таинственные кольца на льду озера заметили космонавты международной научной станции в 2009 г. Это не только вызвало интерес исследователей, но и в СМИ данная тема обсуждалась очень бурно. Были изучены снимки предыдущих лет, и выяснилось, что подобные кольца, диаметр которых составляет несколько километров, появлялись и в весенний период 2003, 2005 и 2008 гг. Первое такое кольцо было замечено на снимке, сделанном в апреле 1999 г. Кольцо располагалось напротив мыса Крестовский (недалеко от поселка Бугульдейка). В следующий раз аналогичное ледовое явление было зафиксировано на том же месте в апреле 2003 г., а затем в апреле 2005 г. В 2008 г. кольца появились уже в двух местах:

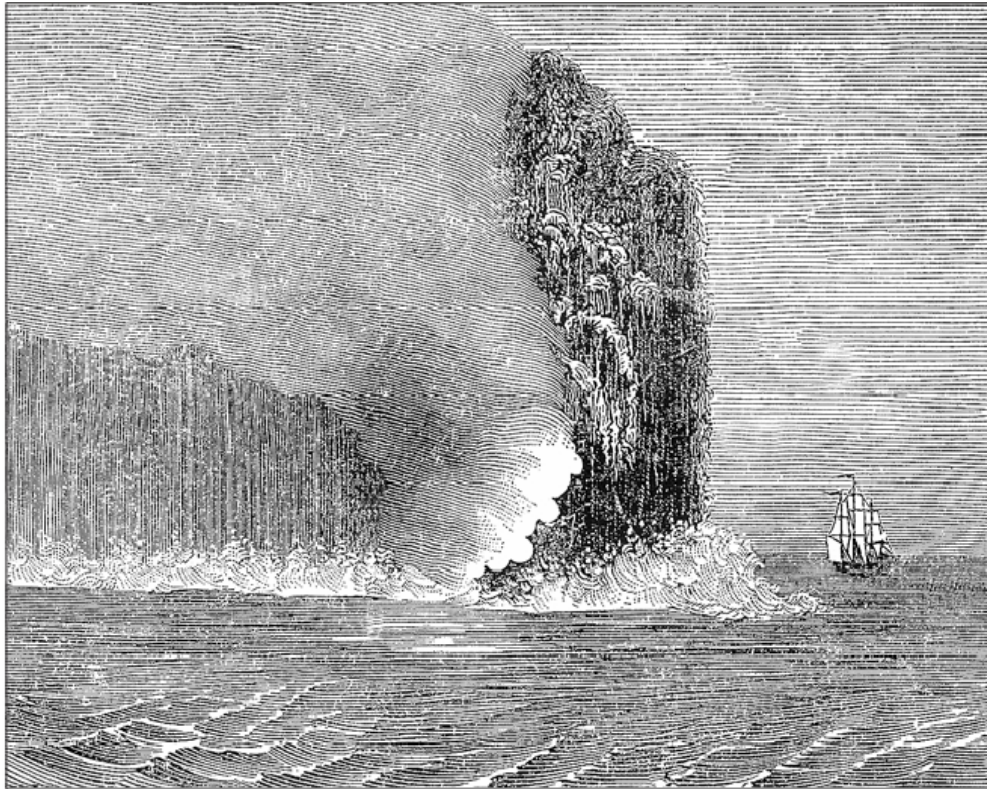


Рис. 1. Подводное извержение со старинной гравюры.

Fig. 1. An ancient gravure showing an underwater eruption.

опять в районе мыса Крестовский и, впервые, в районе поселка Турка. В 2009 г. зафиксировано два кольца западнее мыса Нижнее Изголовье полуострова Святой Нос и в южной оконечности Байкала (рис. 2). Причины и механизм образования кольцевых ледовых явлений в настоящее время пока детально не изучены. Предположительно, образование кругов связано с подъемом глубинных вод, при котором вертикальная стратификация водной толщи озера меняется и генерируется кольцевое течение [Bulletin..., 2011].

Для изучения объектов, которое началось в 2009 г., Президиумом РАН были выделены деньги на интеграционный проект. В рамках данного проекта к исследованию таинственных колец были привлечены ученые Лимнологического института, Института динамики систем и теории управления СО РАН. Во время исследований в апреле 2009 г. в западной части Южного Байкала были отобраны ледовые керны, измерялось вертикальное распределение температур в водной толще. Было установлено, что кольцевая структура образуется при подъеме в ее центре глубинных вод, которые формируют вихревые течения, направленные по часовой стрелке. Таким образом, в центре круга появляется заглубление поверхностей и наблюдается повышение температуры подледной воды. На периферии же – в двух километрах от центра, где усиливается течение, – лед утончается. Подтаявший лед напитывает-

ся водой, и на поверхности льда проявляется темное кольцо. Впоследствии в пределах образовавшегося круга лед сходит быстрее, чем в близлежащих участках акватории (рис. 3).

Подъем глубинных вод может быть связан с выбросами больших объемов природного горючего газа (метана) из осадочной толщи дна Байкала. Кроме того, кольцевые структуры могут образоваться при активизации термальных источников или деятельности газоводогрязевых вулканов на дне Байкала. Вероятно, такие процессы происходят за счет сейсмической деятельности и тектонических движений в Байкальской рифтовой системе [Petrov, 2011].

Возникает вопрос, каковы причины и условия подъема глубинных вод, формирующих кольцевые структуры на льду озера Байкал, и какие объемы газа при подъеме со дна озера могут сформировать значительные выбросы в атмосферу, а какие – только незамерзающие полыньи? В работе, на основе результатов численного эксперимента, дана оценка возможных причин и условий развития этих процессов.

2. МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ И СХЕМАТИЗАЦИЯ

Для решения этой задачи проведен численный эксперимент с помощью трехмерной модели тепломассо-

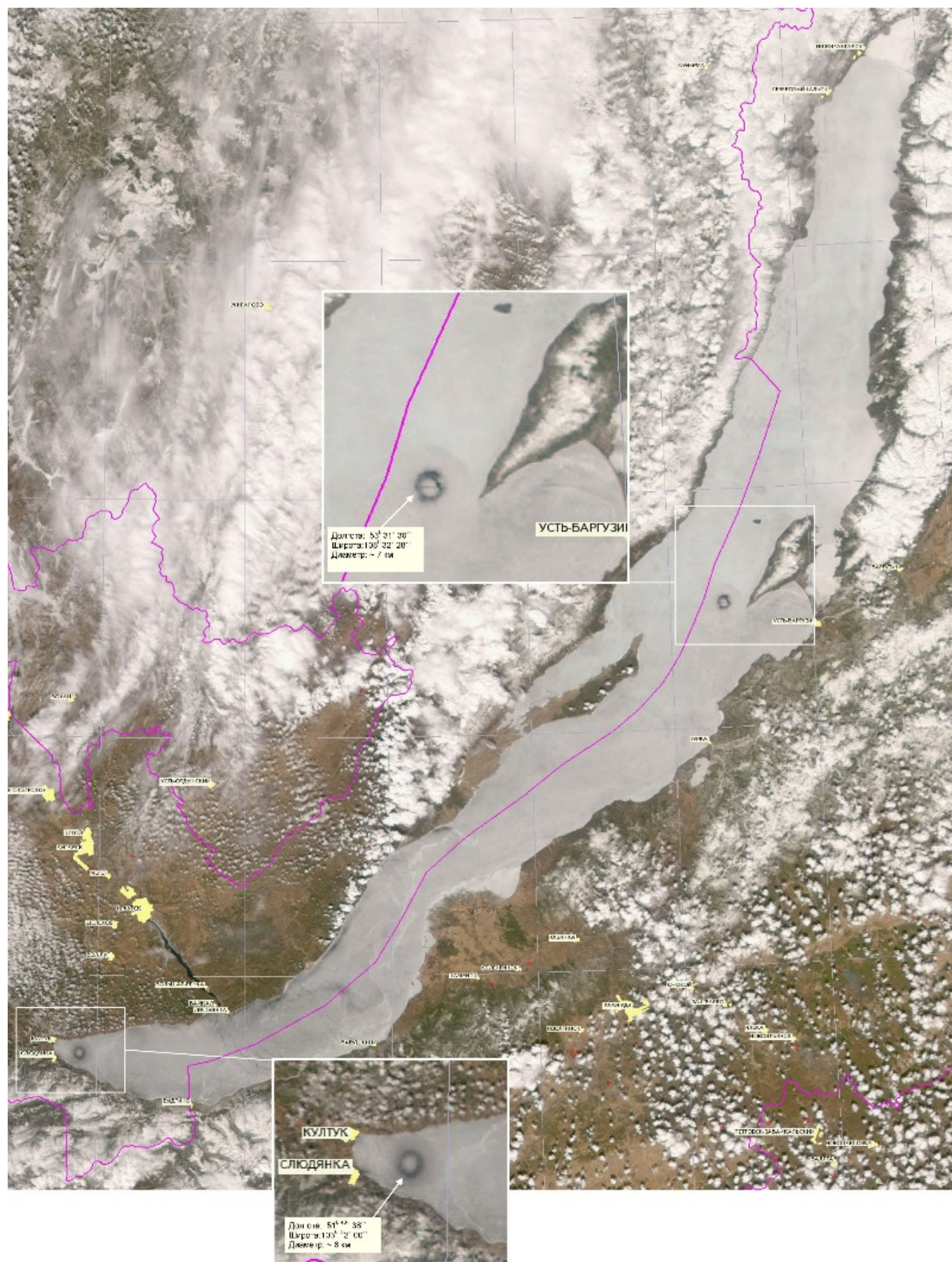


Рис. 2. Два кольца в районе Слюдянки и Святого Носа на космическом снимке.

Fig. 2. In the space image, two ring-shaped structures are visible in the Slyudyanka and Svyatoi Nos regions.

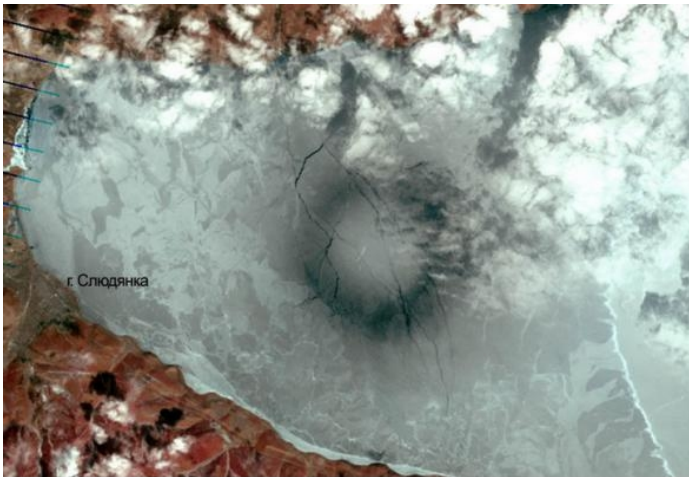


Рис. 3. На космическом снимке кольцевая структура, пересечённая трещинами и пропитанная по краям водой.

Fig. 3. The space image shows a ring-shaped structure cut by fractures; its edges are saturated with water.

переноса в вязких средах, разработанной автором, которая в векторной форме, в терминах функции тока, температуры и концентрации выглядит так:

$$\Delta\Psi = k\nabla\rho, \quad V = \text{rot}\Psi, \quad dT/dt = \delta\Delta T + M, \\ dC_i/dt = \lambda\Delta C_i + N_i, \quad \mu = \mu(T, C), \quad \rho = \rho(T, C), \quad k = g\rho/\mu, \quad (1)$$

где Ψ – векторная функция тока; ρ – плотность среды; V – вектор скорости конвекции среды; T – температура среды; C_i – концентрация i -го вещества; M – источник-сток тепла; N_i – источник-сток i -го вещества; μ – динамическая вязкость; k , δ , λ – коэффициенты текучести, температуропроводности, диффузии; Δ – оператор Лапласа, ∇ – оператор Гамильтона («набла»), $d/dt = \partial/\partial t + u\partial/\partial x + v\partial/\partial y + w\partial/\partial z$ – оператор полной производной; u , v , w , – проекции вектора скорости конвекции на координатные оси x , y , z ; $\text{rot}\Psi = (\partial\Psi_z/\partial y - \partial\Psi_y/\partial z) + (\partial\Psi_x/\partial z - \partial\Psi_z/\partial x) + (\partial\Psi_y/\partial x - \partial\Psi_x/\partial y)$ – оператор ротации (вихрь). На основе данной модели, с использованием конечно-разностных схем, разработан пакет программ на языке Fortran для персональных компьютеров, позволяющий решать широкий круг задач тепломассопереноса в вязких средах. Более подробно с этой моделью можно ознакомиться в работе [Gunin, 2011].

Для расчета задачи по формированию кольцевых структур на льду озера Байкал была взята трехмерная область с декартовой системой координат в виде параллелепипеда размером от 4000×4000 до 10200×10200 м, высотой 500–1500 м и разбита сеткой с шагом от 1 до 200 м на $(\Delta x=41) \times (\Delta y=41) \times (\Delta z=46)$ объемных ячеек. Расчеты проводились на время $t = 1$ –3 месяца с шагом по времени $\tau = 3.6$ –3600 с. Считалось, что в начальный момент времени $t=0$ ледяной покров и вертикальная

стратификация водной толщи уже были сформированы. В начальных условиях задавалось распределение температуры в двух верхних точках $T_l = -1$ °C, -0.5 °C для льда и остальные с распределением температуры $T_w = 0$ –4 °C для воды. На верхней и нижней границах области задавались постоянные значения температуры и условия непротекания, на боковых – условия протекания и распределения температуры (рис. 4).

Рассматривалось два варианта: модель с термальным источником и модель с газовойдяным источником. Вязкость среды в модели с термальным источником была постоянной (для воды $\mu = 1 \times 10^{-3}$ Па·с, для льда $\mu = 1 \times 10^{12}$ Па·с), а в модели с газовойдяным источником зависела от концентрации газа в воде (вязкость метана $\mu = 1 \times 10^{-5}$ Па·с). Коэффициенты температуропроводности для воды и льда принимались $\delta_w = 1.6 \times 10^{-7}$, $\delta_l = 1 \times 10^{-6}$ м²/с соответственно, для газа $\delta_g = 2 \times 10^{-5}$ м²/с. Коэффициенты диффузии для всей области брались одинаковые: $\lambda = 1 \times 10^{-8}$ м²/с, а коэффициент температурного расширения воды $\alpha = 2 \times 10^{-4}$ °C⁻¹.

Отклонение плотности (плаваемость) определялось в приближении Буссинеска $\rho(z) = \rho_0(z) \times (1 + \alpha(T_0 - T) - \beta C_g)$, где β – переводной коэффициент от концентрации газа к плотности газовойдяной эмульсии $\beta = 9.99$; α – коэффициент температурного расширения; T_0 , T , C_g – исходные и текущие значения температуры и концентрация газа в рассматриваемой точке; $\rho_0(z)$ – плотность среды на определенной глубине. Так как для воды плотность имеет температурный максимум, то в процессе расчета для каждого момента времени и в каждой точке она определялась в зависимости от температуры в данной точке с помощью рассчитанных табличных значений. На дне в ограниченной области с помощью дельта-функции задавался термальный ис-

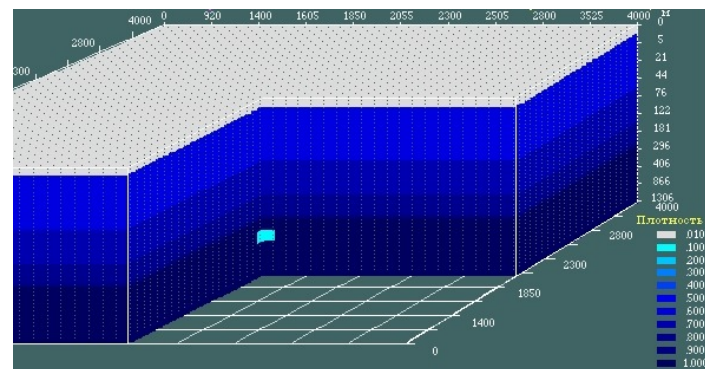


Рис. 4. Распределение плотности воды в рассматриваемой области и источнике в начальный момент времени (белым цветом отрисован слой льда).

Fig. 4. Water density patterns for the area under study and the source at the initial time point (the ice cover is shown in white).

точник с температурой $T_0=10-50$ °C или источник газовой эмульсии с концентрацией (объемной долей) газа $C_g=5-50$ % (газ метан плотностью $\rho_g=0.72$ кг/м³). При этом отношение между плотностью газовой эмульсии и плотностью воды ($\rho_v=1000$ кг/м³) составляло от 0.95 до 0.5, а площадь источника была равной 25×25 м², со временем существования от 10–60 минут для газового источника до 3 месяцев для термального.

Для оценки объемов и глубин расположения источников газа, формирующих выбросы в атмосферу или участки воды с кипящей поверхностью, была проведена серия расчетов со свободной поверхностью озера, контактирующей с атмосферой. Все исходные данные были такими же, но с распределением температуры летнего периода, в верхней части озера максимум 8–10 °C с понижением по глубине до 4 °C. Расчетная область имела следующие размеры по горизонтали: от 7000×7000 до 18000×18000 м, высотой 100–1200 м и была разбита сеткой с шагом от 2 до 2000 м на $(\Delta x=41) \times (\Delta y=41) \times (\Delta z=46)$ объемных ячеек. Площадь источника составляла от 5×5 до 20×20 м², со временем существования 10–200 с. Расчеты проводились на время от минуты до нескольких часов с шагом $\tau=0.1-1.0$ с.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТА. ФОРМИРОВАНИЕ КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР

Результаты расчетов показали следующее. При наличии термального источника с температурой воды 10–50 °C, или источника газовой смеси с концентрацией газа 5–50 % над ним появляется область с пониженной плотностью, а для каждого координатного направления формируется гидродинамический диполь и стратификация становится неустойчивой (ее еще называют неустойчивость Рэлея-Тейлора). За счет горизонтального градиента плотности возникают выталкивающие силы, а за счет вертикального градиента плотности – тангенциальные силы, которые в горизонтальном сечении закручивают верхнюю часть области против часовой стрелки (циклонический вихрь), а нижнюю – по часовой стрелке (антициклонический вихрь). Легкая область всплывает, формируя восходящий конвективный поток (струи) торообразного вида. Этот конвективный поток захватывает окружающие его массы воды, поднимая их к поверхности. Скорость подъема потока зависит от его плавучести (температуры гидротерм или концентрации газа в источнике) (рис. 5).

Для сценария с источником гидротерм восходящая (центральная) часть потока, более прогретая и менее плотная, имела температуру источника на протяжении всего времени его работы. Нисходящая (периферийная) часть потока имела пониженную температуру и

повышенную плотность. При температуре гидротерм 10 °C, средняя скорость подъема составляла 0.2 см/с, при температуре 25 °C – 2 см/с, а при температуре 50 °C – 10 см/с.

Через 2–120 часов, в зависимости от плавучести (плотности), передняя часть потока, размером до 300–500 м, достигала ледяного покрова, вязкость которого на 12 порядков больше, чем у воды, растекалась по его подошве, формируя линзу с повышенной температурой. В центральной части линзы поток вращался против часовой стрелки (циклонический вихрь), а на периферии, где температура воды близка к температуре максимума ее плотности и шло ее погружение, по часовой стрелке (антициклонический вихрь). Постепенно размер линзы увеличивался пропорционально исходной температуре источника (рис. 6).

Максимальная температура воды, выносимая потоком к подошве льда, достигала температуры источника в его центральной части с постепенным понижением к периферии до температуры окружающих масс воды. Такая зональность температуры в восходящем потоке и сформированной линзе сохранялась до момента времени прекращения работы источника. Скорости потока на периферии при его вращении по часовой стрелке составляли от 1.5 см/с ($T_0=15$ °C) до 10 см/с ($T_0=50$ °C) (рис. 7).

После формирования линзы, если источник продолжал работу, за счет высокого градиента температуры между водой линзы и льдом постепенно шел его прогрев. Если температура гидротерм превышала 25 °C, то лед начинал частично разрушаться на куски разного размера, которые затем таяли, образуя участки свободной воды. Через некоторое время (часы, сутки), в зависимости от температуры источника, лед над линзой полностью таял и образовывалась пропарина, меньшего размера, чем линза (рис. 8).

После прекращения работы источника в центральную часть линзы по инерции начинала поступать глубинная холодная вода с повышенной плотностью, а периферийная часть линзы оказывалась более прогретой и менее плотной. Происходила реверсия, и центральная часть начинала тонуть (погружаться), восходящий поток (циклонический вихрь) менялся на нисходящий (антициклонический вихрь), увлекая за собой теплые воды с периферии линзы. Через 100–200 часов с обратной зависимостью от температуры воды в линзе (градиента плотности) исходное распределение температуры (плотности) восстанавливалось до заданного в начальных условиях (рис. 9).

Для сценария с газоводяным источником картина такая же, но температура восходящего потока равнялась температуре воды, окружающей источник (4 °C). За счет низкой плотности газовой эмульсии подъем воды максимальной плотности шел с большей скоростью, чем подъем гидротерм. При концентрации газа 50 % время подъема струи составляло 4 мин, а при

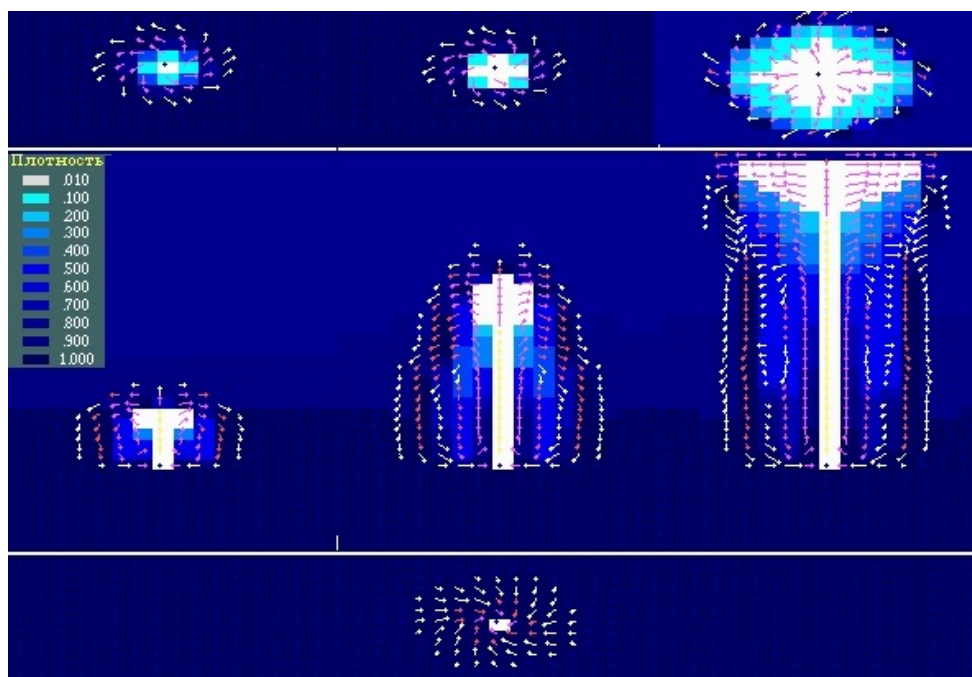


Рис. 5. Распределение плотности и поля скоростей при подъеме конвективного потока (струи) для трех моментов времени.

В верхней и нижней частях рисунка показаны горизонтальные срезы в головной и подошвенной частях струи. Максимальная скорость потока – желтый цвет в центре струи, минимальная – белый цвет на периферии.

Fig. 5. Patterns of density and convection velocity field during ascending of the convection flow at three time points.

The upper and lower segments of the figure show horizontal cross-sections in the head and bottom parts of the convection flow. Flow velocity: maximum – yellow (in the centre of the flow), minimum – white (at the periphery).

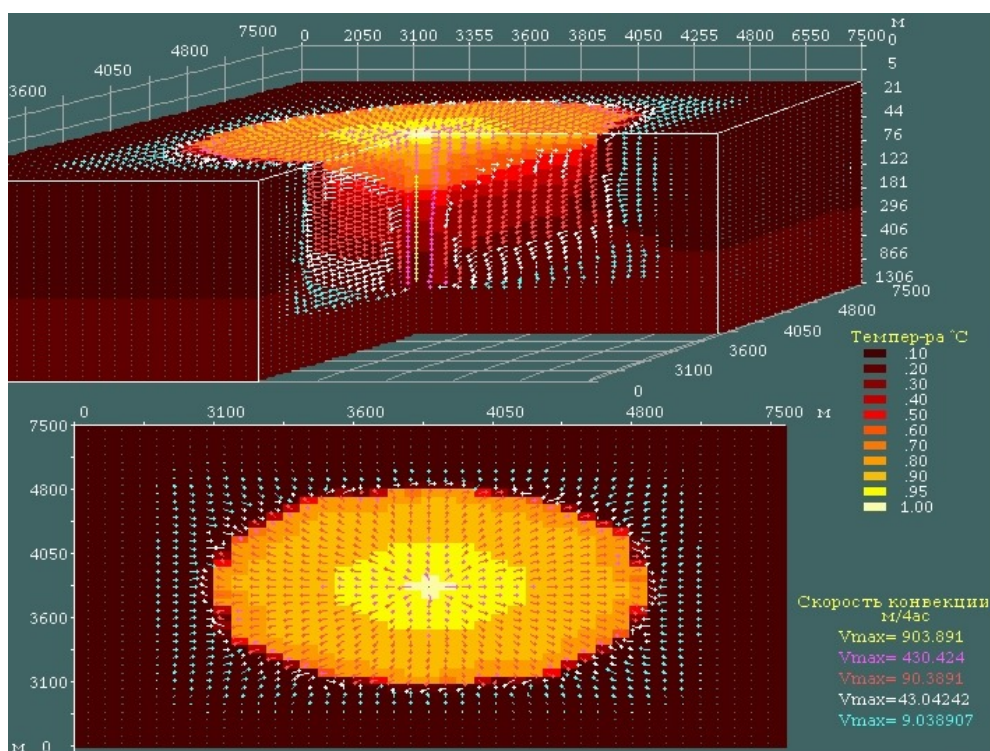


Рис. 6. Распределение температуры и поля скоростей конвекции при образовании линзы у подошвы ледяного покрова.

Fig. 6. Patterns of temperature and convection velocity field during formation of the lens at the bottom of the ice cover.

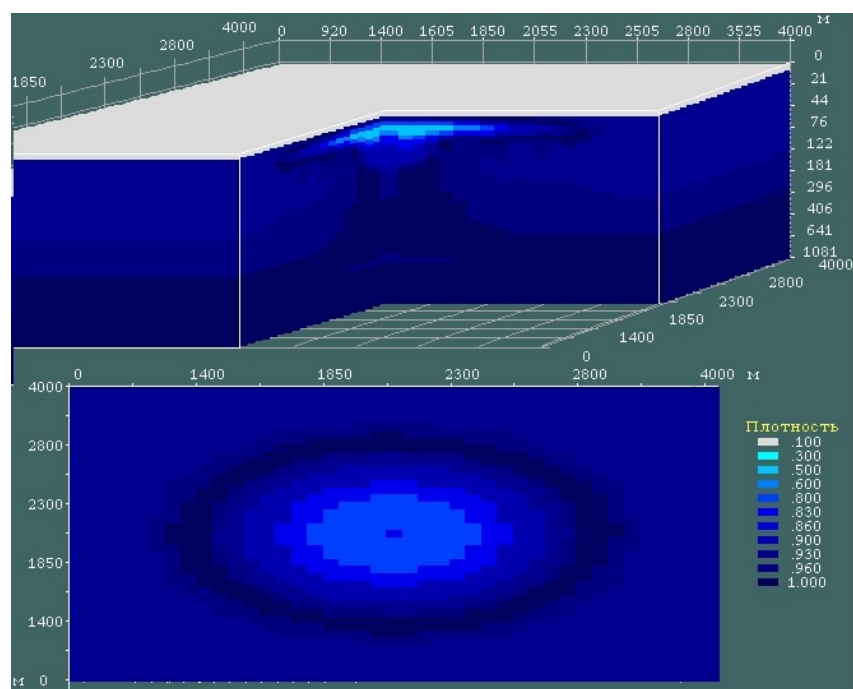


Рис. 7. Распределение плотности воды после образования линзы у подошвы ледяного покрова.

Fig. 7. The water density pattern after formation of the lens at the bottom of the ice cover.

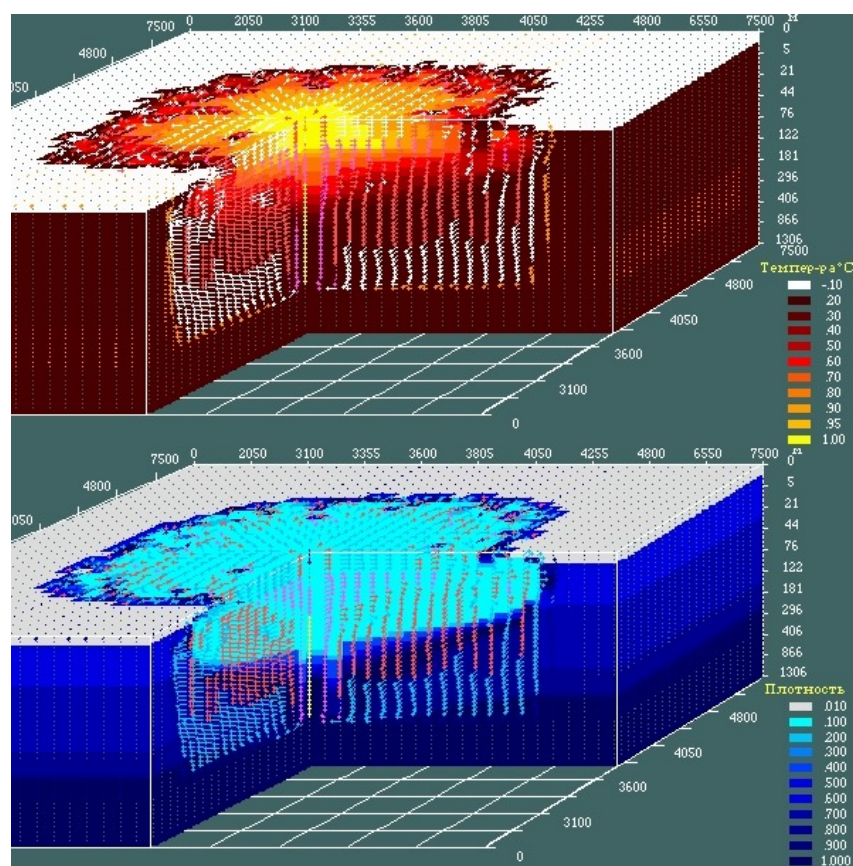


Рис. 8. Распределение температуры, плотности воды и поля скоростей конвекции после образования пропарины в ледяном покрове (белым цветом отрисован лед).

Fig. 8. Patterns of temperature, water density and convection velocity field after formation of an ice-melted spot in the ice cover (white).

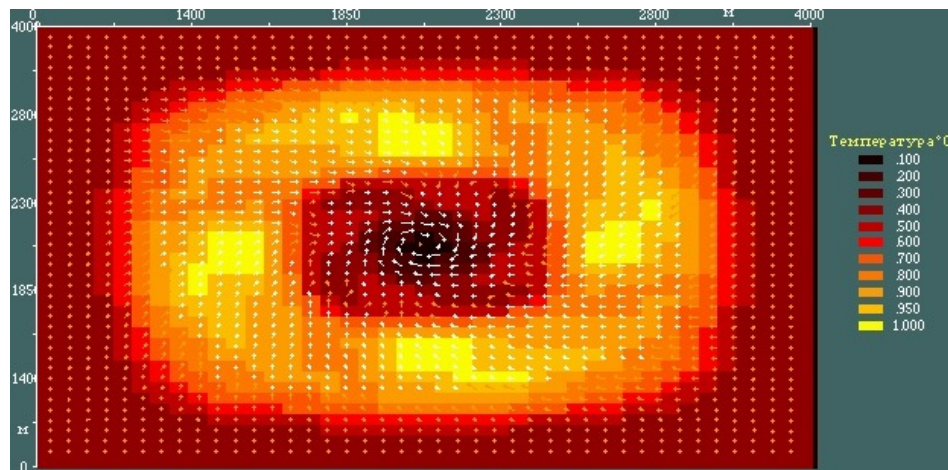


Рис. 9. Распределение температуры и поля скоростей конвекции при погружении линзы воды после прекращения работы гидротермального источника.

Fig. 9. Patterns of temperature and convection velocity field during submergence of the water lens after close-down of the hydrothermal vent.

концентрации газа 5 % – 20 минут, при этом окончательные размеры линз были в 2–3 раза больше, чем размеры линз от гидротермальных источников. Максимальная температура воды, выносимая потоком к подошве льда, достигала 4 °C, а значит, и максимальной плотности в его центральной части, с небольшим понижением к периферии (рис. 10).

Во время формирования линзы и после его прекращения, но при условии, что концентрации газа было достаточно для повышенной плавучести, вращение потока в ее центре было циклоническое, а на периферии антициклоническое с максимальной скоростью до 50 см/с. После прекращения работы источника поток по инерции продолжал подъем. Как только концентрация газа снижалась до величины, при которой плавучесть зависела только от температуры, линза начинала погружаться за счет повышенной плотности ($T=4\text{ °C}$) относительно окружающих ее вод. Погружение шло неравномерно, центральная, более плотная, часть линзы погружалась быстрее, чем периферийная (рис. 11).

Известно, что на таяние льда и образование полыньи оказывают влияние не только термические, но и гидродинамические условия [Mishon, 1983]. Ориентировочные критические скорости, при которых возможно образование полыньи в реках, рассчитываются по специальной формуле, имеющей несколько параметров, их значения достигают 2.5–3.0 м/с. Для глубоких озер эти параметры, скорее всего, другие и для каждого случая их надо определять экспериментально. В любом случае влияние гидродинамической составляющей на таяние льда должно быть существенным. Вращение воды на периферии линзы с рассчитанными в данном эксперименте скоростями может приводить к частичному разрушению льда, пропитыванию его водой и появлению на поверхности льда темных колец.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТА. ВЫБРОС ГАЗА В АТМОСФЕРУ

Результаты расчетов показали, что для того чтобы произошел выброс газа в атмосферу, время работы источника должно быть не менее времени подъема (добегания) струи газа до раздела вода – воздух. Скорость подъема струи зависела от концентрации газа и объема (площади) источника и составляла от 12 до 20 м/с. Значит, чем глубже расположен источник газа, тем больше времени он должен быть активным. Так, для глубины 1200 м и концентрации газа 100 % (чистый пузырь газа без воды) время работы источника должно быть не менее 1.5 минуты. Скорость движения газа в разных частях струи разная. В головной части, где шло расхождение потока с вращением в центральной части против часовой стрелки для преодоления сопротивления воды, скорость наименьшая – 10–12 м/с, а в нижней и центральной частях струи могла достигать до 60–80 м/с (рис. 12). При выходе столба газовой смеси в атмосферу скорости вращения резко возрастали и могли достигать 150 м/с.

При концентрации газа 100 % и объеме выхода из источника 400000 м³/с с глубины 250 м и времени работы 12 с высота выброса в воздух достигала 15 м, а при снижении концентрации высота выброса уменьшалась и при 30 % газа (смесь: вода + газ) достигала максимум 4 м. С уменьшением глубины расположения источника до 100 м время подъема (добегания) струи уменьшалось до 4 с, с высотой выброса 12 м и объемом источника до 30000–40000 м³/с. Для глубины 1200 м и максимальной высоты выброса газа 12 м объем источника должен быть равен 4000000–5000000 м³/с, а время его работы 90–100 с. С уменьшением концентрации газа в источнике до 30–25 % или с

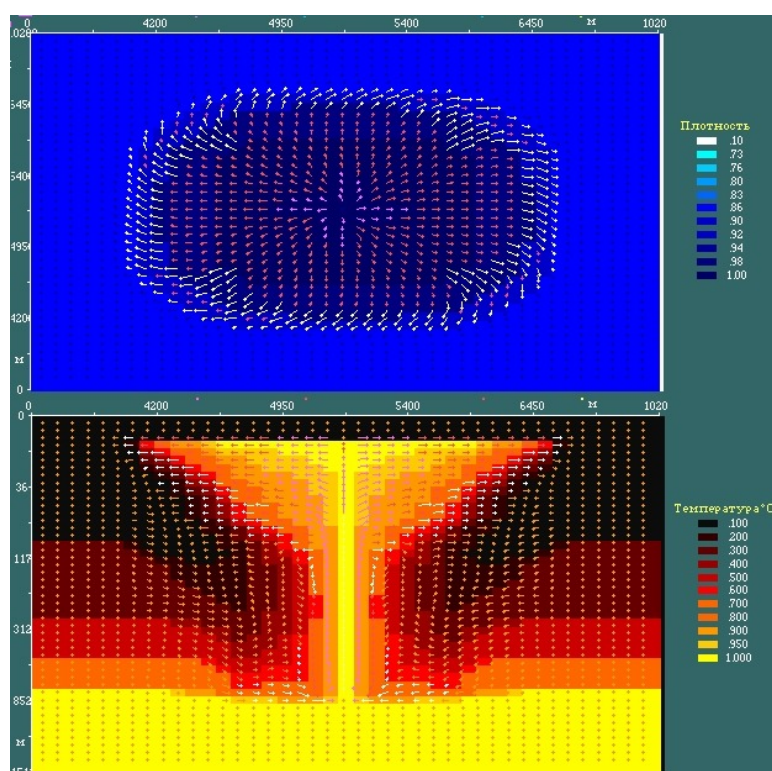


Рис. 10. Горизонтальный и вертикальный срезы с распределением температуры, плотности и поля скоростей конвекции (максимальная скорость – желтый цвет, минимальная – белый) после подъема и формирования линзы при работе газовой источника.

Fig. 10. Horizontal and vertical cross-sections and patterns of temperature, water density and convection velocity field after uplift and formation of the lens in the period when the gas-water source was active. Flow velocity: maximum – yellow; minimum – white.

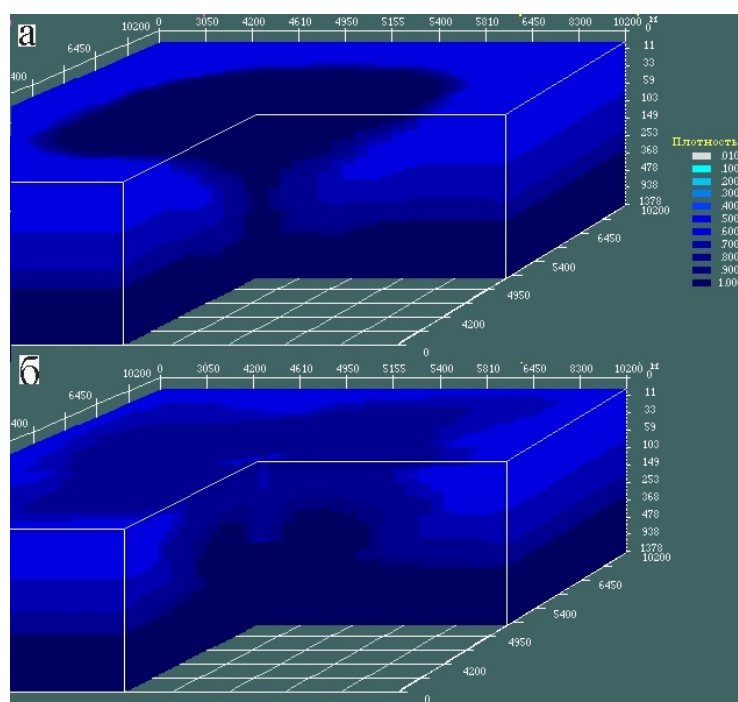


Рис. 11. Распределение плотности воды: а – перед погружением, б – при погружении линзы, сформированной газовой источником.

Fig. 11. Water density patterns: а – before submergence, б – during submergence of the lens produced by the gas-water source.

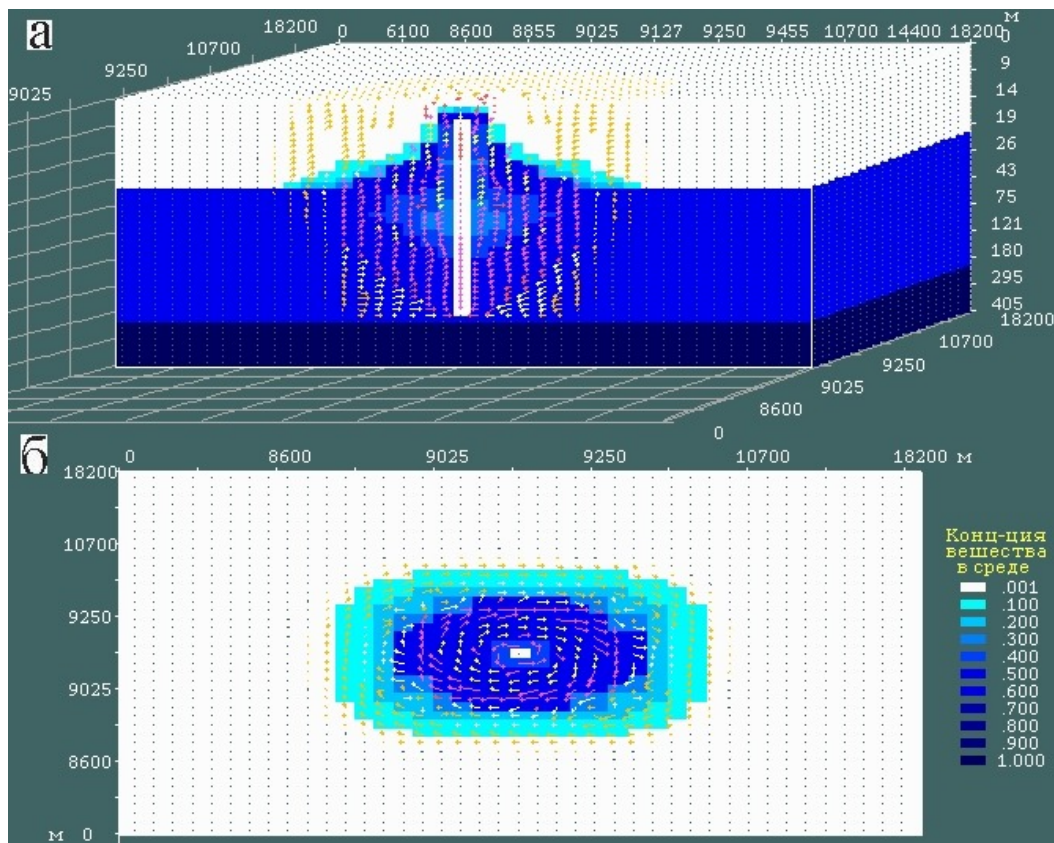


Рис. 12. Распределение концентрации вещества и поля скоростей конвекции при выходе столба газовой-водяной смеси в атмосферу: а – вертикальный срез в центральной части блока; б – горизонтальный срез над поверхностью воды. Максимальная скорость – желтый цвет, минимальная скорость светло-коричневый цвет на периферии.

Fig. 12. Patterns of concentration of the material and convection velocity field when the gas-and-water mix is emitted as a pillar into the atmosphere: а – vertical cross-section in the central part of the block; б – horizontal cross-section above the water surface. Flow velocity: maximum – yellow, minimum – light brown (at the periphery).

уменьшением объема выхода из источника примерно в 3–4 раза высота выброса уменьшалась пропорционально до 3–4 м (рис. 13).

После обрушения столба газовой-водяной смеси формировалась расходящаяся на сотни метров кольцевая волна высотой 2–4 м. Волнение водной поверхности могло продолжаться до нескольких часов. Если источник газа работал больше времени подъема (добегания) струй до раздела вода – воздух, то после первого выброса в атмосферу шел следующий выброс, т.е. формировался колебательный процесс с неравномерными периодами времени между выбросами и разной амплитудой (высотой выброса). При меньших концентрациях газа в источнике – 1–10 % объема (газоводяная смесь), но длительной работе источника на поверхности озера формировались области с выделением газа в виде пузырьков (грифоны) (рис. 14).

Скорость подъема газового пузыря (концентрация газа 100 %) уменьшалась с увеличением его размеров. Так, для глубины 1200 м с объемом в источнике $4000000 \text{ м}^3/\text{с}$ время подъема составляло 90 с, а с объемом $10000000 \text{ м}^3/\text{с}$ – в 2.5 раза больше – 230 с. С глу-

бин 100–200 м скорость подъема пузыря также уменьшалась при увеличении его объема, выделяемого источником. Это, скорее всего, можно объяснить повышением сопротивления при подъеме пузыря за счет увеличения площади его поверхности.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ результатов показал следующее. При наличии термального или газовой-водяного источника над ним возникает область с пониженной плотностью и формируется восходящий конвективный поток (струя) то-рообразного вида. За счет горизонтального градиента плотности возникают выталкивающие силы, а за счет вертикального градиента плотности – тангенциальные силы, которые в горизонтальном сечении закручивают верхнюю часть области против часовой (циклонический вихрь), а нижнюю – по часовой стрелке (антициклонический вихрь).

Во время работы гидротермального источника у

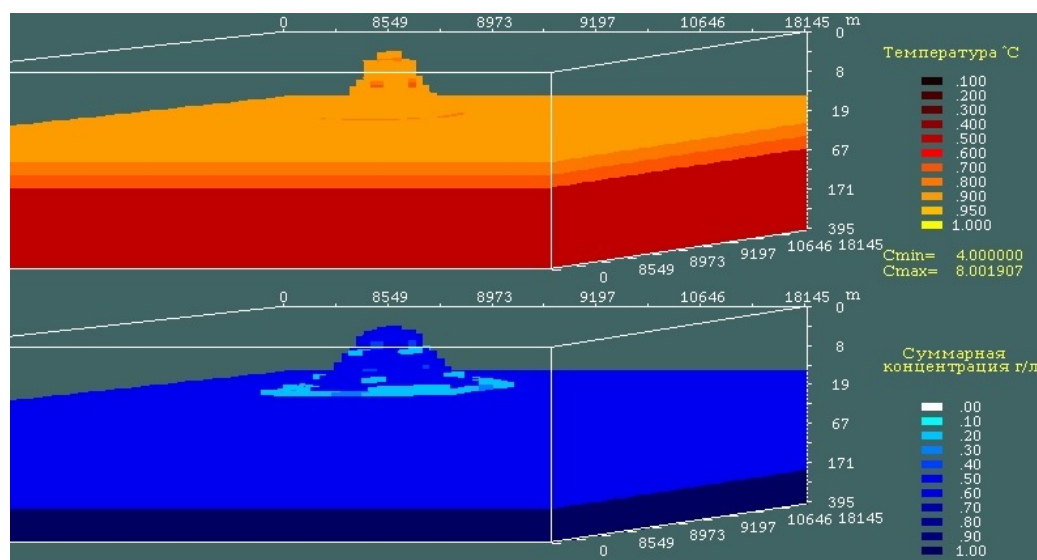


Рис. 13. Распределение температуры и концентрации вещества в столбе выброса газовой-водяной смеси в атмосферу.

Fig. 13. Patterns of temperature and concentration of the material in the gas-and-water pillar in the atmosphere.

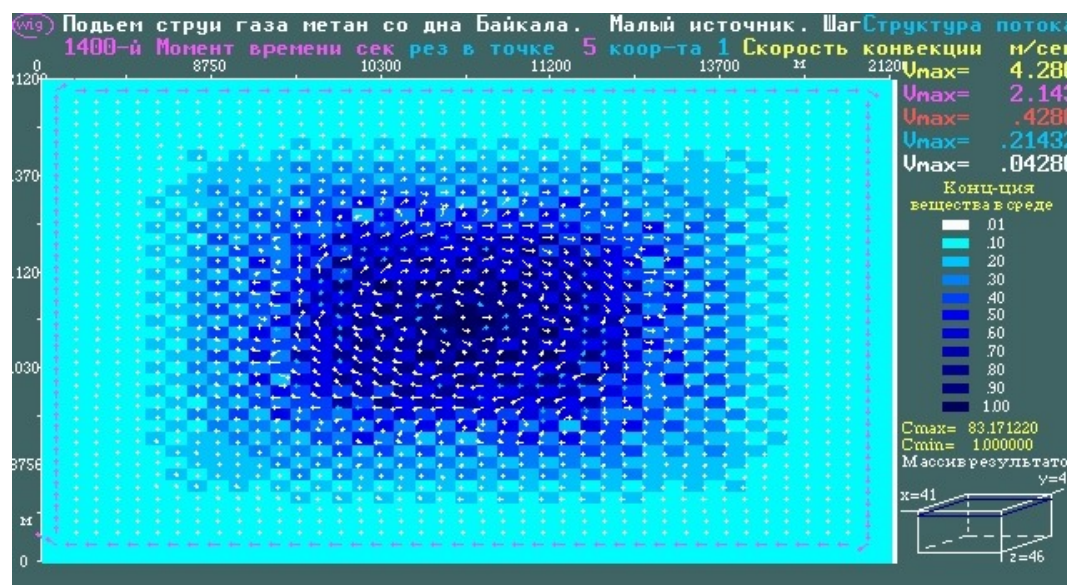


Рис.14. Распределение пузырьков газа и воды на поверхности акватории при малых объемах газа в источнике.

Fig. 14. Patterns of gas bubbles and water at the water surface in case of small volumes of gas in the source.

подошвы ледяного покрова через 2–120 часов, в зависимости от плавучести (плотности), образуется линза с повышенной температурой и вихревыми течениями, сформированными при подъеме струи. При температуре гидротерм $T=30-50\text{ }^{\circ}\text{C}$ во льду может образоваться пропарина.

Для газовой-водяной линзы картина такая же, но линза начинает формироваться через гораздо меньшее время, от 1–5 мин (концентрации газа 100–50 %) до 20 мин (концентрации газа 5 %) от момента времени начала его работы, и размер линзы гораздо больше.

Температура газовой-водяной эмульсии в центральной части линзы достигает $4\text{ }^{\circ}\text{C}$, а значит, и максимальной плотности, с небольшим ее понижением к периферии. После снижения концентрации газа в линзе до величины, при которой плавучесть зависит только от температуры, стратификация становится неустойчивой и линза начинает погружаться, вращаясь по часовой стрелке.

Полученные в численном эксперименте значения скоростей вращения потока на периферии линзы позволяют предположить, что лед в этом месте будет ча-

стично разрушаться, пропитываться водой с появлением на его поверхности темных колец. После получения параметров, влияющих на разрушение льда, можно будет более детально рассчитать появление кольцевых структур.

Для формирования выброса газа в атмосферу время работы источника должно быть не менее времени подъема (добегания) струи газа до раздела вода – воз-

дух при скорости движения от 12 до 20 м/с. Высота выброса пропорциональна количеству газа в пузырьке и может достигать 15 м при концентрации газа 100 % (чистый пузырь газа без воды). При концентрациях газа в источнике 1–20 % от объема (газоводяная смесь) и длительной работе источника на поверхности озера могут формироваться области с выделением газа в виде пузырьков (грифоны).

6. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Bulletin of the Irkutsk Scientific Centre, Siberian Branch of RAS*, 2011 (71), February 2011 (in Russian) [*Вестник Иркутского научного центра СО РАН*, выпуск № 71, февраль 2011].
- Granin N.G., Granina L.Z., 2002. Gas hydrates and gas emissions at Lake Baikal. *Geology and Geophysics* 43 (7), 629–637 (in Russian) [Гранин Н.Г., Гранина Л.З. Газовые гидраты и выходы газов на Байкале // *Геология и геофизика*. 2002. Т. 43. № 7. С. 629–637].
- Gunin V.I., 2011. New information technology and its capacities for modeling of geosystems. *Geodynamics & Tectonophysics* 2 (4), 356–377. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2011-2-4-0050>.
- Mishon V.M., 1983. Applied Hydrophysics. Hydrometeoizdat, Leningrad, 173 p. (in Russian) [Мишон В.М. Практическая гидрофизика. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 173 с.].
- Petrov E., 2011. The dark rings. *The World of Baikal* (5), 64–66 (in Russian) [Петров Е. Темные кольца // *Мир Байкала*. 2011. № 5 (29). С. 64–66].
- Radziminovich Ya.B., Shchetnikov A.A., 2008. Mass emissions of methane at Baikal? *Priroda* (11), 45–48 (in Russian) [Радзиминович Я.Б., Щетников А.А. Массовые выбросы метана на Байкале? // *Природа*. 2008. № 11. С. 45–48].



Гуний Владимир Иванович, директор
Независимый коммерческий центр моделирования геосистем «МоГеос»
670034, Улан-Удэ, пр. 50 лет Октября, 38–18, Россия
✉ e-mail: vigunin@list.ru

Gunin, Vladimir I., Director
MoGeos Independent Commercial Centre for Modeling of Geological Systems
38–18 50 let Oktyabrya, Ulan-Ude 670034, Russia
✉ e-mail: vigunin@list.ru



INSIGHTS GAINED FROM THE SEISMICITY AROUND THE ZIPINGPU RESERVOIR BEFORE THE WENCHUAN M_S 8.0 EARTHQUAKE

Liu Yuanzheng^{1,2}, Ma Jin¹, Jiang Tong²

¹ State Key Laboratory of Earthquake Dynamics, Institute of Geology,
China Earthquake Administration, Beijing, China

² School of Resources and Environment, North China University
of Water Resources and Electric Power, Beijing, China

Abstract: The 2008 Wenchuan M_S 8.0 earthquake occurred on Longmenshan fault zone (LMSF), which is at the eastern margin of the Tibetan plateau. The epicenter is near the Shuimogou earthquake swarm, which was thought to be triggered by the Zipingpu reservoir after its impounding in 2004. People have speculated that the large earthquake was triggered by the water filling of the reservoir. To figure out the role of the Zipingpu reservoir on the earthquake, the local seismicity recorded by the Zipingpu local seismic network during the period from 31 July 2004 to 11 May 2008 were analyzed in detail. The distribution of hypocenters showed that most earthquakes occurred on Yingxiu-Beichuan fault (YBF) in the reservoir area with hypocenters depth less than 10 km, which is a major source fault of the Wenchuan earthquake. Useful information on fault geometry in the depth was also obtained. The spatial-temporal distribution of hypocenters demonstrated clear migration pattern that indicated pore-pressure diffusion, it also showed a hydraulic diffusivity (D) of $0.7 \text{ m}^2/\text{s}$. Previous experiments show the existence of the synergism process of the fault under a meta-instability state before fault sliding. It enhances the stress on the stronger portion of the fault and the synergism degree by reducing strength of the weak portions and by increasing the total length of weak portions. According to this view, the pore pressure diffusion by water filling of Zipingpu reservoir increased the total length of weak portions and enhanced the stress at the focal.

Key words: Wenchuan earthquake, Zipingpu reservoir, diffusivity, meta-instability state.

Recommended by S.I. Sherman

Citation: Liu Yuanzheng, Ma Jin, Jiang Tong. 2014. Insights gained from the seismicity around the Zipingpu reservoir before the Wenchuan M_S 8.0 earthquake. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (3), 777–784. doi: 10.5800/GT-2014-5-3-0154.

АНАЛИЗ СЕЙСМИЧНОСТИ В РАЙОНЕ ВОДОХРАНИЛИЩА ЗИПИНГПУ ПЕРЕД ВЕНЧУАНЬСКИМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ (M_S 8.0)

Ли Юаньжэн^{1,2}, Ма Дзинь¹, Джиань Тонг²

¹ Государственная лаборатория динамики землетрясений, Институт геологии, Администрация по землетрясениям Китая, Пекин, Китай

² Факультет природных ресурсов и окружающей среды, Северо-китайский университет водных ресурсов и электроэнергетики, Пекин, Китай

Аннотация: Венчуанское землетрясение (M_S 8.0) произошло в 2008 г. в разломной зоне Лонгменшан, расположенной на восточной окраине Тибетского плато. Его эпицентр находился рядом с роем землетрясений Шуймогу, возникновение которых связывают с влиянием водохранилища Зипингпу после его заполнения в 2004 г. Считалось, что главной причиной сильного землетрясения было заполнение водохранилища водой. Для выяснения роли водохранилища Зипингпу в инициировании Венчуанского землетрясения был проведен детальный анализ данных, накоплен-

ных местной сетью сейсмических наблюдений в районе Зипингпу в период с 31 июля 2004 г. по 11 мая 2008 г. Судя по распределению гипоцентров, большинство землетрясений произошли на разломе Инксю-Бейчуан в районе водохранилища, при этом глубина гипоцентров не превышала 10 км, и это основной разлом, инициировавший Венчуанское землетрясение. Кроме того, были получены полезные данные по глубинной геометрии разлома. По пространственно-временному распределению гипоцентров установлен характер миграции с рассеиванием порового давления, а также определен коэффициент гидравлической диффузии ($D=0.7 \text{ м}^2/\text{с}$). По результатам предыдущих экспериментов установлено наличие синергетического процесса на изучаемом разломе в метастабильном состоянии перед смещением по разлому, что привело к усилению напряжений на прочном участке разлома и синергии при уменьшении прочности ослабленных участков, а также увеличении общей протяженности ослабленных участков разлома. По нашему мнению, рассеивание порового давления при заполнении водой водохранилища Зипингпу привело к увеличению общей длины ослабленных участков разлома и увеличению напряжений в очаговой зоне.

Ключевые слова: Венчуанское землетрясение, водохранилище Зипингпу, коэффициент гидравлической диффузии, метастабильное состояние.

1. INTRODUCTION

The Zipingpu reservoir may have hastened the occurrence of the Wenchuan $M_s 8.0$ earthquake, which was pointed out soon after the earthquake occurred [Lei et al., 2008]. Study of the changes of Coulomb failure stress (ΔCFS) on Longmenshan fault zone (LMSF) has pervaded discussions based on the above-mentioned viewpoint [Deng et al., 2010; Gahalaut K., Gahalaut V.K., 2010; Ge et al., 2009; Lei, 2011; Sun et al., 2012]. However, a key unsolved issue is regarding the factors that should be adopted for modeling to calculate ΔCFS . There are two main factors controlling ΔCFS results: the fault geometry and the hydraulic diffusivity. Using different factors, previous study yielded conflicting results. In this study, these factors of LMSF were evaluated based on pre-earthquake data recorded by a local seismic network firstly. The role of water filling of Zipingpu reservoir on the Wenchuan earthquake is discussed according to viewpoint that fault exists a meta-instability state before sliding [Ma et al., 2012; Ren et al., 2013; Zhuo et al., 2013].

2. FAULT GEOMETRY

A digital seismic network was operated in the Zipingpu reservoir region for recording micro earthquakes since July 2004. For making out what had happened on LMSF before the Wenchuan $M_s 8.0$ earthquake, earthquakes from July 2004 to 11 May 2008 were examined and 1772 earthquakes whose magnitudes were between $M_L -0.2$ and 4.4 were found. Figure 1a shows the distributions of the epicenters and the characteristic of them. Furthermore, Figure 1b shows the distributions of the events and stations in detail near the reservoir. In Figure 1c, a cross-section A-A' is used to determine the fault geometry, which is across LMSF.

LMSF lies near the eastern margin of the Tibetan plateau and contains three major thrust faults: Wenchuan-Maoxian fault (WMF), Yingxiu-Beichuan fault (YBF),

and Guanxian-Jingyou fault (GJF), which dip toward NW trend [Zhang et al., 2009]. Two clusters located around the reservoir are characterized by the occurrence of a large number of events (Figure 1a). One is beyond 200 km, striking NE. The other is about 60 km long toward $N55^\circ W$ trend. This indicates that two existed faults were being active before the Wenchuan $M_s 8.0$ earthquake. The one toward NW trend is the Xiaoyudong-Lixian fault (XLF). Chen reported a similar result obtained from the aftershocks of the Wenchuan $M_s 8.0$ earthquake about XLF [Chen et al., 2009], which was confirmed by the rupture of the main earthquake [Xu et al., 2008]. Also, the faults geometry underlying was also clear. As shown in Figure 1c, almost all events occurred above 10 km. However, depth of the aftershocks was between 10 and 20 km [Zhu et al., 2008; Chen et al., 2009], and the dip angle of YBF was found to be high at the surface and becoming lower with depth. Toward the east of YBF, a seismicity band could be noted in 5~15 km depth, which did not reach the surface; this could be the reflection of the buried fault.

3. PORE-PRESSURE DIFFUSION

Limestone distribute widely in this region. Because of limestone erosion processes, many big cracks along the YBF are left [Wang, 2001]. That is a geological background for analyzing the pore pressure diffusion of the Zipingpu reservoir.

In order to realize the diffusion process, the spatiotemporal pattern of the seismic activity near the reservoir is shown in Figure 2. In 2004, the seismicity was only near the dam. With the water level rising, the seismicity migrated toward both side in 2005. From 2006 to 2008, the seismicity was mainly at the end of the reservoir, where Shuimogou earthquake swarm was less than 10 km away from the epicenter of Wenchuan earthquake (Figure 2b). Uniting the stream profile and the seismicity, the characteristic can be seen that the distributions of the events spread to the end of the reservoir gradually with the water filling of

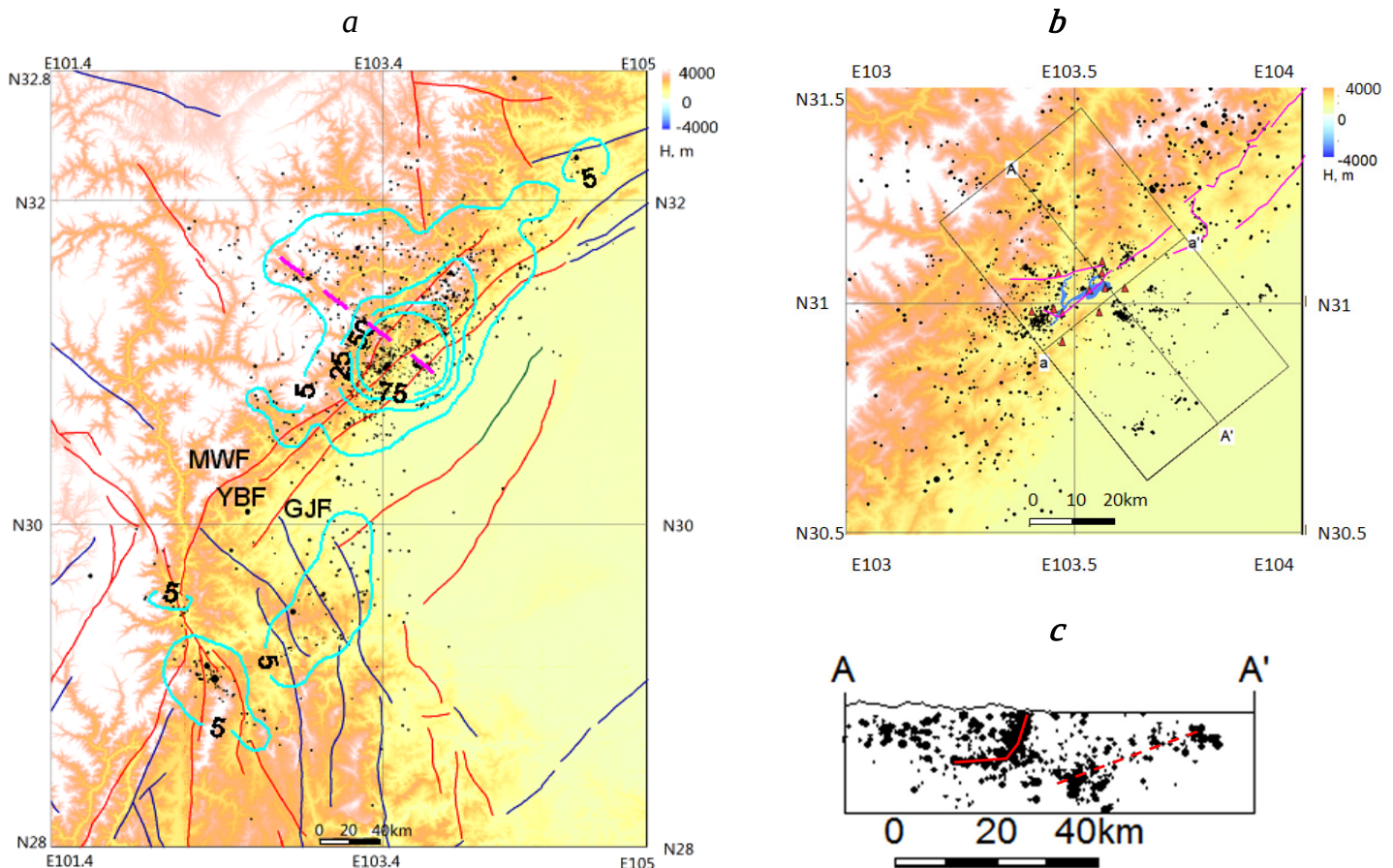


Fig. 1. *a* – active faults (red, blue, and green line [Deng et al., 2007]) and epicenters of earthquakes (31 July 2004 – 11 May 2008) on Longmenshan thrusts and surrounding regions observed by the Zipingpu local seismic network. Black circles indicate earthquakes. MWF, YBF, and GJF indicate Maoxian-Wenchuan fault, Yingxiu-Beichuan fault, and Guanxian-Jiangyou fault. Cyan lines are the contours of the epicenters distributions with the step size of 0.2 degree. Dash line is the buried fault; *b* – map view of Wenchuan earthquake surface ruptures (red lines) of M_S 8.0, the Zipingpu reservoir (blue region), and the Zipingpu local seismic network (red triangle); *c* – cross-section of the details shown in (*b*).

Рис. 1. *a* – активные разломы (красные, голубые и зеленые линии) по [Deng et al., 2007] и эпицентры землетрясений в период с 31 июля 2004 г. по 11 мая 2008 г. на надвигах Лонгменшан и вблизи них по данным местной сети сейсмических наблюдений в районе Зипингпу. Землетрясения показаны как залитые кружки. Разломы: MWF – Маоксиан-Венчуаньский, YBF – Инксю-Бейчуаньский, GJF – Гуаньксиан-Янгуйский. Голубыми линиями ооконтурены районы распределения эпицентров (шаг 0.2 градуса). Пунктиром показан погребенный разлом; *b* – карта изучаемого района; поверхностные разрывы после Венчуаньского землетрясения (M_S 8.0) показаны линиями красного цвета; водохранилище Зипингпу показано синим цветом; красные треугольники – сейсмостанции в районе Зипингпу; *c* – разрез к рис. (*b*).

reservoir. It can be observed that the distance of seismic migration toward NE trend is short, but is long toward SW trend. The reasons for this might be the terrain and shape of the Zipingpu reservoir. A point worth emphasizing is that the impoundment of the Zipingpu reservoir at September in 2005 could be responsible for the abrupt increase in the speed of seismic migration.

For evaluating hydraulic diffusivity (D) of the crust, the method developed by Shapiro to describe pore-pressure perturbations caused by fluid injections into a borehole was used [Parotidis et al., 2003, 2004; Shapiro et al., 1997, 2002, 2005, 2006]. In the isotropic medium, the pore

pressure diffusion can be described as Biot's equation, the equation has the form

$$\frac{\partial P}{\partial t} = D \nabla^2 P, \quad (1)$$

where D is hydraulic diffusivity, P is pressure produced by waterhead increment, t is time. If a time-harmonic perturbation $P_0 \exp(-i\omega t)$ of pore pressure perturbation is given on a small spherical surface of radius α with the center at an injection point, the solution of equation takes the forms

$$P(r, t) = P_0 e^{-i\omega t} \frac{\alpha}{r} \exp\left[(i-1)(r-\alpha)\sqrt{\frac{\omega}{2D}}\right], \quad (2)$$

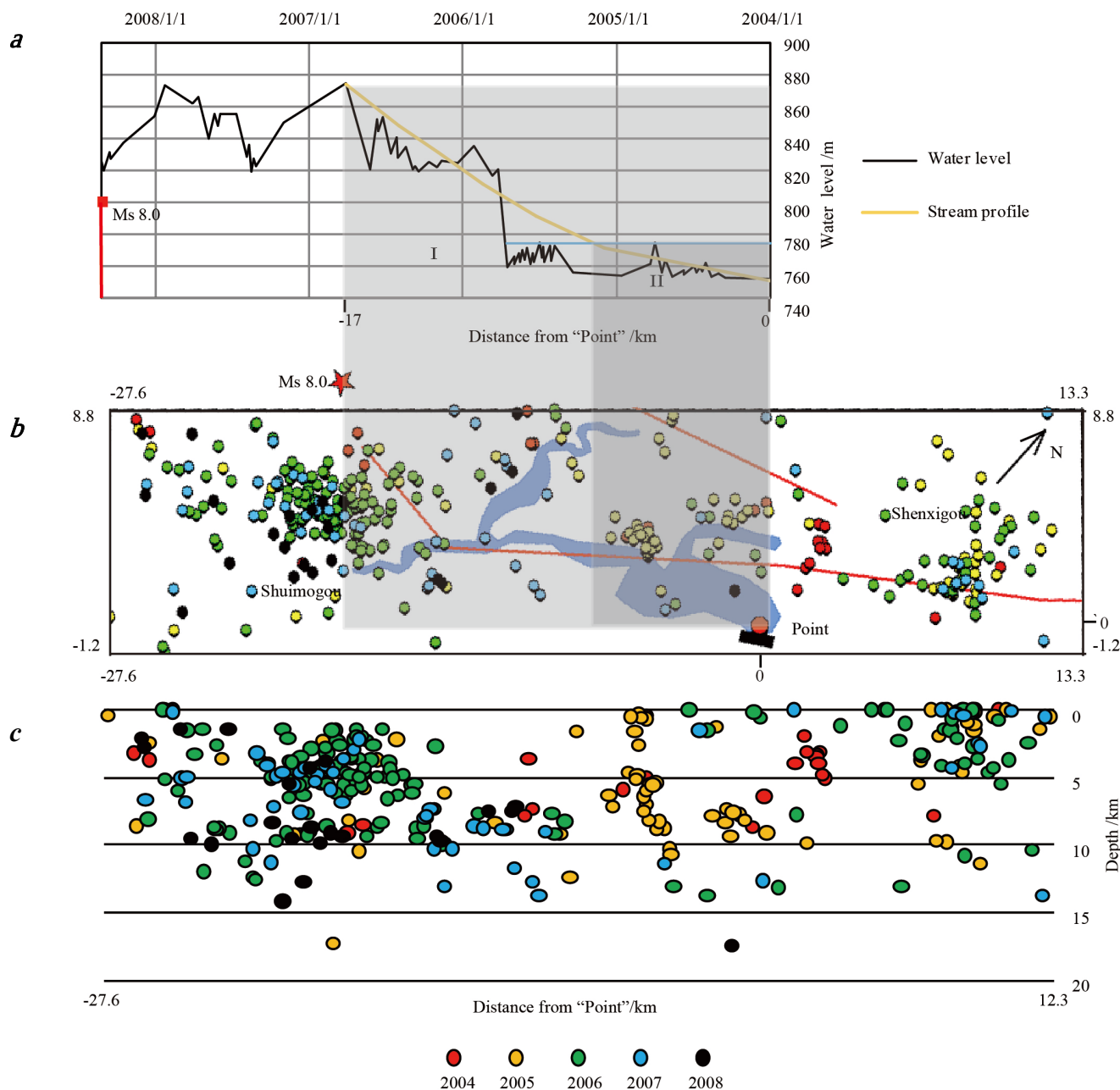


Fig. 2. *a* – water level and stream profile; *b* – epicenters of earthquakes (2004/8/1 – 2008/05/11) and Wenchuan earthquake surface ruptures of $M_s 8.0$ along the Zipingpu reservoir. Red bigger circles are the filling points. The point symbols of red, orange, green, blue, and black are the locations of the earthquakes of 2004, 2005, 2006, 2007, and 2008, respectively; *c* – cross-section of the details shown in (*b*).

Рис. 2. *a* – уровень воды и профиль водоема; *b* – эпицентры землетрясений с 01 августа 2004 г. по 11 мая 2008 г. и поверхностные разрывы после Венчуаньского землетрясения ($M_s 8.0$) у водохранилища Зипингпу. Крупные красные точки – места, откуда велось заполнение водой. Точки красного, оранжевого, зеленого, голубого и черного цвета показывают местоположение землетрясений, произошедших в 2004, 2005, 2006, 2007 и 2008 гг., соответственно; *c* – разрез к рис. (*b*).

where ω is the angular frequency and γ is the distance from the injection point to the point where the solution is looking for. When the medium is homogeneous and isotropic, the slowness of slow wave can be used to estimate the size of spacial domain. The pore-pressure perturbation at the injection point can be looked as a step function

$p(t)=p_0$ if $t \geq 0$ and $p(t)=0$ if $t < 0$, then the dominant part of the power spectrum is located in the frequency range below $2\pi/t_0$. Thus, the probability that seismic even at time t_0 was triggered by signal components from the frequency range $\omega \leq 2\pi/t_0$ is high. Then, the equation employed can be given as follows:

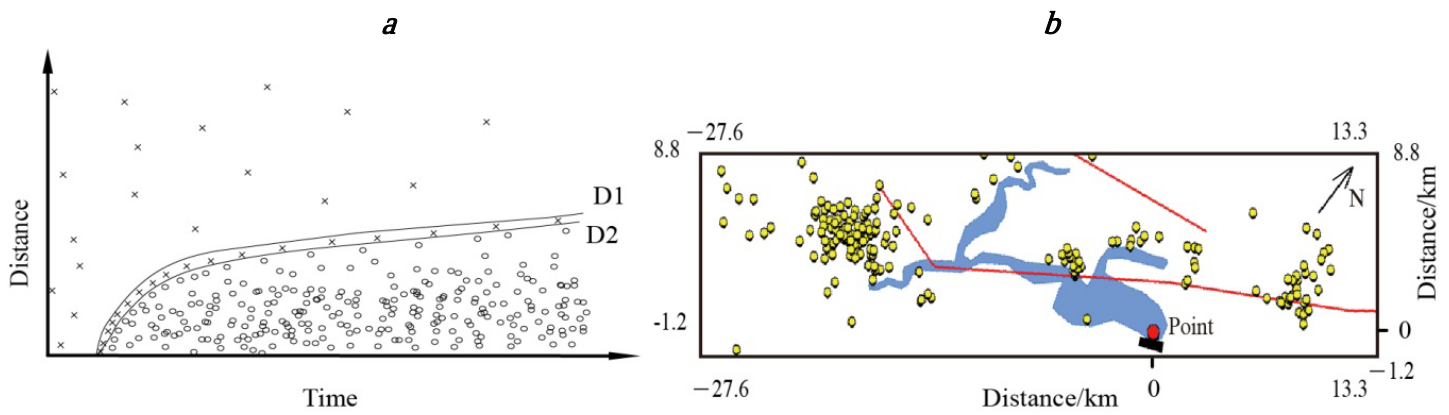


Fig. 3. *a* – model for evaluating hydraulic diffusivity in a reservoir region with background seismicity. Crosses indicate the possible expected background seismicity by active faults. Circles indicate the earthquakes triggered by reservoir; *b* – the obtained events after rejecting the background earthquakes value.

Рис. 3. *a* – модель для оценки коэффициента гидравлической диффузии для района водохранилища с учетом фоновой сейсмичности. Крестики – возможная ожидаемая фоновая сейсмичность активных раломов. Кружочки – землетрясения, спровоцированные водохранилищем. *b* – полученные события без величины фоновой сейсмичности.

$$\gamma = \sqrt{4\pi Dt}. \quad (3)$$

However, shocks had occurred before the Zipingpu reservoir was built on LMSF. It meant that the earthquakes, which were not connected with the water filling of reservoir, could also occur after the reservoir was built. These events would make some disturbance to the evaluation of the hydraulic diffusivity and should be deleted. The principle of rejecting data is shown in Figure 3a. First, a typical region far away from the reservoir was selected. The frequency of shocks in this region was then evaluated. Second, the events near the reservoir area were scanned. The earlier events in every cell, which were with the same frequency of the studied region, should be deleted. In Figure 3a, the data with cross would interfere with the evaluation of the D , then being rejected. Maybe some useful data was deleted in this progress, such as the events between curve of D_1 and D_2 . However, the data left would be better for us to catch the characteristics of pore-pressure diffusion. The events, which were possibly triggered by the Zipingpu reservoir, were obtained in this way (Figure 3b).

Taking Point as the injection point source, the D of the crust in the Zipingpu reservoir area was evaluated using the data in Figure 2b and Figure 3b. When the data in Figure 2b was used, we could hardly see the diffusion because of the background seismicity by LMSF (Figure 4a). However, the pore-pressure diffusion is clear in Figure 4b after the background seismicity being rejected. The value of $5\text{ m}^2/\text{s}$ is obvious too big. However, the D of $0.5\text{ m}^2/\text{s}$ is a little small and not all the events are in the curve. The best fitted value of D was $0.7\text{ m}^2/\text{s}$.

Two types of seismic response after the filling of large reservoir were given by Simpson: one is the rapid response type; the other is the delayed response type [Simpson et

al., 1988]. Considering the fact that lots of events appeared in Shuimogou region with the rising water level after September 2005 (Figure 2b), most earthquakes, which occurred far away from Point as soon as the reservoir filling, could be the rapid response type.

4. DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Similar to the analyses by Lei et al. [2008], Ge et al. [2009], Deng et al. [2010], Gahalaut et al. [2010], and Lei et al. [2011], we examined the local seismicity before the occurrence of Wenchuan M_s 8.0 earthquake. However, unlike the earlier researches, we focused on the faults geometry and pore-pressure diffusion, but not ΔCFS . These factors were noted to be significant for modeling to calculate ΔCFS .

Our results showed that the dip angle of YBF was low at 8 km depth and close to zero at 10 km depth. This finding is not in agreement with that of Zhu et al. [2008] and Chen et al. [2009] based on aftershocks, which were deeper than our results. The reasons for this might be that YBF has more complex structure. The obtained result is confirmed by seismic interpretation profiles [Zhou et al., 2010]. Hence, we infer that the fault in shallow was activated by the reservoir.

The issue was very significant that whether the earthquakes before the Wenchuan M_s 8.0 earthquake were connected with the pore-pressure diffusion. Because of the background seismicity by LMSF, it could hardly see the diffusion of pore-pressure. However, when the data disturbing our evaluation was rejected, we can see the diffusion clearly. The D of the crust was estimated to be $0.7\text{ m}^2/\text{s}$. In the earlier researches, the D of the crust was estimated to be in a range between 10^{-4} and $10\text{ m}^2/\text{s}$ [Lei,

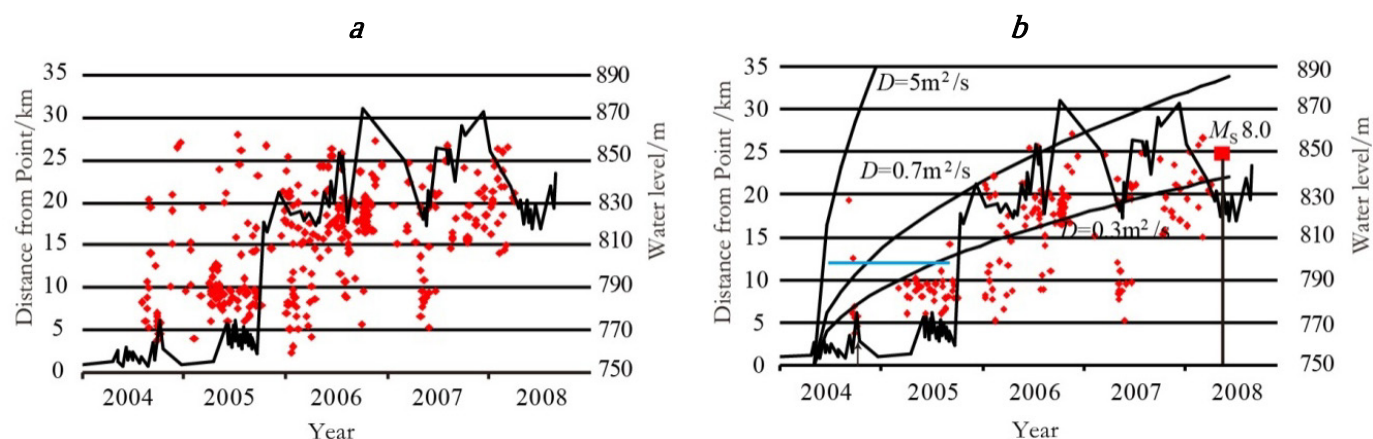


Fig. 4. The distance from Point to earthquakes with time, containing the background seismicity (a); the distance from Point to earthquakes with time, rejecting the background earthquakes (b).

Рис. 4. Расстояние от точки наблюдения до землетрясений с учетом времени, включая фоновую сейсмичность (a); расстояние от точки наблюдения до землетрясений с учетом времени без фоновой сейсмичности (b).

2011; Scholz, 2002; Talwani et al., 2007]. Our results also suggest that there were two types earthquakes near the reservoir. Some earthquakes were the background seismicity by LMSF with a similar shock frequency to areas far away from the Zipingpu reservoir. Other earthquakes were the rapid response type, which appeared immediately far away from the injection sources as soon as the reservoir filling. Because limestone and big cracks distribute widely in this region, the pore pressure diffusing in big cracks is in charge of these rapid response type earthquakes.

Previous experiments show the existence of the synergism process of the fault under a meta-instability state before fault sliding [Ma et al., 2012; Ren et al., 2013; Zhuo et al., 2013]. It enhances the stress on the stronger portion of the fault and the synergism degree by reducing strength of the weak portions and by increasing the total length of weak portions. To LMSF, an obvious locked segment of 60 km long came into being after 2004, which include the fault near the reservoir [Ma et al., 2013]. According to the points above, it can be sure that the pore pressure diffusion due to the water filling of reservoir played a key role on reducing the strength of fault of 20 km long near the reser-

voir. As a result, the strength of locked segment was reduced and the stress increased at the main shock location.

There is no doubt that the tectonic stresses on the LMSF result from the movement of eastward mass flow of the Tibetan Plateau, against the strong and stable crust block underlying the Sichuan Basin and southeastern China. However, the Zipingpu reservoir impoundment had possibly helped the occurrence of Wenchuan earthquake.

5. ACKNOWLEDGMENT

Thank Lei Xinglin and Serge Shapiro for their help and constructive comments that greatly improved the paper. This work was jointly sponsored by National Natural Science Foundation of China (Grant Nos. 41172180), State Key Laboratory of Earthquake Dynamics (Project No. LED2010B01), NSFC-RFBR (No. 41211120180), the Russian Fund for Basic Research (Grant 12-05-91161-GFEN-a) and Fundamental and advanced research projects of Henan province (Project No. 132300410021). Some plots were made using the Geo Taos (<http://staff.aist.go.jp/xinglin-lei/>).

6. REFERENCES

- Biot M.A., 1941. General Theory of Three-Dimensional Consolidation. *Journal of Applied Physics* 12 (2), 155–164. <http://dx.doi.org/10.1063/1.1712886>.
- Chen J., Liu Q., Li S. et al., 2009. Seismotectonic study by relocation of the Wenchuan $M_s 8.0$ earthquake sequence. *Chinese Journal of Geophysics* 52 (2), 390–397 (in Chinese with English abstract).
- Deng Q., Ran Y., Yang X. et al., 2007. Map of Active Tectonics in China. Seismological press, Beijing.
- Deng K., Zhou S., Wang R., Robinson R., Zhao C., Cheng W., 2010. Evidence that the 2008 Mw 7.9 Wenchuan Earthquake Could Not Have Been Induced by the Zipingpu Reservoir. *Bulletin of the Seismological Society of America* 100 (5B), 2805–2814. <http://dx.doi.org/10.1785/0120090222>.

- Gahalaut K., Gahalaut V.K., 2010. Effect of the Zipingpu reservoir impoundment on the occurrence of the 2008 Wenchuan earthquake and local seismicity. *Geophysical Journal International* 183 (1), 277–285. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04715.x>.
- Ge S., Liu M., Lu N., Godt J.W., Luo G., 2009. Did the Zipingpu Reservoir trigger the 2008 Wenchuan earthquake? *Geophysical Research Letters* 36 (20), L20315. <http://dx.doi.org/10.1029/2009GL040349>.
- Lei X., Ma S. et al., 2008. Integrated analysis of stress and regional seismicity by surface loading – a case study of Zipingpu reservoir. *Geology and Seismology* 30 (4), 1046–1064 (in Chinese with English abstract).
- Lei X., 2011. Possible roles of the Zipingpu Reservoir in triggering the 2008 Wenchuan earthquake. *Journal of Asian Earth Sciences* 40 (4), 844–854. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseas.2010.05.004>.
- Ma J., Liu P., Liu Y., 2013. Features of seismogenic progress of the Longmenshan fault zone derived from analysis on the temporal-spatial evolution of earthquakes. *Geology and Seismology* 35 (3), 461–471 (in Chinese with English abstract).
- Ma J., Sherman S.I., Guo Y., 2012. Identification of meta-unstable stress state based on experimental study of evolution of the temperature field during stick-slip instability on a 5° bending fault. *Science China Earth Sciences* 55 (6), 869–881. <http://dx.doi.org/10.1007/s11430-012-4423-2>.
- Parotidis M., Rothert E., Shapiro S.A., 2003. Pore-pressure diffusion: A possible triggering mechanism for the earthquake swarms 2000 in Vogtland/NW-Bohemia, Central Europe. *Geophysical Research Letters* 30 (20), 2075. <http://dx.doi.org/10.1029/2003GL018110>.
- Parotidis M., Shapiro S.A., Rothert E., 2004. Back front of seismicity induced after termination of borehole fluid injection. *Geophysical Research Letters* 31 (2), L02612. <http://dx.doi.org/10.1029/2003GL018987>.
- Ren Y.Q., Liu P.X., Ma J. et al., 2013. Experimental study on evolution of thermal field of an echelon fault during the meta-unstable stage. *Chinese Journal of Geophysics* 56 (7), 2348–2357 (in Chinese).
- Scholz C.H., 2002. The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge University Press, Cambridge.
- Shapiro S., Huenges E., Borm G., 1997. Estimating the crust permeability from fluid-injection-induced seismic emission at the KTB site. *Geophysical Journal International* 131 (2), F15–F18. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb01215.x>.
- Shapiro S.A., Kummerow J., Dinske C., Asch G., Rothert E., Erzinger J., Kumpel H.-J., Kind R., 2006. Fluid induced seismicity guided by a continental fault: Injection experiment of 2004/2005 at the German Deep Drilling Site (KTB). *Geophysical Research Letters* 33 (1), L01309. <http://dx.doi.org/10.1029/2005GL024659>.
- Shapiro S.A., Rentsch S., Rothert E., 2005. Characterization of hydraulic properties of rocks using probability of fluid-induced microearthquakes. *Geophysics* 70 (2), F27–F33. <http://dx.doi.org/10.1190/1.1897030>.
- Shapiro S.A., Rothert E., Rath V., Rindschwentner J., 2002. Characterization of fluid transport properties of reservoirs using induced microseismicity. *Geophysics* 67 (1), 212–220. <http://dx.doi.org/10.1190/1.1451597>.
- Simpson D.W., Leith W.S., Scholz C.H., 1988. Two types of reservoir-induced seismicity. *Bulletin of the Seismological Society of America* 78 (6), 2025–2040.
- Sun Y.J., Zhang H., Dong S.W. et al., 2012. Study on effect of the Zipingpu reservoir on the occurrence of the 2008 Wenchuan earthquake based on a 3d-poroelastic model. *Chinese Journal of Geophysics* 55 (7), 2353–2361.
- Talwani P., 1997. On the Nature of Reservoir-induced Seismicity. *Pure and Applied Geophysics* 150 (3–4), 473–492. <http://dx.doi.org/10.1007/s000240050089>.
- Talwani P., Chen L., Gahalaut K., 2007. Seismogenic permeability, k_s , *Journal of Geophysical Research* 112 (B7), B07309. <http://dx.doi.org/10.1029/2006JB004665>.
- Wang Y., 2001. Hydro-geologic and engineering-geologic conditions of Zipingpu reservoir area, Sichuan. *Earthquake research in Sichuan* 2, 6–13 (in Chinese with English abstract).
- Xu X., Wen X., Ye J. et al., 2008. The M_s 8.0 Wenchuan earthquake surface ruptures and its seismogenic structure (in Chinese with English abstract). *Geology and Seismology* 30 (3), 597–629.
- Zhang P., Xu X., Wen X. et al., 2009. Slip rates and recurrence intervals of the Longmen Shan active fault zone, and tectonic implications for the mechanism of the May 12 Wenchuan earthquake, 2008, Sichuan, China. *Chinese Journal of Geophysics* 51, 1066–1073 (in Chinese with English abstract).
- Zhou B., Xue S., Deng Z., Sun F., Jiang H., Zhang X., Lu X., 2010. Relation ship between the evolution of reservoir-induced seismicity in space-time and the process of reservoir water body load-unloading and water infiltration – a case study of Zipingpu reservoir. *Chinese Journal of Geophysics* 53 (11), 2651–2670 (in Chinese with English abstract).
- Zhu A., Xu X., Diao G. et al., 2008. Earthquake sequence in part: preliminary seismotectonic analysis. *Geology and Seismology* 30 (3), 759–767.
- Zhuo Y., Guo Y., Ji Y., Ma J., 2013. Slip synergism of planar strike-slip fault during meta-unstable state: Experimental research based on digital image correlation analysis. *Science China Earth Sciences* 56 (11), 1881–1887. <http://dx.doi.org/10.1007/s11430-013-4623-4>.



Liu Yuanzheng, Doctor of sciences

1. State Key Laboratory of Earthquake Dynamics, Institute of Geology, China Earthquake Administration
Yard No. 1, Hua Yan Li, Chaoyang District, Beijing 100029, China
2. School of Resources and Environment, North China University of Water Resources and Electric Power
No. 36, Beihuan Road, Zhengzhou, Henan 450045, China

✉ e-mail: lyzexpedition@gmail.com

Ли Юанжэнг, доктор наук

Государственная лаборатория динамики землетрясений, Институт геологии,
Администрация по землетрясениям Китая
Факультет природных ресурсов и окружающей среды, Северо-Китайский университет
водных ресурсов и электроэнергии

✉ e-mail: lyzexpedition@gmail.com



Ma Jin, Academician of Chinese Academy of Sciences, Geologist and Tectonophysicist

State Key Laboratory of Earthquake Dynamics, Institute of Geology, China Earthquake Administration
Yard No. 1, Hua Yan Li, Chaoyang District, Beijing 100029, China

e-mail: majin@ies.ac.cn

Ма Джинь, академик Китайской академии наук, геолог, тектонофизик

Государственная центральная лаборатория геодинамики Земли, Институт геологии,
Администрация по землетрясениям Китая

e-mail: majin@ies.ac.cn



Jiang Tong, Professor

School of Resources and Environment, North China University of Water Resources and Electric Power
No. 36, Beihuan Road, Zhengzhou, Henan 450045, China

e-mail: jiangtong@ncwu.edu.cn

Джиань Тонг, профессор

Факультет природных ресурсов и окружающей среды, Северо-Китайский университет
водных ресурсов и электроэнергии

e-mail: jiangtong@ncwu.edu.cn

<http://dx.doi.org/10.5800/GT-2014-5-3-0155>

THE RECENT STRUCTURE AND THE ASSUMED HISTORY OF FORMATION OF THE CRUST IN THE SOUTH-EASTERN SEGMENT OF THE NORTH ASIAN CRATON ALONG REFERENCE PROFILE 3-DV

E. Yu. Goshko, A. S. Efimov, A. S. Sal'nikov

Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk, Russia

Abstract: The article presents results of specialized processing of the deep seismic profile along a part of Reference Profile 3-DV which crosses the Aldan-Stanovoi shield in the meridian direction and goes across its buried northern slope. The study is aimed at determining frequency-energy characteristics of the seismic wave field which are related to physical conditions of geological features of the crust. Based on analysis and interpretation of the dynamic profiles, it is possible to reveal and contour the Archean cores of consolidation of the Aldan shield and its buried continuation that is covered by sediments of the Middle Lena monocline and to input new facts in the proposed geodynamic model showing formation of the crust in the south-eastern segment of the North Asian craton.

Key words: seismic profile of reflected waves, dynamic characteristics of the seismic wave field, the Earth's crust, primary cores of the sialitic crust, tectonic block, terrain, fault zone, collisional zone, accretion, orogenic belt, geodynamic model.

Recommended by E.V. Sklyarov

Citation: Goshko E.Yu., Efimov A.S., Sal'nikov A.S., 2014. The recent structure and the assumed history of formation of the crust in the south-eastern segment of the North Asian craton along Reference Profile 3-DV. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (3), 785–798. doi:10.5800/GT-2014-5-3-0155.

СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА И ПРЕДПОЛАГАЕМАЯ ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮГО-ВОСТОКА СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА ВДОЛЬ ОПОРНОГО ПРОФИЛЯ 3-ДВ

Е. Ю. Гошко, А. С. Ефимов, А. С. Сальников

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия

Аннотация: Специализированная обработка глубинного сейсмического разреза вдоль части опорного профиля 3-ДВ, пересекающей в меридиональном направлении Алдано-Становой щит и его северный погребенный склон, выполнена с целью определения частотно-энергетических характеристик сейсмического волнового поля, связанных с физическим состоянием геологических объектов земной коры. Результаты анализа и интерпретации полученных динамических разрезов позволили «увидеть» и оконтурить архейские ядра консолидации Алданского щита и его погребенного продолжения, скрытого осадками Средлененской моноклизы, дополнить новыми фактами развиваемую геодинамическую модель формирования земной коры юго-восточной части Северо-Азиатского кратона.

Ключевые слова: сейсмический разрез отраженных волн, динамические характеристики сейсмического волнового поля, земная кора, первичные ядра сиалической коры, тектонический блок (террейн), разломная (коллизонная) зона, аккреция, орогенный пояс, геодинамическая модель.

1. ВВЕДЕНИЕ

Часть опорного геофизического профиля 3-ДВ пересекла юго-восток Северо-Азиатского кратона в меридиональном направлении вдоль федеральной трассы М–56 от района Сковородино до Якутска (рис. 1).

Вдоль профиля проведены сейсмические наблюдения продольных отраженных волн, возбужденных группой из четырех 30-тонных вибраторов СВ-30/150 «Русич» по системе общей глубинной точки (МОВ-ОГТ). Полная кратность наблюдений равнялась 100 при центрально-симметричной расстановке 400 сейсмоприемников на расстоянии в 20 км. Длина годографа, равная 10 км, обеспечила реальные оценки скоростной характеристики среды до глубины 12–15 км.

В комплексе с методом МОВ-ОГТ на профиле 3-ДВ осуществлены также наблюдения корреляционным методом преломленных волн (КМПВ), инициированных вибраторами через каждые 10 км, с детальным шагом регистрации 50 м. Максимальное удаление сейсмической косы на 40 км позволило получить скоростные характеристики земной коры до глубин 5–10 км с использованием преломленных и отраженных волн. Проектные параметры вибрационного свип-сигнала были выбраны исходя из необходимости обеспечения глубинности исследований до 10 км и лучшего разрешения данных в верхней части разреза.

На опорном профиле 3-ДВ были выполнены глубинные сейсмические зондирования (ГСЗ) земной коры с возбуждением колебаний чередованием взрывов 3–6 тонн гранулолита и группы мощных передвижных 40-тонных вибраторов ЦВП-40. Методика глубинных сейсмических зондирований была отработана по системе наблюдений с многократными перекрытиями. Расстояние между источниками возбуждения составляло 15–30 км, расстояние между регистрирующими станциями равнялось 3–6 км. Максимальная дальность наблюдений составила 300–400 км, что позволило оценить скоростные характеристики земной коры и верхней мантии до глубины 90 км.

Таким образом, сейсмические исследования земной коры на опорном профиле 3-ДВ проведены совокупностью методов: ОГТ, КМПВ, ГСЗ. Каждый из методов использовался для выявления структурного образа земной коры соответствующей детальности и глубины, а также для расчета скоростных характеристик. Сопоставимость результатов, полученных разными методами на одних и тех же глубинах в земной коре, является указанием на достоверность выполненных построений. Комбинированием глубинно-скоростных характеристик была получена матрица преобразования временного сейсмического разреза ОГТ в глубинный масштаб. Она создавалась из сглаженных скоростей суммирования по ОГТ с учетом данных о времени вступления первых волн в сейсмограммах КМПВ, ГСЗ.

Из трех охарактеризованных выше разрезов вдоль

опорного профиля 3-ДВ наиболее детальной информацией о структуре и физических свойствах геологических объектов в земной коре обладает глубинный сейсмический разрез отраженных волн ОГТ. Параметры дискретизации волнового поля в разрезе составляют 25 м по горизонтальной оси (между трассами) и 8 м по вертикальной шкале глубин. Этой дискретизации достаточно для получения информации о сейсмических волнах в частотном диапазоне их регистрации 10–70 Гц при средней скорости в земной коре от 3500 до 6500 м/с. Так, в верхней части геологического разреза до глубины 5 км скорость в среде составляла 4000 м/с, минимальная длина волны λ в интерференционном пакете сейсмических волн равнялась 120 м. До глубины 40 км, отвечающей нижней части коры, средняя скорость составляла около 6500 м/с, минимальная длина волны λ увеличивалась до 300 м.

Основным физическим параметром, контролирующим взаимосвязь детальности рассмотрения целевых геологических объектов и характеристик сейсмической наблюдательной системы, является радиус первой зоны Френеля $R_{\text{фр}}$ – структурный параметр, зависящий от глубины H до отражающей границы, длины волны λ и, в случае близвертикальных отражений, равный: $R_{\text{фр}} = \sqrt{2\lambda H}$. Пределы изменения размеров первой зоны Френеля $R_{\text{фр}}$ для глубинного сейсмического разреза ОГТ вдоль профиля 3-ДВ от дневной поверхности до верхов мантии (>50 км) составляли 500–5000 м. Следовательно, выбранный частотный диапазон и шаги квантования записи возбужденного волнового поля в земной коре (с известными скоростными характеристиками) были достаточными для сохранения всей информации о сейсмических параметрах геологических объектов размером ≥ 500 м.

2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Целевыми объектами тектонического анализа и геодинамических реконструкций являются геологические блоки земной коры, зоны глубинных разломов, их разделяющие, а также аккреционные и коллизионные структуры, зоны тектонического меланжа и т.п. Каждый из названных геологических объектов имеет большие размеры (от 1 км до сотен километров) и, соответственно, находит отображение в наблюдаемом сейсмическом поле отраженных, дифрагированных, рассеянных и обменных волн. Для анализа сложного интерференционного волнового поля необходимо определить математическую модель, которая установила бы адекватную связь между сейсмическим полем и структурно-физическими параметрами крупных объектов гетерогенной геологической среды. При стандартном подходе к описанию данных сейсмического эксперимента используется аддитивная модель косвенных измерений [Goltsman, 1971, 1998]:

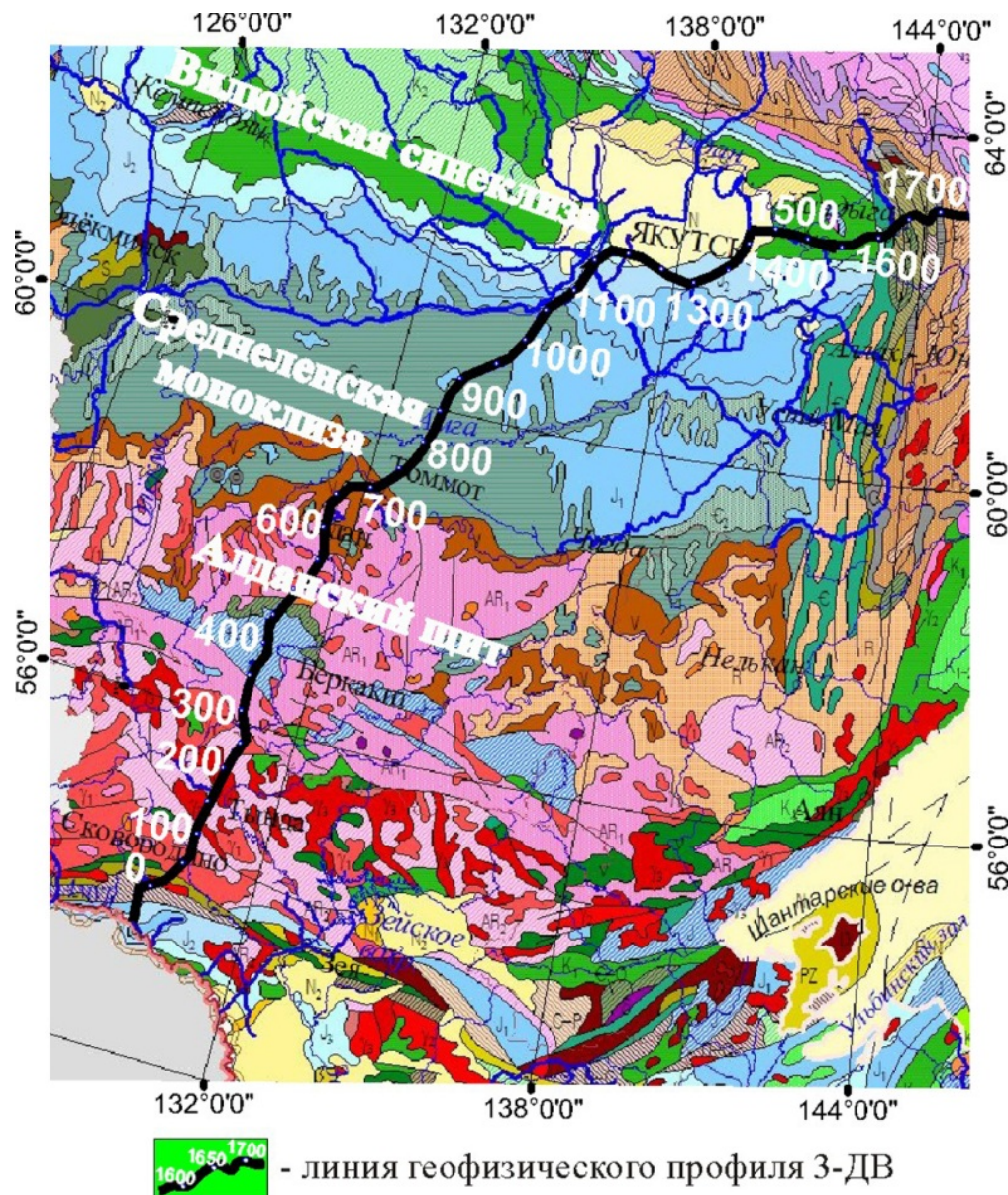


Рис. 1. Схема расположения опорного профиля 3-ДВ на геологической карте. Цифры вдоль профиля – его разметка в км (пикеты).

Fig. 1. The scheme showing the location of Reference Profile of 3-DV in the geological map. Numbers along the profile correspond to kilometre points.

$U = f(\rho) + n$, где $f(\rho)$ – известные полезные волны (детерминированные решения прямых задач), n – случайные расхождения реальных измерений U и модельных значений $f(\rho)$. Аддитивная модель устанавливает косвенную связь между искомым вектором параметров ρ волнового поля (временами вступления полезных волн t , их амплитудами A , частотами f и другими параметрами) и измеряемыми в сейсмическом эксперименте величинами U . При этом объективно присутствующая в измерениях неопределенность относится к аддитивному «шуму» n . Однако любую из величин в правой части уравнения можно рассматривать двояко: либо как случайную, либо как неслучайную. Выбор между

этими двумя возможностями определяется сущностью и характером имеющейся информации об этих величинах. В гетерогенной земной коре полезная составляющая наблюдаемого волнового поля $f(\rho)$ состоит из интерференционных волновых пакетов, практически неразделимых по типам волн из-за случайного характера их сложения. Вследствие этого $f(\rho)$ с неизбежностью также содержит случайную компоненту, как и «шум» n . В этой нестандартной ситуации, когда полезная составляющая является случайной функцией, необходим регуляризирующий алгоритм для выделения целевого объекта в сейсмическом волновом поле – локального интерференционного волнового пакета

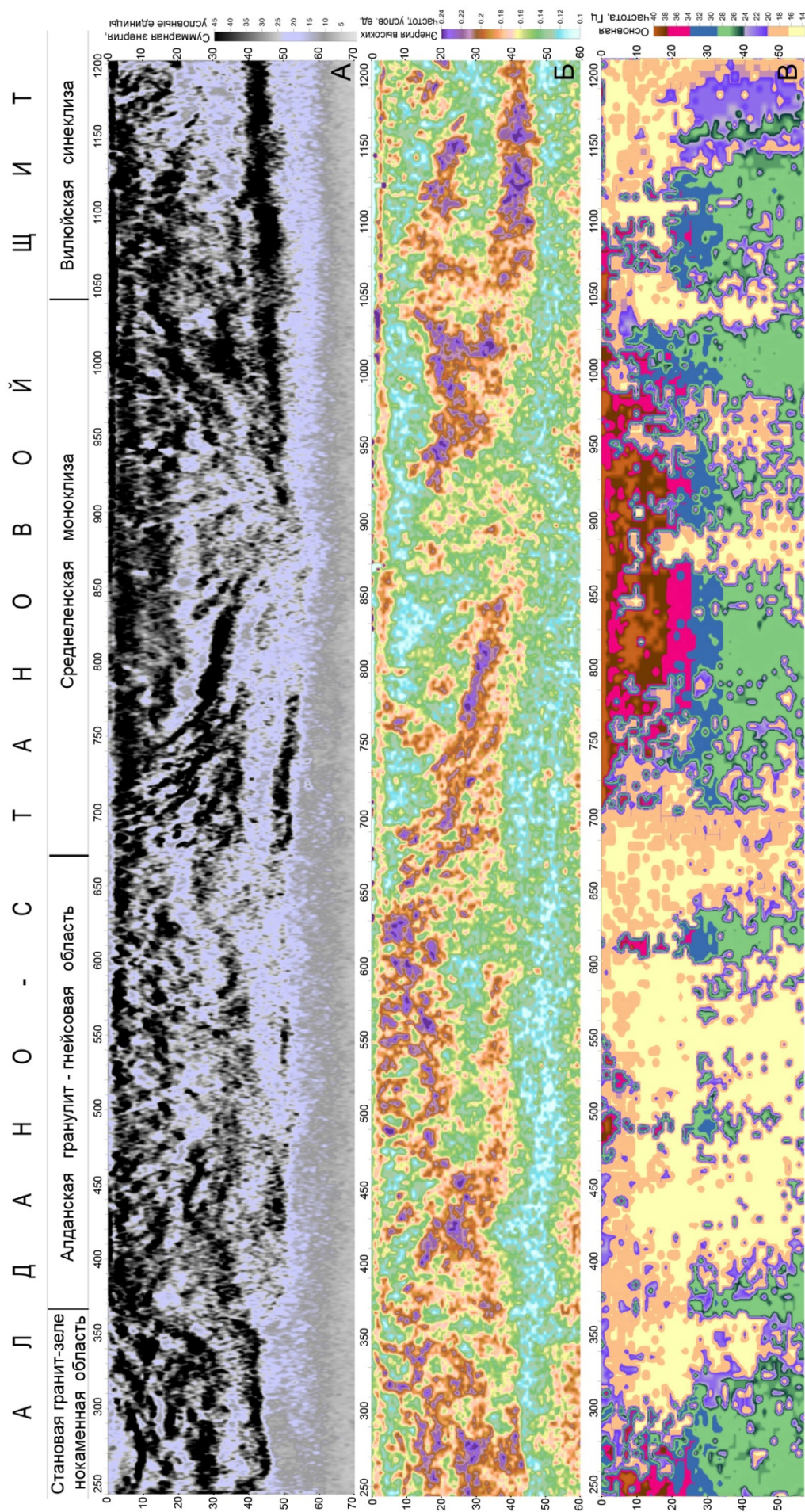


Рис. 2. Частотно-энергетические характеристики локальных волновых пакетов на опорном профиле 3-ДВ.

A – суммарная энергия полного диапазона частот (усл. ед.); B – высокочастотная энергия в диапазоне 42–68 Гц (усл. ед.); B – основная частота, отвечающая максимуму амплитудного спектра (Гц).

Fig. 2. Frequency-energy characteristics of local wave packets at Reference Profile 3-DV.

A – total energy of the complete frequency range (conditional unit); *E* – high-frequency energy in the range from 42 to 68 Hz (conditional unit); *B* – main frequency corresponding to the maximum amplitude of the spectrum (Hz).

отраженных, дифрагированных, рассеянных и обменных волн, устойчиво характеризующего динамические свойства некоторого малого участка волнового поля.

Для анализа «гетерогенного» волнового поля нами применяется регуляризирующий алгоритм определения устойчивой формы локального интерференционного волнового пакета $f(\rho)$ на некотором малом участке сейсмического разреза [Goshko et al., 2008]. Использование алгоритма в малом окне, передвигающемся с равномерным шагом по горизонтальной (x) и вертикальной (h) координатам, позволяет перейти от сейсмического разреза, содержащего случайную компоненту, к информационной матрице $M_{f(\rho)}$ локальных волновых пакетов, аккумулирующей в сжатом виде устойчивые структурно-динамические характеристики полезной составляющей волнового поля. Указанный способ обработки был реализован в специализированной компьютерной технологии «StreamSDS» [Goshko et al., 2011].

3. ПРИМЕНЕНИЕ СПЕЦИАЛИЗИРОВАННОЙ ТЕХНОЛОГИИ ОБРАБОТКИ НА ОПОРНОМ ПРОФИЛЕ 3-ДВ

В комплексе «StreamSDS» были вычислены матрицы $M_{f(\rho)}$ локальных волновых пакетов в окнах 1×1 км и 3×3 км, передвигавшиеся по разрезу с 25%-ным перекрытием. Получены частотно-энергетические характеристики локальных интерференционных волновых пакетов: суммарная энергия полного диапазона частот 10–70 Гц, вычисленная в макроокне 3×3 км, суммарная энергия полного диапазона частот в микроокне 1×1 км, высокочастотная энергия в диапазоне частот 42–68 Гц, вычисленная в окне 3×3 км (все характеристики в условных единицах размерности квадрата амплитуды), а также основная частота, отвечающая максимуму амплитудного спектра в окне 3×3 км (Гц).

Частотно-энергетические характеристики локальных волновых пакетов непосредственно связаны с физическим состоянием некоторой области земной коры заданного размера. Суммарная энергия пропорциональна акустической жесткости среды в пределах локального окна (рис. 2, А). Высокочастотная энергия обратно пропорциональна поглощению в среде (рис. 2, Б). Основная частота интерференционного волнового пакета тем выше, чем меньше средний размер или тоньше слоистость геологических тел в пределах локального участка гетерогенной среды (рис. 2, В).

Наглядность частотно-энергетических изображений достигается выбором оптимальных способов визуализации и палитр для отображения геологических структур и особенностей их физических свойств в земной коре.

Физические неоднородности земной коры весьма консервативны. Медленно теряя контрастность, они способны сохраняться в течение сотен миллионов лет после завершения тектогенеза. Вследствие этого следы

перемещения и тип взаимодействия крупных блоков надолго фиксируются в породном веществе литосферы. Это позволяет использовать результаты современных глубинных геофизических исследований земной коры при воссоздании истории формирования древних областей наряду с традиционными данными о составе и возрасте ее пород. Полученные частотно-энергетические разрезы земной коры Центрально-Алданского орогенного пояса были сопоставлены в географических координатах с известными палеотектоническими построениями для данной территории.

4. АНАЛИЗ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ОСНОВЕ ЧАСТОТНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ ПО ОПОРНОМУ ПРОФИЛЮ 3-ДВ

Варианты реконструкции строения Северо-Азиатского кратона были выполнены ранее [Nokleberg et al., 2000]. А.П. Смеловым с соавторами [Parfenov, Kuz'min, 2001] опубликована карта террейнов юго-восточной части кратона (рис. 3). Различия в составе слагающих террейны метаморфических и магматических образований, характере и степени метаморфизма послужили основой для выделения их на карте. При этом гранит-зеленокаменные террейны, большей частью относительно слабометаморфизованные, являются более древними, архейскими. Террейны же, испытавшие различный по Р-Т условиям гранулитовый метаморфизм, имеют разный, но преимущественно раннепротерозойский возраст. В этой схеме Батомгский (ЕВТ) и Учурский (ЕУС) террейны образуют Восточно-Алданский супертеррейн, а Нимырский (АНМ) и Сутамский (АСТ) террейны – Центрально-Алданский супертеррейн.

О.М. Розен создал детальную тектоническую схему, близкую к рассмотренной выше [Rosen, 2003]. Он продолжил построения на север Северо-Азиатского кратона под осадочный чехол Средлененской моноклизы и Вилуйской синеклизы (рис. 4, А), опираясь на карту аномального магнитного поля [Gafarov et al., 1978]. При создании схемы О.М. Розен считал, что структура кратона определяется двумя главными элементами: тектоническими блоками (террейнами) и разделяющими их разломными (коллизийными) зонами. Возраст вещества разных блоков (или время отделения от мантии) существенно различается: 3.5; 3.3; 3.0 и 2.5 млрд лет, что служит указанием на их независимое возникновение в форме микроконтинентов. Сталкивавшиеся микроконтиненты в ходе коллизийного сжатия и надвигания были превращены в тектонические блоки (террейны) в конце палеопротерозоя. Коллизийные зоны, разделяющие террейны, обычно имеют надвиговую природу и датируются гранитоидами возраста 1.9 и 1.8 млрд лет. Северо-Азиатский кратон возник как единое целое в конце палеопротерозоя в результате слипания архейских микроконтинен-

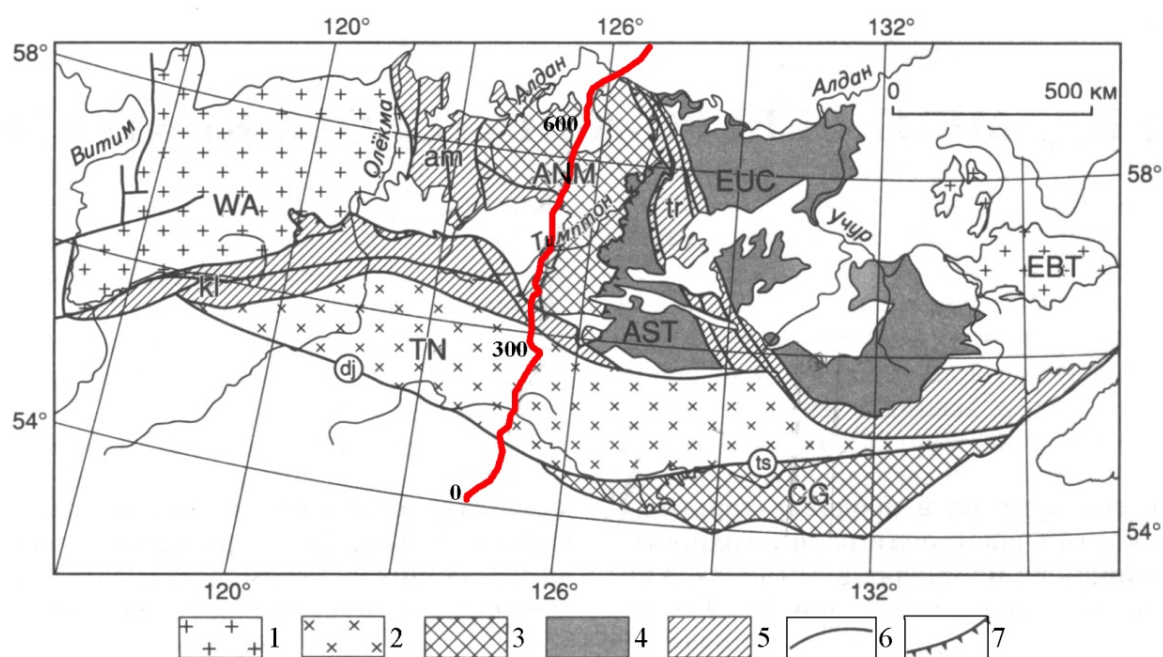


Рис. 3. Карта террейнов юго-восточной части Северо-Азиатского кратона [Smelov et al., 2007].

1 – гранит-зеленокаменные (WA – Западно-Алданский, EBT – Батомгский); 2 – тоналит-трондьемитогнейсовые (TN – Тындинский); 3 – гранулит-ортогнейсовые (ANM – Нимнырский, CG – Чогарский); 4 – гранулит-парагнейсовые (AST – Сутамский, EUC – Учурский); 5 – зоны тектонического меланжа (am – Амгинская, KL – Каларская, tr – Тыркандинская); 6 – разломы (dj – Джелтулакский, ts – Таксакандинский); 7 – надвижки.

Fig. 3. The map showing terrains of the south-eastern segment of the North Asian craton [Smelov et al., 2007].

1 – granite-greenstone (WA – Western Aldan, EBT – Batongma); 2 – tonalite-trondjemite-gneiss (TN – Tynda); 3 – granulite-ortogneiss (ANM – Nimnyr, CG – Chogar); 4 – granulite-paragneiss (AST – Sutam, EUC – Uchur); 5 – zones of tectonic melange (am – Amga, KL – Kalar, tr – Tyrkanda); 6 – faults (dj – Dzheltulak, ts – Taksakanda); 7 – thrusts.

тов вместе с их палеопротерозойскими осадочно-вулканогенными чехлами возрастом 2.4–2.1 млрд лет, превращенными в процессе коллизии в складчатые пояса.

В то же время А.П. Смеловым и В.Ф. Тимофеевым была опубликована тектоническая схема фундамента Северо-Азиатского кратона [Smelov, Timofeev, 2003], в основных чертах совпадающая со схемой О.М. Розена (рис. 4, Б). История формирования континентальной коры Северо-Азиатского кратона, по А.П. Смелову [Parfenov, Kuz'min, 2001], имела три главных тектонических этапа: 1) в позднем архее (3.0–2.6 млрд лет) – образование ранних кратонов, 2) в палеопротерозое (2.1–1.9 млрд лет) – образование орогенных поясов в результате коллизии архейских микроконтинентов (этап формирования Северо-Азиатского кратона) и 3) мезопротерозое (<1.4 млрд лет) – образование орогенных поясов по его окраинам. После каждой стадии орогенеза происходит формирование разных по масштабам рифтогенных структур.

Несмотря на схожесть взглядов О.М. Розена и А.П. Смелова на основные тектонические блоки, формирующие земную кору региона и общие их возрастные оценки, определение положения границ раннедокем-

брийских террейнов юго-востока Северо-Азиатского кратона до настоящего времени является дискуссионным.

В схеме А.П. Смелова (рис. 4, Б) показана более сложная линия сочленения Центрально-Алданского и Учурского орогенных поясов, буквально повторяющая геометрию положительных линейных аномалий магнитного поля. Батомгский блок, представленный единым в схеме О.М. Розена, разделен А.П. Смеловым на две части: Батомгский блок – на юге и Тыринский блок – на севере. Кроме того, фигуры и площади распространения Центрально-Алданского и Учурского орогенных поясов существенно различаются в построениях этих авторов.

Глубинный сейсмический разрез и частотно-энергетические изображения земной коры позволили «увидеть» и проанализировать строение земной коры в сечении ее опорным профилем 3-ДВ. Линия профиля была нанесена на тектонические схемы (рис. 4) в географических координатах, что дало возможность отметить вдоль линии профиля положение предполагаемых границ, разделяющих блоки земной коры. Интерпретация энергетического разреза (рис. 5, А) позволила обосновать глубинные разломы в земной коре по

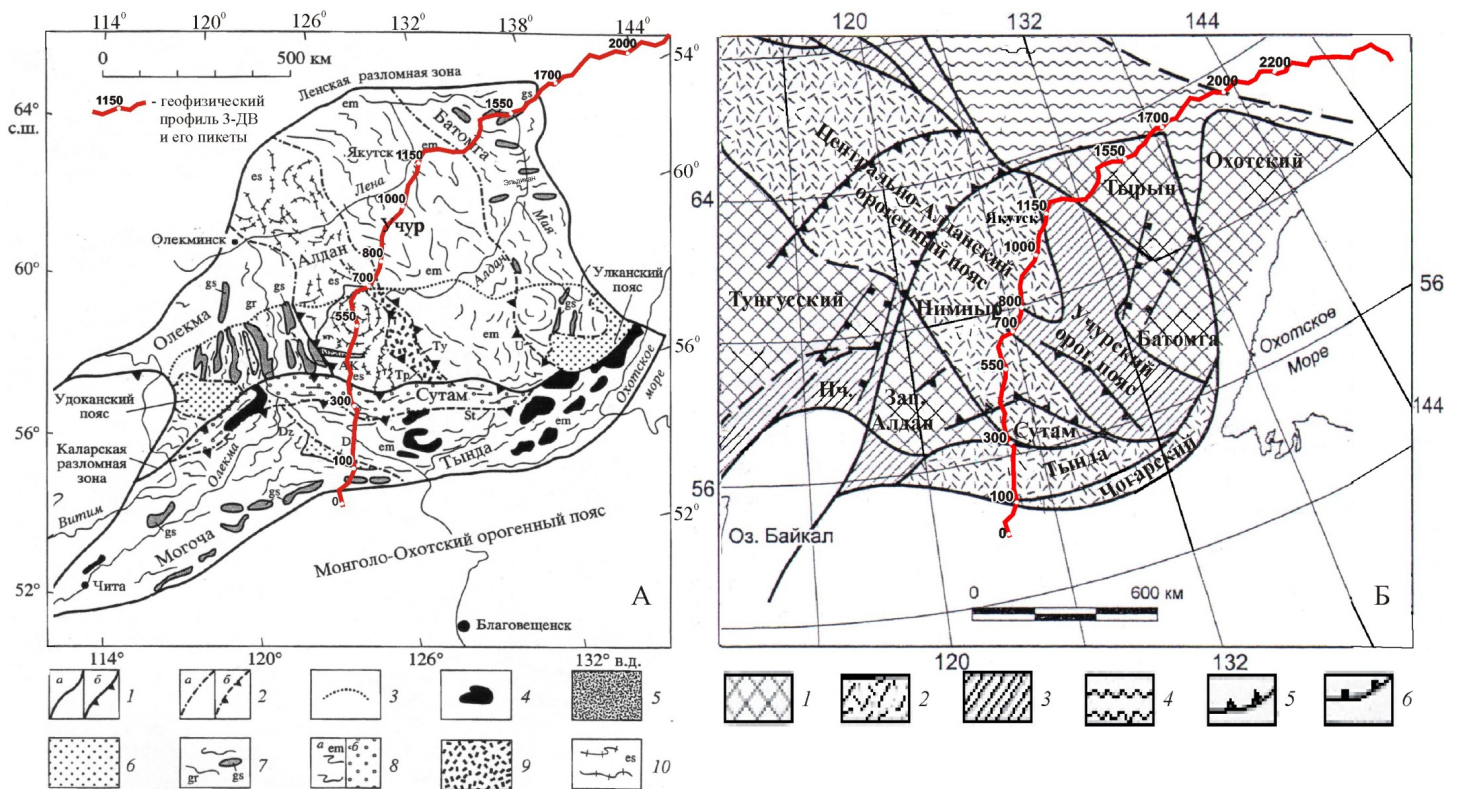


Рис. 4. Схема террейнов юго-востока Северо-Азиатского кратона.

А – по О.М. Розену [Розен, 2003], 1 – главные разломные зоны (а), то же с надвиговой составляющей (б); 2 – прочие разломы (а), то же с надвиговой составляющей (б); 3 – северная граница обнаженных регионов; 4 – анортозиты и габбро, 2,8; 2,5 млрд лет; 5 – Унгринский комплекс, габбро и диориты, 2,2 млрд лет; 6 – деформированные осадочные и вулканические породы, 2,2–1,75 млрд лет; 7 – гранит-зеленокаменный комплекс (gr), 3,5–3,0 млрд лет, и зеленокаменные пояса (gs), под чехлом показаны по геофизическим данным; 8 – эндербиты и мафические гранулиты (а), 3,5–2,7 млрд лет, интенсивно деформированные 2,2–1,8 млрд лет назад (б); 9 – Иджеская зона, эндербиты, мафические гранулиты; метаграувакки <2,4–2,1 млрд лет, чарнокиты 1,9 млрд лет; 10 – комплекс эндербитов и метаседи-ментов, 3,5–3,3 млрд лет; Б – по А.П. Смелову, В.Ф. Тимофееву [Smelov, Timofeev, 2003], 1 – террейны архейских кратонов: Западно-Якутский кратон (Западно-Алданский и Тунгусский террейны); Восточно-Якутский кратон (Батомгский, Охотский и Тырынский террейны); 2 – палеопротерозойские орогенные пояса с переработанной архейской и палеопротерозойской корой: Централь-но-Алданский орогенный пояс (Сутамский и Нимнырский террейны), Становой орогенный пояс (Чогарский и Тындинский террейны); 3 – палеопротерозойские орогенные пояса с преимущественно палеопротерозойской корой: Учурский орогенный пояс (террейн), Нечерский орогенный пояс (террейн); 4 – Лено-Алданский мезопротерозойский орогенный пояс; 5 – мезопротерозойские рифтовые и дайковые пояса; 6 – неопротерозойские рифтовые и дайковые пояса.

Fig. 4. The scheme of terrains of the south-eastern segment of the North Asian craton.

А – according to [Rosen, 2003], 1 – main fault zones (a), same with thrust component (b); 2 – other faults (a), same with thrust component (b); 3 – northern boundary of outcropped regions; 4 – anorthosite and gabbro, 2.8 and 2.5 billion years; 5 – Ungra complex, gabbro and diorite, 2.2 billion years; 6 – deformed sedimentary and volcanic rocks, 2.2–1.75 billion years; 7 – granite-greenstone complex (gr), 3.5–3.0 billion years, and greenstone belts (gs) (under the cover, shown as per geophysical data); 8 – enderbite and mafic granulite (a), 3.5–2.7 billion years, intensely deformed, 2.2–1.8 billion years ago (b); 9 – Idzhekskaya zone, enderbite, mafic granulite; metagraywacke, <2.4–2.1 billion years, charnockite, 1.9 billion years; 10 – complex of enderbite and metasedimental deposits, 3.5–3.3 billion years; Б – according to [Smelov, Timofeev, 2003], 1 – terrains of Archean cratons: Western Yakutia craton (West Aldan and Tunguska terrains); Eastern Yakutia craton (Batomga, Okhotsk and Tyryn terrains); 2 – Paleoproterozoic orogenic belts with metamorphosed Archean and Paleoproterozoic crust: Central Aldan orogenic belt (Sutam and Nimnyr terrains), Stanovoy orogenic belt (Chogar and Tynda terrains); 3 – Paleoproterozoic orogenic belt with dominating Paleoproterozoic crust: Uchur orogenic belt (terrain), Nechera orogenic belt (terrain); 4 – Lena-Aldan Mesoproterozoic orogenic belt; 5 – Mesoproterozoic rift belts and dike belts; 6 – Neoproterozoic rift belts and dike belts.

характеру энергетической дифференцированности (слоистости), наличию прозрачных, энергетически слабых зон. Глубинные разломы разграничили основные блоки в земной коре и, тем самым, открыли возможность выявить их подобие или различие по энергетическим признакам.

В технологии динамической обработки «StremSDS»

показатель энергии в интервале высоких частот равен мощности правого склона амплитудного спектра локального сейсмического волнового пакета. В тектонически расслоенных зонах из-за интерференции сейсмических волн уровень энергии на высоких частотах не затухает, а резонансно увеличивается, что и позволяет трассировать линии перемещения геологических

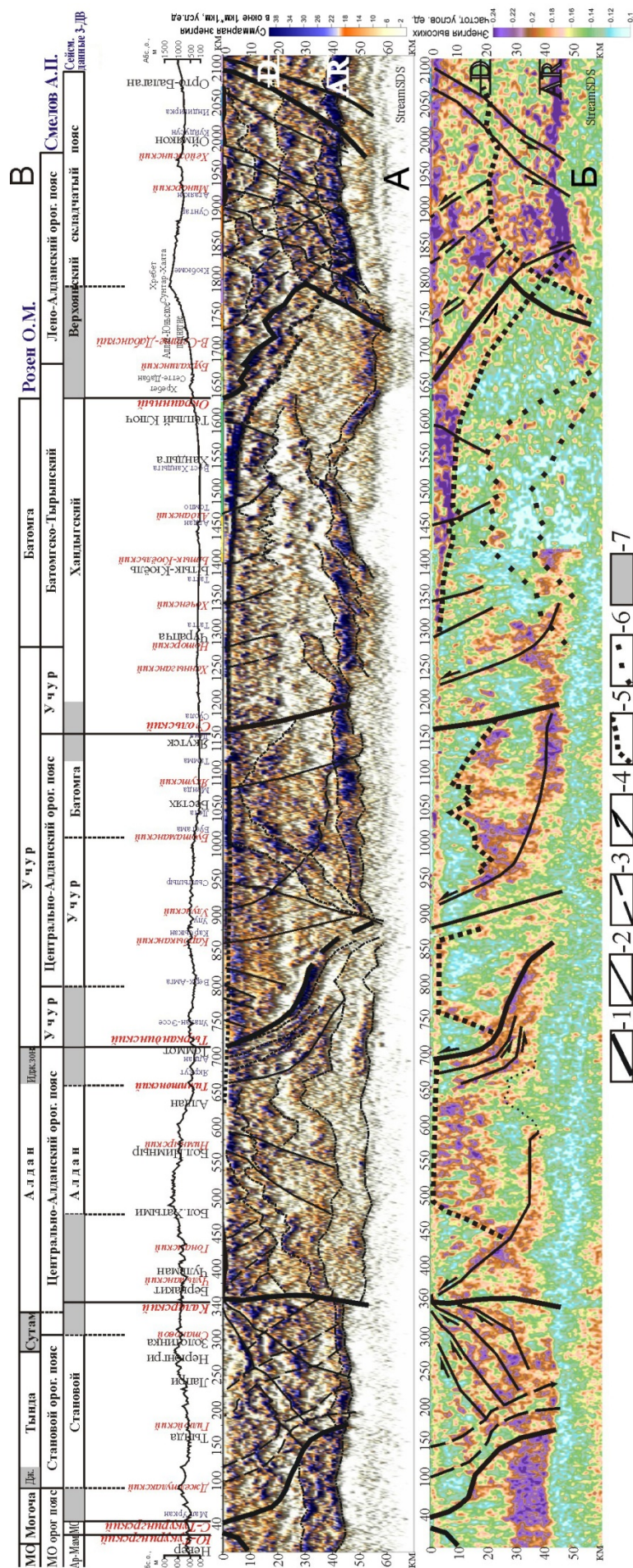


Рис. 5. Сравнение тектонических схем строения земной коры Северо-Азиатского кратона О.М. Розена, А.П. Смелова и вариант положения тектонических блоков и коллизионных зон по сейсмическим данным профиля 3-ДВ.

A – энергетический разрез и предлагаемая модель разделения земной коры на тектонические блоки; *B* – разрез высоких частот и линии перемещения блоков земной коры; *B* – сравнение и предлагаемая модель разделения тектонического деления земной коры юго-востока Северо-Азиатского кратона на блоки. 1 – главные разломы; 2 – второстепенные разломы; 3 – предполагаемые разломы; 4 – надвиги; 5 – структурные линии внутри коры; 6 – аномальный подъем земной коры; 7 – предполагаемые коллизионные зоны.

Fig. 5. Comparison of tectonic schemes proposed by O.M. Rosen and A.P. Smelov to show the structure of crust in the North Asian craton. A variant of positions of tectonic blocks and collision zones according to seismic data from Reference Profile 3-DV.

A – energy profile and the proposed model showing the pattern of tectonic blocks of the crust; *B* – high-frequency profile and lines showing crustal block movement; *B* – comparison of the current and updated variants of tectonic division of the crust into blocks in the south-eastern segment of the North Asian craton. 1 – main faults; 2 – minor faults; 3 – assumed faults; 4 – thrusts; 5 – structural lines inside the crust; 6 – anomalous uplift of the crust; 7 – assumed collision zones.

тел друг относительно друга. Таким образом, высокочастотный разрез (рис. 5, Б) выявил линии главных тектонических перемещений блоков земной коры. На основе частотно-энергетических разрезов было проведено сопоставление вариантов тектонических схем, созданных О.М. Розеном и А.П. Смеловым, и предложен новый проект (рис. 5, В).

Основные изменения схожей, в целом, точки зрения указанных авторов на блоковую делимость и местоположение террейнов Северо-Азиатского кратона касаются его восточной части (рис. 5, В). По нашему мнению, Батомгский блок (по О.М. Розену), или Батомгско-Тырынский (по А.П. Смелову), находится западнее на 300 км и отчетливо читается как свод архейского заложения на уровне нижней коры на пикетах 950–1150 км частотно-энергетических разрезов. Соответственно, Учурский блок, разделяющий Алдан и Батомгу в представлениях обоих авторов, занимает отрезок профиля 700–950 км. Восточнее Суольского разлома на пикетах от 1150 км до 1650 км профиля по дневной поверхности (Окраинный надвиг Сетте-Дабана) облик коры меняется. В центральной части этого впервые выделяемого блока, под пос. Хандыга, нижняя кора куполообразно приподнята до глубины выше 40 км. Наблюдаются следы ее изломов, скольжения и погружения чешуй друг относительно друга на западном крыле этого куполообразного поднятия. Средняя кора значительно переработана, насыщена энергетически прозрачными зонами внедрения интрузий и одновременно содержит расслоенные, энергетически яркие следы сжатия-скольжения. Ниже глубины 25 км падение пластов коры направлено на запад. Выше глубины 25 км, в верхней и отчасти в средней коре, направления падения разломов и пластов направлены на восток. Оканчивается описываемый блок зоной погружения континентальной коры в мантию. Выделяемый блок назван нами Хандыгским.

Можно предположить, что Хандыгский блок отличается от других террейнов юго-восточной части Северо-Азиатского кратона составом слагающих его метаморфических и магматических образований, характером и степенью метаморфизма. Причина особого физического состояния и облика этого блока состоит, вероятно, в занимаемом передовом положении в зоне столкновения Сибирской плиты и надвигающегося с востока Охотского кратонного блока и Верхоянского орогенного пояса.

Кроме того, в вертикальном разрезе земной коры в районе пос. Хандыга зафиксирован аномальный куполообразный подъем нижней коры (диаметром не менее 250 км и высотой 10 км) и одновременно отмечается присутствие промежуточных магматических камер в средней коре, сопоставляемых нами с областями прозрачности энергетического разреза на глубине 10–20 км. Эти особенности могут являться результатом долговременного теплового и физико-химического воздействия мантии на земную кору Хандыгского блока

что, в свою очередь, ставит вопрос об установлении ведущих и вторичных сил при формировании его современного облика.

Запечатленные в современном высокочастотном разрезе земной коры следы перемещений древних блоков позволяют сделать выводы о геодинамической истории формирования земной коры Центрально-Алданского орогенного пояса. Проявившиеся в разрезе траектории перемещения тектонических блоков подтверждают историко-геологические выводы О.М. Розена о том, что наращивание Алданского супертеррейна шло в широтном направлении с востока на запад (в современной структуре). Алданский террейн был надвинут на Олекминский террейн, а с востока на него по Тыркандинской системе разломов надвигался Учурский террейн, под который был пододвинут Батомгский террейн. Когда Алданский супертеррейн был уже сформирован, с юга надвинулся Сутамский супертеррейн по субширотной Каларской коллизионной зоне, перекрывающей разновозрастные террейны Алданской провинции.

Однако остается неясной история образования на северном склоне Алданского щита, скрытого осадочным комплексом Среднеленской моноклизы, уникальной чашеобразной структуры диаметром более 350 км на дневной поверхности и с корнями, уходящими в мантию. До проведения сейсмических работ в этом регионе структура не была выявлена. На энергетическом разрезе она фиксируется в пределах пикетов 700–1050 км профиля. Пролить свет на возникновение данной коллизионной структуры регионального масштаба могут палеотектонические реконструкции архейско-протерозойского периода формирования Северо-Азиатского кратона (рис. 6), выполненные на основании изотопных данных о возрасте и составе вещественных комплексов [Smelov, Timofeev, 2003] и получившие новые подтверждения [Smelov et al., 2007]. Согласно этим построениям современный фундамент Северо-Азиатского кратона представляет собой единую структуру. Однако в архее (>2500 млн лет) на этой территории, вдоль профиля 3-ДВ, располагались гранит-зеленокаменные супертеррейны, разделенные океанической корой: Алданский, состоящий из Западно-Алданского (WAD), Тунгусского (TG), Тюнгского (TN), Центрально-Алданского (Нимнырского (CANM), Сутамского (CAST)) террейнов, и Батомгский (ЕВТ) с прилегающей Учурской (ЕУС) пассивной окраиной, а также Становой орогенный пояс, включающий Чогарский (СОСГ), Тындынский (ТУ), Охотский (ОН), Колымо-Омолонский (КОМ) террейны (рис. 6, А). Позднее, в палеопротерозое (2500–2000 млн лет), как полагает А.П. Смелов, происходило сближение террейнов. На западном берегу разделявшего их океанического бассейна им реконструируется обстановка активной субдукции коры с образованием аккреционного клина и ростом Алданского террейна за счет действия надсубдукционного вулканизма (рис. 6, Б). При этом на

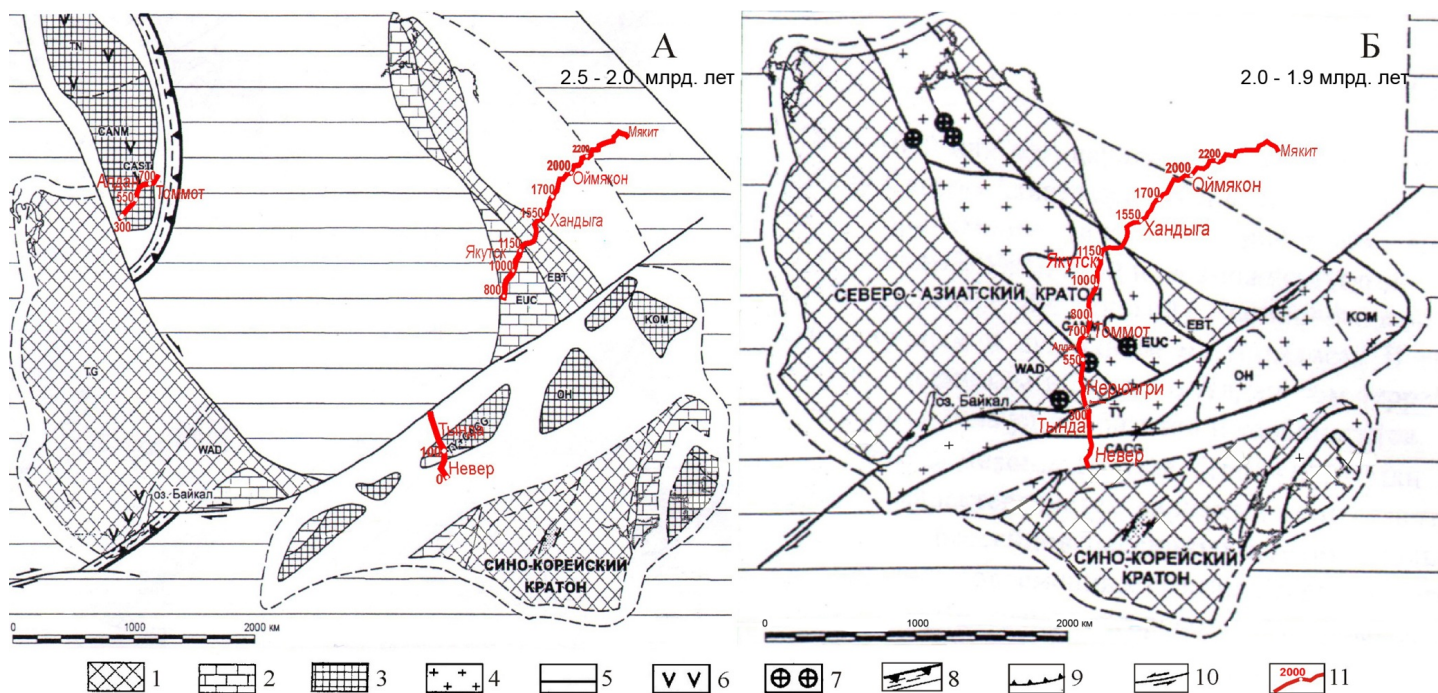


Рис. 6. Палеотектоническая реконструкция для палеопротерозоя. А – 2.5–2.0 млрд лет; Б – 2.0–1.9 млрд лет [Smelov, Timofeev, 2003].

1 – кратоны; 2 – погруженная пассивная окраина кратона; 3 – микроконтиненты; 4 – коллаж аккрецированных террейнов; 5 – океаническая кора; 6 – надсубдукционная вулканическая дуга; 7 – субщелочные и щелочные вулканические и плутонические пояса; 8 – зона субдукции и аккреционный клин; 9 – надвиг; 10 – сдвиг; 11 – реконструкция положения профиля 3-ДВ.

Fig. 6. Paleotectonic reconstruction for the Paleoproterozoic. А – 2.5–2.0 billion years; Б – 2.0–1.9 billion years [Smelov, Timofeev, 2003].

1 – cratons; 2 – submerged passive margins of cratons; 3 – microcontinents; 4 – collage of accreted terranes; 5 – oceanic crust; 6 – super-subduction volcanic arc; 7 – sub-alkaline and alkaline volcanic and plutonic belts; 8 – subduction zone and accretion wedge; 9 – thrust; 10 – shear fault; 11 – reconstructed position of Profile 3-DV.

восточном берегу океана, на Учурском склоне и шельфе погруженной части Батомгского террейна, существовала обстановка пассивной континентальной окраины. А.П. Смелов предполагал окончательное закрытие архейского океана в период 2000–1900 млн лет.

Причленение друг к другу Алданского и Батомгского террейнов сопровождалось гранулитогнейсовым метаморфизмом в земной коре, результатом которого явился, по мнению А.П. Смелова, Центрально-Алданский орогенный пояс (рис. 6, Б). Совмещение в географических координатах линии профиля 3-ДВ с современной тектонической схемой строения фундамента Северо-Азиатского кратона А.П. Смелова (см. рис. 4, Б) позволило определить принадлежность отрезков профиля к тем блокам фундамента, которые они пересекают. Установленное в современном времени соответствие частей профиля и блоков земной коры было перенесено на палеотектоническую схему палеопротерозоя (2.5–2.0 млрд лет, рис. 6, А). Оказалось, что реконструируемый А.П. Смеловым на рубеже архея – палеопротерозоя океанический бассейн и осо-

бенности тектонических обстановок на его берегах отвечают современному положению чашеобразной коллизионной структуры с мантийными корнями (700–1050 км профиля).

В реконструкции А.П. Смелова на рубеже архея и протерозоя ширина океана составлял около 3 тыс. км. В палеопротерозое (2.5–2.0 млрд лет) по сдвигам происходит сближение крупных гранит-зеленокаменных террейнов. По восточному борту океана реконструируется пассивная континентальная окраина в виде Учурской погруженной части шельфа и склона Батомгского кратонного террейна. На западном борту архейского океана А.П. Смеловым реконструируется конвергентная граница. Здесь происходит активная субдукция океанической коры и одновременное наращивание континентальной коры Алданского блока за счет образования аккреционного клина и действия надсубдукционного вулканизма.

Частотно-энергетические изображения современной земной коры Центрально-Алданского орогенного пояса (рис. 7) дали возможность увидеть овеященные следы архейско-протерозойской геодинамической

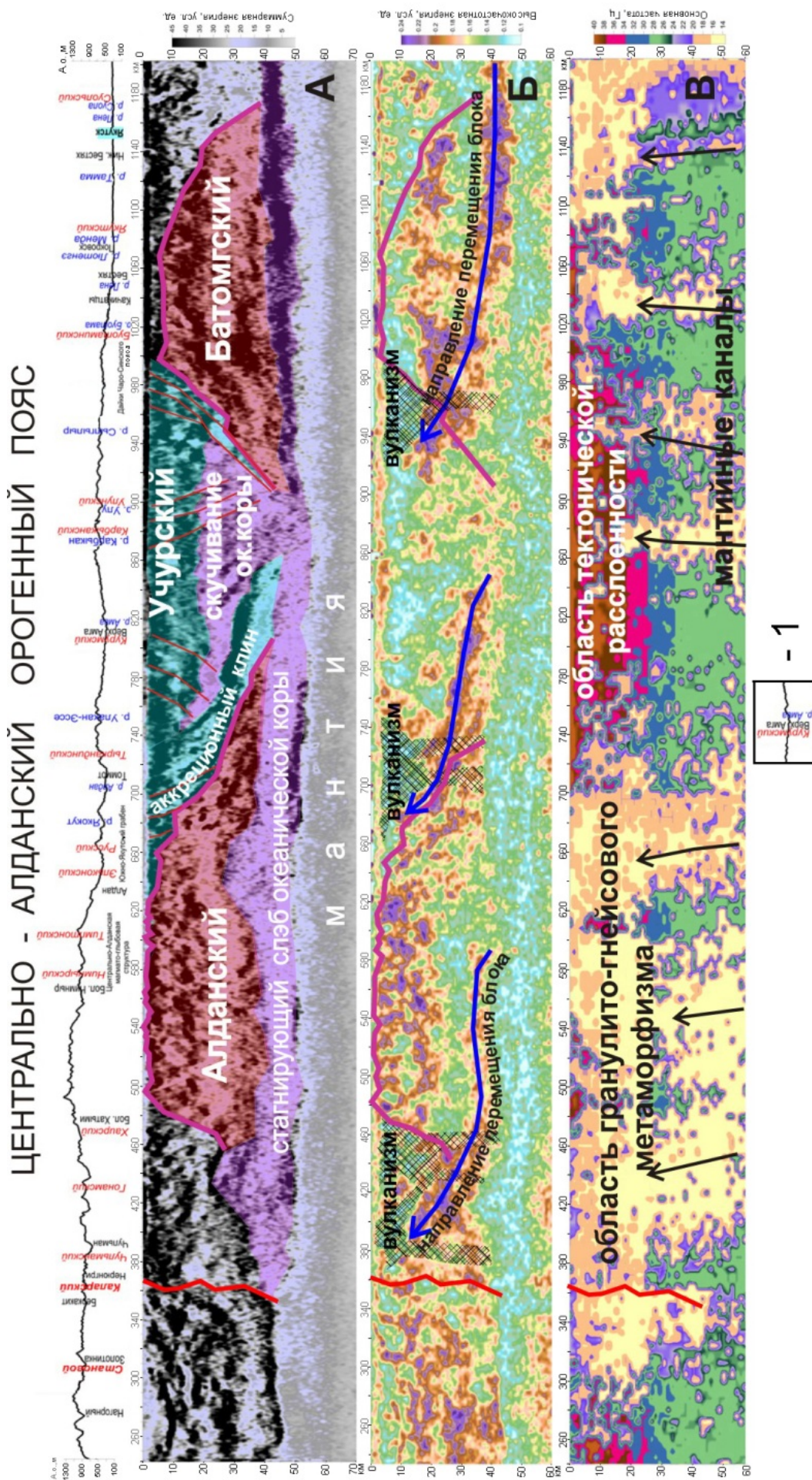


Рис. 7. Современная структура и история формирования земной коры Центрально-Алданского орогенного пояса.

А – энергетический разрез и предполагаемое современное тектоническое строение земной коры; Б – разрез высоких частот и направления перемещения блоков земной коры, зоны вулкано-плутонической активности; В – разрез основной частоты и его разделение на области гранулитогнейсового метаморфизма и тектонической расчлененности. 1 – рельеф дневной поверхности с указанием положений разломов, населенных пунктов и рек.

Fig. 7. The current structure and history of the formation of the crust of the Central Aldan orogenic belt.

А – energy profile and the assumed current tectonic structure of the crust; Б – high- frequency profile and directions of crustal block movements, and zones volcano-plutonic activity; В – main frequency profile and its division by regions of granulite-gneiss metamorphism and tectonic layering. 1 – day-surface relief and locations of faults, settlements and rivers.

истории региона, реконструированной А.П. Смеловым. В энергетическом разрезе (рис. 7, А) найдены образы первичных ядер консолидации Алданского и Учурско-Батомгского блоков. И О.М. Розен, и А.П. Смелов в своих палеогеодинамических построениях указывают на протерозойское последовательное приращение блоков в направлении с востока на запад. Следы этих движений объективированы в разрезе высокочастотной энергии (рис. 7, Б).

Закрытие архейского океана оставило след в энергетическом разрезе земной коры (рис. 7, А) в виде грандиозной аккреционной призмы размером 350 км (700–1050 км профиля вдоль дневной поверхности). Верхняя часть призмы до глубины 20 км заполнена тектонически расслоенными осадками, что проявляется в значительном повышении основной частоты сейсмических волн (рис. 7, В). В нижней части этой гигантской аккреционной призмы видны следы скупивания океанической коры, а процесс погружения ее передового западного края в мантию, видимо, испытал стагнацию, а не ушел на глубину (рис. 7, А). Возможно, под воздействием процессов мантийного плюмового апвеллинга [Kravchenko et al., 2009] пододвигающаяся океаническая плита нарастила снизу Алданский блок, увеличив его мощность по сравнению с соседним Становым и Учурско-Батомгским блоками на 10 км (рис. 7, А).

Передовой фронт коллизии Алданского и Учурско-Батомгского блоков запечатлен в протяженной и глубокой Тимптоно-Тыркандинской зоне разломов. Этот уходящий на значительную глубину аккреционный клин примыкает к Алданскому блоку и содержит следы тектонического меланжа, вулканизма и интрузий (рис. 7, А, Б).

Земная кора Алданского блока претерпела длительный гранулитогнейсовый метаморфизм, повысивший ее однородность. Это проявилось в уменьшении основной частоты сейсмических волн до минимальных значений 12–20 Гц (рис. 7, В). Такое же снижение основной частоты, вероятно, маркирует вертикальные каналы поступления мантийных флюидов в толщу земной коры.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сейсмическое волновое поле, формируемое гетерогенной геологической средой земной коры, требует

применения специальных приемов обработки, минимизирующих объективно присутствующую случайность в наблюдаемых данных. Регуляризирующий алгоритм выделения устойчивой локальной формы интерференционного волнового пакета, реализованный в специализированном программном комплексе «StreamSDS», позволяет получить информативную часть «гетерогенного» сейсмического волнового поля в виде дискретной регулярной матрицы локальных волновых пакетов. Изображения частотно-энергетических характеристик матрицы локальных волновых пакетов в границах глубинного сейсмического разреза дают возможность проанализировать строение и физическое состояние геологических блоков земной коры, глубинных разломов, а также коллизионных структур.

На основе полученных частотно-энергетических разрезов по профилю 3-ДВ удалось сопоставить существующие в настоящее время взгляды на строение и историю формирования земной коры юго-востока Северо-Азиатского кратона, внести изменения в положение границ Учурского и Батомгского блоков и выделить новый Хандыгский блок.

Было замечено, что частотно-энергетический облик Хандыгского блока значительно отличается от других террейнов юго-восточной части Северо-Азиатского кратона. Можно предположить две причины этого явления: тектоническую – передовое положение блока в зоне столкновения Сибирской плиты и надвигающегося с востока Охотского кратонного блока и Верхоянского орогенного пояса; физическую – особые свойства земной коры являются результатом длительного теплового и физико-химического воздействия мантии. Решение вопроса об установлении ведущих и вторичных сил при формировании аномального образа Хандыгского блока требует дополнительных исследований.

Предложен генезис Учурского блока, который, по нашему мнению, представляет собой гигантскую аккреционную призму, образовавшуюся в результате закрытия архейского океана из-за придвижения Батомгского блока с востока и окончательной раннепротерозойской аккреции его к Алданскому блоку континентальной коры.

6. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Gafarov R.A., Leites A.M., Fedorovsky V.S. et al. 1978. Tectonic zoning of the Siberian platform and the sequence of formation of the continental crust // *Geotektonika (Geotectonics)* (1), 43–58 (in Russian) [Гафаров Р.А., Лейтес А.М., Федоровский В.С. и др. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы и последовательность формирования континентальной коры // *Геотектоника*. 1978. № 1. С. 43–58].
- Goltsman F.M., 1971. Statistical Models of Interpretation. Nauka, Moscow, 213 p. (in Russian) [Гольцман Ф.М. Статистические модели интерпретации. М.: Наука, 1971. 213 с.].
- Goltsman F.M., 1998. Issues of Statistical Analysis of Measurements. Textbook. Publishing House of St. Petersburg State University, St. Petersburg, 40 p. (in Russian) [Гольцман Ф.М. Вопросы статистической обработки измерений. Учебное пособие. СПб.: СПбГУ, 1998. 40 с.].

- Goshko E. Yu., Markov V.M., Strazhnikova I.N. et al., 2008. Patent for Invention No. 2324205 – Seismic Data Processing Method. The RF State Register of Inventions, 10 May 2008 (in Russian) [Гошко Е.Ю., Марков В.М., Стражникова И.Н. и др. Патент на изобретение № 2324205 «Способ обработки сейсмических данных». Государственный реестр изобретений РФ, 10.05.2008].
- Goshko E.Yu., Sal'nikov A.S., Migurskij A.V., 2011. Frequency-dependent energy analysis of CDP seismic sections for geological interpretation. *Geofizika (Geophysics)* (1), 32–39 (in Russian) [Гошко Е.Ю., Сальников А.С., Мигурский А.В. Частотно-зависимый энергетический анализ глубинных сейсмических разрезов МОГТ для геологической интерпретации // *Геофизика*. 2011. № 1. С. 32–39].
- Kravchenko A.A., Smelov A.P., Berezkin V.I., Dobretsov V.N., 2009. Effect of the magma mixing processes on the composition and ore potential of the Medvedevsk Complex metabasites, the Aldan Shield. *Otechestvennaya geologiya* (5), 56–65 (in Russian) [Кравченко А.А., Смелов А.П., Березкин В.И., Добрецов В.Н. Влияние процессов взаимодействия магм на состав и рудоносность метабазитов медведевского комплекса (Алдано-Становой щит) // *Отечественная геология*. 2009. № 5. С. 33–43].
- Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W. Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scotese C.R., Scholl D.W., Fujita K., 2000. Phanerozoic Tectonic Evolution of the Circum-North Pacific. USGS Professional Paper 1626. U.S. Department of the Interior, 122 p.
- Parfenov L.M., Kuz'min M.I. (Eds.), 2001. Tectonics, Geodynamics and Metallogeny of the Republic of Sakha (Yakutia). MAIK Nauka/Interperiodika, Moscow, 571 p. (in Russian) [Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л.М. Парфёнов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.].
- Rosen O.M., 2003. The Siberian craton: tectonic zonation and stages of evolution. *Geotectonics* 37 (3), 175–192.
- Smelov A.P., Kravchenko A.A., Berezkin V.I., Dobretsov V.N., 2007. Geology and geochemistry of Precambrian mafic and ultrabasic complexes of the central part of the Aldan shield and lower crustal xenoliths. *Otechestvennaya geologiya* (5), 53–61 (in Russian) [Смелов А.П., Кравченко А.А., Березкин В.И., Добрецов В.Н. Геология и геохимия докембрийских базит-ультрабазитовых комплексов центральной части Алданского щита и нижнекоровых ксенолитов // *Отечественная геология*. 2007. № 5. С. 53–61].
- Smelov A.P., Timofeev V.F., 2003. The terrain analysis and the geodynamical model of the North Asian craton in Early Precambrian. *Tikhookeanskaya Geologiya (Russian Journal of Pacific Geology)* 22 (6), 42–54 (in Russian) [Смелов А.П., Тимофеев В.Ф. Террейновый анализ и геодинамическая модель формирования Северо-Азиатского кратона в раннем докембрии // *Тихоокеанская геология*. 2003. Т. 22. № 6. С. 42–54].



Гошко Елена Юрьевна, канд. техн. наук, с.н.с.

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья
630091, Новосибирск, Красный пр., 67, Россия
Тел.: +007 (383) 230-04-98; ✉ e-mail: goshco@mail.ru

Goshko, Elena Yu., Candidate of Engineering Sciences, Senior Researcher
Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources
67 Krasny Prospect, Novosibirsk 630091, Russia
Tel.: +007 (383) 230-04-98; ✉ e-mail: goshco@mail.ru



Ефимов Аркадий Сергеевич, генеральный директор
Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья
630091, Новосибирск, Красный пр., 67, Россия
Тел./факс: +007 (383) 221-49-47; e-mail: geology@sniiggims.ru

Efimov, Arkadiy S., Director-General
Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources
67 Krasny Prospect, Novosibirsk 630091, Russia
Tel./fax.: +007 (383) 221-49-47; e-mail: geology@sniiggims.ru



Сальников Александр Сергеевич, докт. геол.мин. наук, зав. отделом сейсморазведки
Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья
630091, Новосибирск, Красный пр., 67, Россия
Тел./факс: +007 (383) 222-62-13; e-mail: assalnikov@mail.ru

Sal'nikov, Alexander S., Doctor of Geology and Mineralogy, Head of department of exploration seismology
Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources
67 Krasny Prospect, Novosibirsk 630091, Russia
Tel./Fax: +007 (383) 222-62-13; e-mail: assalnikov@mail.ru



CAUSES AND CONSEQUENCES OF A CATASTROPHIC MUDFLOWS ON 28 JUNE 2014 NEAR ARSHAN VILLAGE IN THE REPUBLIC OF BURYATIA, RUSSIA

V. K. Laperdin, K. G. Levi, A. M. Lekhatinov, A. V. Kadetova,
V. A. Pellinen, A. A. Rybchenko

Institute of the Earth's Crust of SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract: On 28 June 2014, Arshan village and its health resort facilities suffered from a shock descent of mudflows from Tunka Goltzy in the Republic of Buryatia, Russia. In this region, the last mudflow descent was recorded in 1971. The article provides an overview of the local natural environment of the site where the mudflows descended and the Kyngarga river flooding took place. Preliminary recommendations are given to ensure protection of the local population and regional infrastructure facilities from natural hazardous phenomena that are typical of sides of riftogenic basins located in the Baikal region.

Key words: mudflows, landslides, mudflow hazard, risks, processes, factors.

Recommended by S.I. Sherman

Citation: Laperdin V.K., Levi K.G., Lekhatinov A.M., Kadetova A.V., Pellinen V.A., Rybchenko A.A. 2014. Causes and consequences of a catastrophic mudflows on 28 June 2014 near Arshan village in the Republic of Buryatia, Russia. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (3), 799–816. doi:10.5800/GT-2014-5-3-0156.

ПРИЧИНЫ И ПОСЛЕДСТВИЯ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ СЕЛЕВЫХ ПОТОКОВ 28 ИЮНЯ 2014 Г. В ОКРЕСТНОСТЯХ ПОС. АРШАН, РЕСПУБЛИКА БУРЯТИЯ

В. К. Лапердин, К. Г. Леви, А. М. Лехатинов, А. В. Кадетова,
В. А. Пеллинен, А. А. Рыбченко

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Аннотация: 28 июня 2014 г. в пос. Аршан Тункинського аймака Республики Бурятия с каров Тункинских Гольцов произошел залповый сход селевых потоков, причинивших большой экономический ущерб этому курортному району.

ну. Подобных явлений здесь не наблюдалось с 1971 г. Приводится краткий обзор природной ситуации в районе схода селей и паводка на р. Кынгарга и даются предварительные рекомендации по защите населения и региональной инфраструктуры от подобных опасных природных явлений, свойственных прибортовым частям рифтогенных впадин Байкальского региона.

Ключевые слова: грязекаменные потоки (сели), оползни, селевая опасность, риски, процессы, факторы.

Природа не знает остановки
в своем движении и казнит
всякую бездеятельность.

И. Геме

1. ВВЕДЕНИЕ

27–28 июня 2014 г. в окрестностях пос. Аршан Тункинского аймака Республики Бурятия произошло выпадение осадков большой интенсивности и, как следствие, в Тункинских Гольцах сформировались грязекаменные селевые потоки, а по руслу р. Кынгарга прошел паводок, что причинило большой экономический ущерб населению и отдыхающим. Подобных явлений здесь не наблюдалось с 1971 г., поэтому событие вызвало панику среди местного населения. 1 июля 2014 г. группа специалистов ИЗК СО РАН и Национального исследовательского Иркутского государственного технического университета выехала на место событий для предварительного изучения причин развития катастрофы. Уточним, что *сель* – периодически возникающий грязекаменный, водокаменный или водогрязекаменный поток. Генезис селей, возникающих в горах Кавказа, Средней Азии, Восточной и Западной Сибири, Сахалина и Камчатки, имеет свои характерные особенности. Мы не станем останавливаться на их различиях, но отметим, что на территории Восточной и Западной Сибири, покрытой лесом, довольно часто твердая составляющая селей насыщена деревьями до 30 % от общей массы селевых отложений. Это является особенностью и определяет пульсирующий характер движения потоков по руслам и склонам гор и часто наносит повреждения мостовым переходам автомобильных и железных дорог и другим инженерным сооружениям (рис. 1).

2. УСЛОВИЯ И ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ СЕЛЕЙ В РАЙОНЕ ПОС. АРШАН И ДОЛИНЕ Р. КЫНГАРГА

Природная нестабильность – изменчивость окружающей среды во времени, приведшая к возникновению и сходу селевых потоков в пос. Аршан, бассейне р. Кынгарга и предгорном шлейфе Тункинских Гольцов, предопределена геолого-геоморфологическим

строением и взаимодействием гидрометеорологического, гидрогеологического, сейсмотектонического факторов, которые выступают на разных участках территории высотных зон в разнообразных сочетаниях.

Геолого-геоморфологическая нестабильность. Геологической съемкой в стратиграфическом разрезе территории был выделен ряд комплексов коренных образований, верхний ярус которых сложен мраморами, часто брекчированными. Ниже мраморов залегает толща гнейсов и кристаллических сланцев, имеющих падение на юг под углами 30°–70° и определяющих развитие оползней-обвалов по напластованию коренных пород.

Гольцовая зона хребтов сложена разгнейсованными плагиогранитами и гнейсогранитами первой фазы китойского комплекса [Samburg, 1971]. Физико-механические свойства пород единого генетического комплекса во многом обусловлены особенностями залегания и тектонической раздробленности. По данным многолетних наблюдений установлено, что в зонах повышенной тектонической трещиноватости выветривание пород происходит в 2.0–2.5 раза быстрее по сравнению с их аналогами, находящимися вне зон разломов. В 4.7 раза увеличивается скорость разрушения рассланцованных пород, поставленных на «ребро», в отличие от их горизонтально залегающих аналогов. От разницы в скорости разрушения пород зависит мощность накопления продуктов выветривания и их гранулометрический состав, определяющие развитие разнообразных типов процессов, их количество и объемы. Установлено, что формирование конусов осыпей – очагов твердой фазы селей – в большей мере происходит в местах выходов рассланцованных пород, в отличие от гранитоидных образований [Laperdin, 1985]. В то же время наблюдается обратная зависимость в формировании обвалов, образовавших в горной части русла Кынгарги многочисленные пороги, водопады, которые тяготеют к местам выходов магматических пород. Предгорная часть Тункинской котловины выполнена рыхлыми отложениями неоген-четвертичного возраста

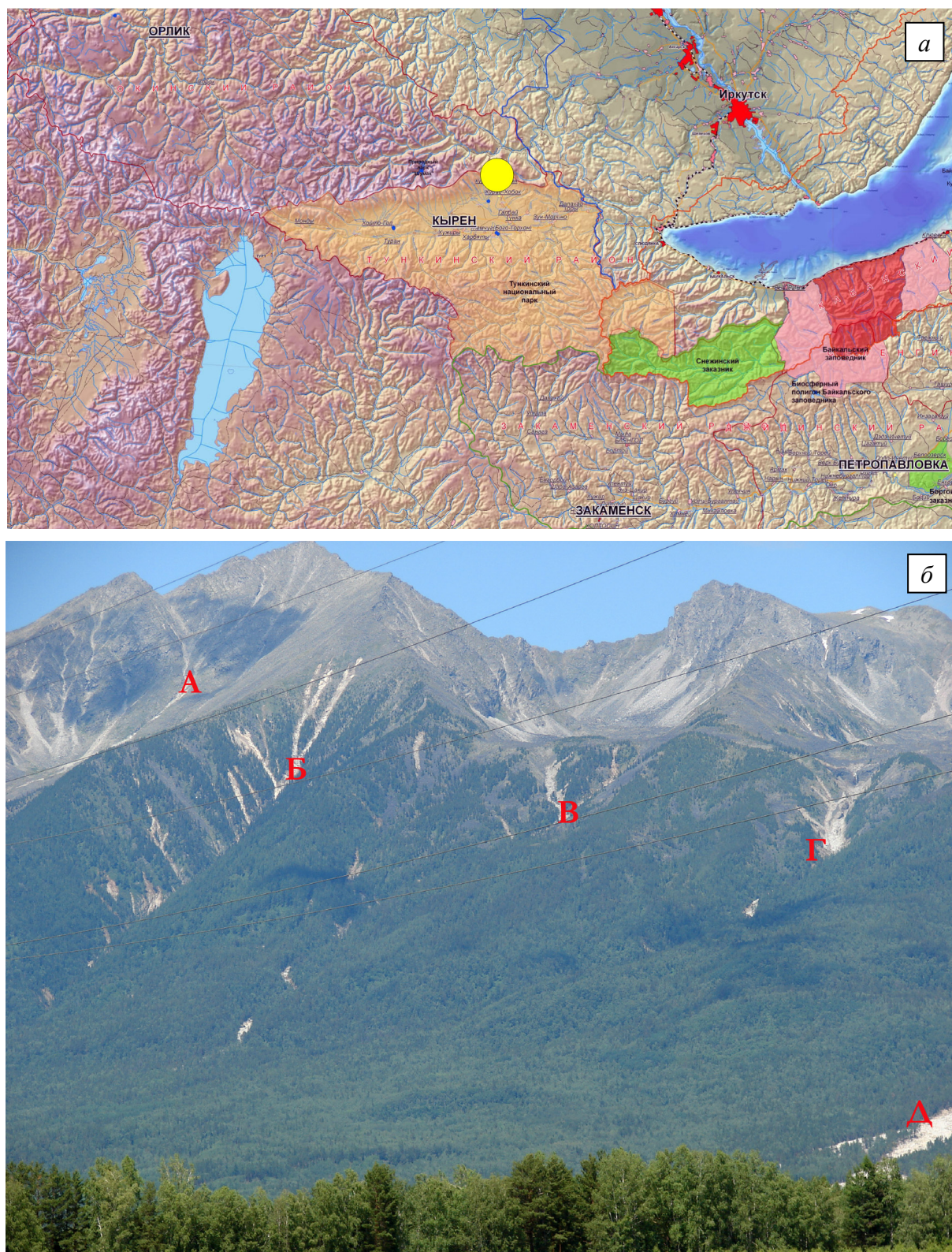


Рис. 1. а – обзорная карта места событий 27–28 июня 2014 г. (желтый кружок) (фрагмент карты особо охраняемых территорий Республики Бурятия, цветные поля, см. оригинал на сайте – http://www.baikal-burpriroda.ru/files/ooptrb_new.jpg); б – вид Тункинских Гольцов. Светлые прочесы в распадках – массовое проявление селевых потоков, оползней-сплывов и эрозии, определивших твердую составляющую селей. Слева направо – селеносные водотоки района п. Аршан: А – Безымянный, Б – 1-я Шихтолайка, В – Безымянный, Г – 2-я Шихтолайка, Д – Артемьева.

Fig. 1. а – general map of the site where the disaster took place on 27–28 June 2014 (yellow circle) (a fragment of the map of protected natural areas in the Republic of Buryatia, http://www.baikal-burpriroda.ru/files/ooptrb_new.jpg); б – Tunka Goltzy. Light colours – massive mudflows, landslide, slip-out and erosional soils that comprised the mudflows. Left to right – water streams that carried mudflows near Arshan village: А – Bezymyanny, Б – 1st Shikhtolaika, В – Bezymyanny, Г – 2nd Shikhtolaika, Д – Artemieva.



Рис. 2. Оползень-спływ в левом борту Шихтолайки.

На первом плане – граница отрыва конечной морены, которая перегораживает выход из кара. На втором плане – фрагмент срыва только что оттаявшего слоя осыпного материала. Об этом свидетельствует остаток вскрытого промороженного блока грунта (стрелка), имеющего резкие, отвесные формы.

Fig. 2. Landslide at the left side of Shikhtolaika.

Front – the separation edge of the terminal moraine that blocks the kar's outlet. Background – a fragment of detachment of the just-melted layer of loose material. It is evidenced by an outcrop of the remaining block of frozen soil (arrow) which has sharp and steep edges.

и представлена аллювиально-делювиальными, пролювиальными, ледниковыми, но преимущественно флювиогляциальными отложениями, продуктами выветривания и денудации метаморфических и изверженных пород, отражающих состав образований коренной основы, слагающих горные сооружения Тункинских Гольцов. Отложения предгорного шлейфа обладают весьма высокими фильтрационными свойствами, в связи с чем в полосе сопряжения гор и впадины интенсивно гасится поверхностный сток и практически все ручьи, выходящие из каров, не имеют постоянного поверхностного стока.

Для ледниковых отложений характерна различная, но относительно высокая концентрация глинистых включений, понижающих, за счет пучинистости, сжимаемости и просадочности, модуль деформации до 70 кг/см^2 , а угол внутреннего трения – до 17° . При этом в ледниковых отложениях за счет глинистых включений повышаются коэффициенты пластичности, пористости (0.65) и угла естественного откоса (10°), определяю-

щие несущую способность переувлажненных и сорвавшихся со склона грунтов, как это произошло 28 июня в месте выхода из ледниковых каров ручьев Первой и Второй Шихтолайки (рис. 2).

Рыхлые отложения, слагающие русло, пойму и террасы р. Кынгарга и предгорного шлейфа, представлены разноокатанными валунами, галькой и разнозернистыми песками. При выходе реки из гор и по мере удаления от их подножья размерность валунов в русле заметно уменьшается. А на расстоянии полутора-двух километров основным компонентом отложений становится галька, дресва, песок и глинистые отложения, хотя встречаются и валунные включения в виде фрагментарных инъекций – результаты залповых выносов селей, определяющие энергетику потоков в различные периоды их формирования. 27–28 июня во время паводка на р. Кынгарга объем водной составляющей, по сравнению с паводком 1971 г., был значительно ниже и площадь сечения максимального уровня воды составляла 54.9 м^2 .

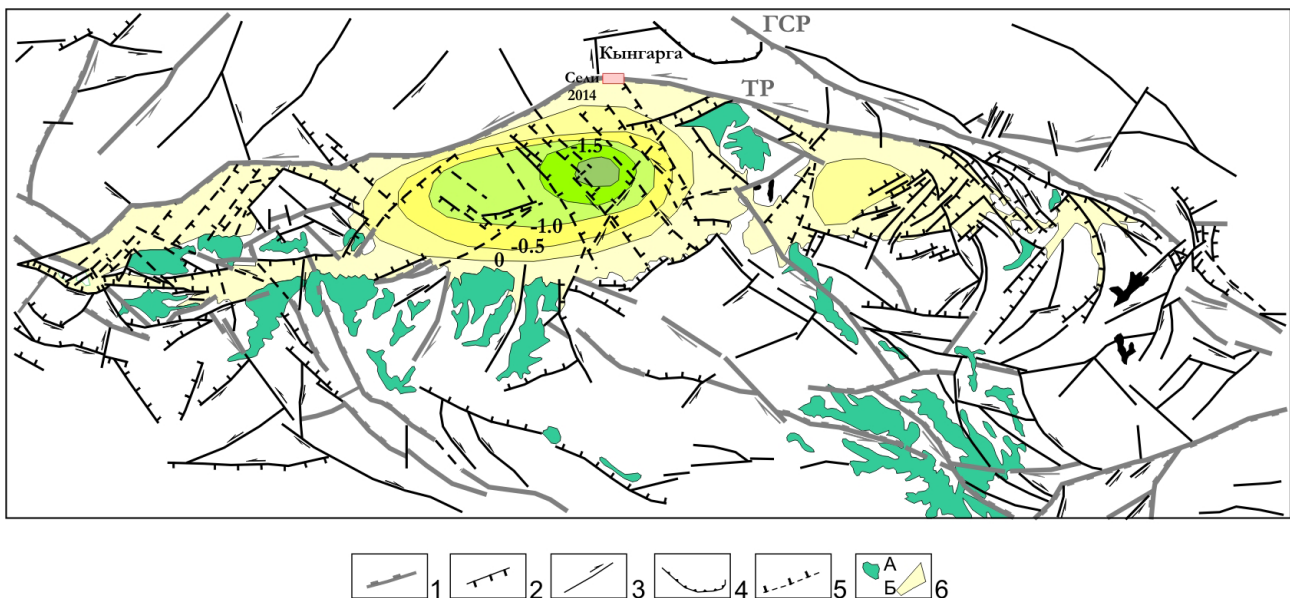


Рис. 3. Активные разломы Тункинской рифтогенной впадины (Юго-Западное Прибайкалье).

1 – активные разломы с известной толщиной зон тектонитов; 2 – сбросы; 3 – сдвиги; 4 – взбросы и надвиги; 5 – предполагаемые зоны разломов; 6 – базальтовые покровы и потоки (А) и осадки рифтогенных впадин (изопахиты в километрах от уровня моря) и речных долин (Б); ГСП – Главный Саянский разлом; ТР – Тункинский разлом.

Fig. 3. Active faults in the Tunka riftogenic basin, South-Western Pribaikalie.

1 – active faults with known thickness of zones of tectonites; 2 – normal fault; 3 – strike-slip faults; 4 – reverse faults and thrusts; 5 – assumed fault zones; 6 – basalt nappes and flows (A) and sediments of riftogenic basins (isopachytes in kilometres from the sea level) and river valleys (B); ГСП – Main Sayan fault; ТР – Tunka fault.

Эндогеодинимическая нестабильность. Сейсмичность территории и интенсивные осадки могут являться основными причинами развития подобных чрезвычайных ситуаций. В ночь с 27 на 28 июня, по данным сейсмостанции «Аршан» БФ ГС СО РАН, ощутимых сейсмических событий не зафиксировано.

Геолого-структурные образования бассейна р. Кынгарга сформировались в ходе длительных тектонических деформаций, сопровождавшихся воздыманием и опусканием различных по размеру тектонических блоков земной коры, проявившихся в процессе развития Байкальского рифта. Морфология Тункинских Гольцов определяется двумя генеральными разломами – Тункинским и Главным Саянским и серией региональных и локальных разломов, формирующих различные по размерам тектонические блоки [Levi et al., 2012]. Эту ситуацию отражает рис. 3.

Тункинский разлом ограничивает горную систему Тункинских Гольцов с юга и контролирует положение цепи котловин Тункинской рифтогенной впадины, а Главный Саянский разлом ограничивает Тункинские Гольцы с северо-востока. По одному из разломов субмеридионального направления по линии Аршан – Улан-Горхон заложена долина-ущелье р. Кынгарга, имеющая более глубокий врез по сравнению с долинами, расположенными к востоку и западу. К сопряжению разлома р. Кынгарга с Тункинским разломом

приурочена разгрузка углекислых минеральных лечебных вод (левый борт р. Кынгарга) на северной окраине пос. Аршан. Напряженно-деформированное состояние земной коры контролирует направленность и амплитуды горизонтальных и вертикальных перемещений тектонических блоков. Надо отметить, что р. н пос. Аршан не отличается высокой сейсмической активностью (рис. 4) и характеризуется землетрясениями с энергетическим классом ≤ 10 . Однако так было не всегда. Свидетельством возникновения здесь мощных сейсмических событий является сбросо-сдвиг Аршанской палеосейсмодислокации, время ее последнего обновления оценивается 1024–1341 гг. ВР, а следы более ранних событий датируются 6733–7867 и 9214–12724 гг. ВР [Smekalin, 2000]. Исходя из сказанного, можно сделать вывод, что сейсмичность играет лишь второстепенную роль в подготовке материала для формирования селей и развития оползневых процессов, тогда как исключительная – принадлежит климатическим факторам.

При активизации сейсмических событий в бассейне р. Кынгарга не исключен вариант каскадного развития экзогеодинамических процессов. Сейсмическая инициация селеобразования может происходить в случае совпадения по времени землетрясений с периодами ливневых дождей или активного снеготаяния, а на склонах долины р. Кынгарга могут формиро-

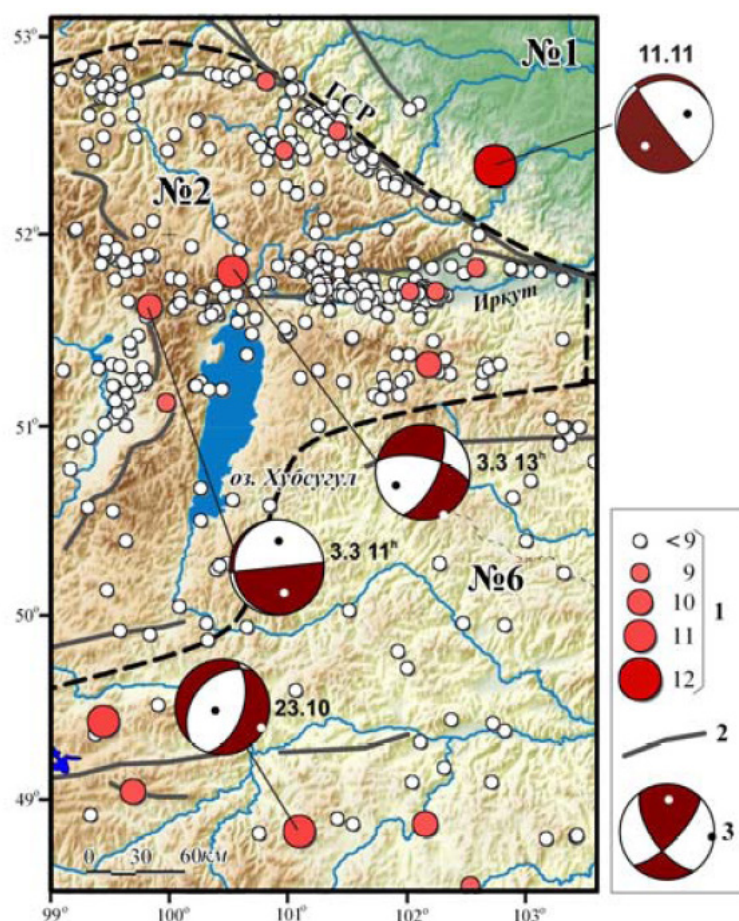


Рис. 4. Карта эпицентров землетрясений Хубсугул-Тункинского (№ 2) и частично Западно-Забайкальского (№ 6) района в 2007 г.

1 – энергетический класс K_p ; 2 – кайнозойский разлом; 3 – стереограмма механизма очага землетрясения в проекции нижней полусферы; цифрами указана дата (число, месяц) землетрясения; ГСР – Главный Саянский разлом [Melnikova et al., 2007].

Fig. 4. The map showing epicentres of earthquake that took place in Khubsugul-Tunka (No. 2) and partially West Transbaikalia (No. 6) regions in 2007.

1 – energy class, K_R ; 2 – Cenozoic fault; 3 – stereogram of earthquake focal mechanism in the projection of the lower hemisphere; numbers show dates (date, month) when earthquakes occurred; GCP – Major Sayan fault [Melnikova et al., 2007].

ваться оползни-сплывы рыхлых грунтов объемом до 30 тыс. м³.

В целом сейсмотектоническая активность в регионе, в сочетании с климатическими и геоморфологическими факторами, определяет сложность строительства и эксплуатации инженерных сооружений. Все сказанное в совокупности значительно повышает уязвимость территории и сопровождается увеличением уровня социального и экономического рисков. В таких районах должны проводиться оценки инженерно-геологических условий территории и мониторинг опасных природных процессов с целью повышения уровня надежности различного рода сооружений, выполнения мероприятий по селезащите и снижения риска от схода селей и оползней в горных долинах, подобных долине р. Кынгарга и во всей предгорной части Тункинских Гольцов и на хр. Хамар-Дабан.

3. ОБЪЕКТИВНАЯ ПРИРОДНО-СОЦИАЛЬНАЯ СИТУАЦИЯ В ПОС. АРШАН И ДОЛИНЕ Р. КЫНГАРГА

Институт земной коры СО РАН постоянно уделяет внимание опасным экзогеодинамическим явлениям в зоне Байкальского рифта. Одной из первых публикаций по результатам изучения последствий селевого паводка в г. Слюдянке, произошедшего 20 июня 1960 г., явилась коллективная монография [Solonenko, 1963]. Сход селевых потоков в этом районе повторился в 1971 и 1973 гг. Временная динамика схода селевых потоков в Юго-Западном Прибайкалье приведена на (рис. 5) [Levi, Zadorina, 2013]. Фурье-анализ данных показывает, что сход селевых потоков на территории Юго-Западного Прибайкалья в среднем происходит с периодами продолжительностью 22, 11, 7, 4.0–2.5 лет.

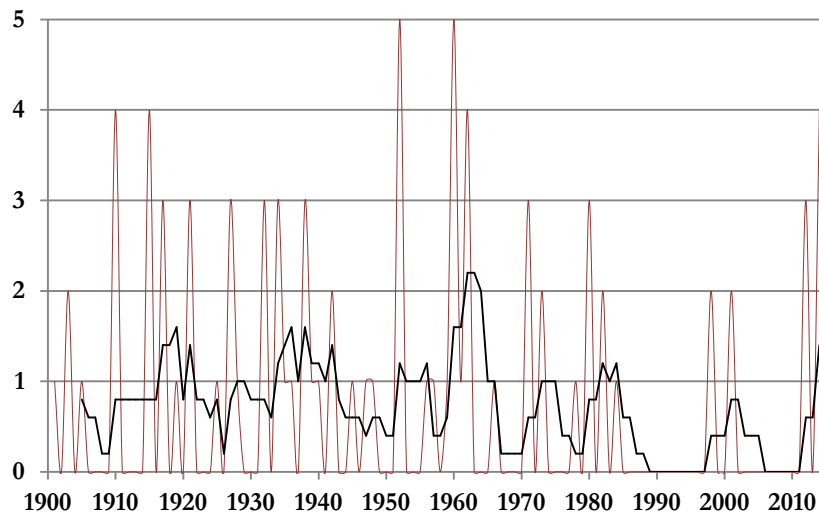


Рис. 5. Динамика схода селевых потоков в Юго-Западном Прибайкалье с 1901 по 2014 г. (черная кривая – сглаженные 5-летним окном исходные данные).

Fig. 5. The dynamics of mudflows in the South-Western Pribaikalie from 1901 to 2014. The black curve shows five-year levelled input data.

Приводимые здесь результаты обследования показали, что в ночь с 27 на 28 июня 2014 г. в результате локального выпадения интенсивных осадков (50 мм и более) в Тункинских Гольцах с нижних уступов ледниковых каров практически одновременно сошло семь **селевых потоков** (рис. 6). Установлено, что селевые потоки, сошедшие по падям ручьев Безымянный и Вторая Шихтолайка, соединились в средней части склона в один, который и достиг пос. Аршан. На своем пути сель разрушил около трех десятков домов, санаторий, лицей для одаренных детей и другие постройки, погибла женщина. Одновременно на р. Кынгарга сформировался **паводок**, разрушивший два моста и пекарню; слоем песка (10–50 см) занесло активно посещаемую территорию и лечебные корпуса курорта, а также торговые и развлекательные строения, расположенные на пойме и низкой террасе на территории курорта и за ее пределами (рис. 6).

Разрушительный селевой поток 28 июня 2014 г. имел следующие параметры:

- площадь конуса выноса, сложенного в верхней, предгорной, части склона (уклон которого находится в пределах 8° – 10°) крупноглыбовым материалом, в средней и нижней его частях (уклон 3° – 8°) – крупноглыбовыми обломками и стволами деревьев, внедренными в суглинисто-супесчаную массу, составляет 171378.38 м^2 ;

- мощность селевых отложений местами не менее 4.5 м;

- объем вынесенного и отложенного крупноглыбового материала, ограниченного конусом выноса находится в пределах 771000 м^3 . Большая, приблизительно в два раза, масса материала вынесена и отложена ниже

по склону в виде глинисто-супесчаных наносов, мощностью от 10 до 50 см и больше, покрывших сотни гектаров лесного массива.

Вся инфраструктура пос. Аршан располагается в узкой прибрежной полосе р. Кынгарга и на предгорном шлейфе Тункинских Гольцов. Предгорный шлейф представляет собой слившиеся воедино древние конусы залповых и локальных выносов селей в Тункинскую котловину и является зоной повышенной опасности и риска возникновения чрезвычайных ситуаций. Для обжитой территории наибольшую угрозу в предгорной заселенной части территории представляют паводки и водогрязекаменные потоки, плотность которых по результатам прошлых обследований достигает 2500 кг/м^3 , а по р. Кынгарга – наносоводные сели плотностью до 1600 кг/м^3 . В горах опасными процессами являются каменные обвалы, оползни коренных пород, оползни-сплывы в рыхлых отложениях, снежные и каменные лавины. Угроза опасности от перечисленных процессов в связи с неконтролируемым освоением территории повышается с каждым годом. Отметим, что с 1971 г. по 2014 г. проявления селей здесь не наблюдались. Вследствие длительного отсутствия селевых потоков и паводков селеопасные площади прибрежной зоны р. Кынгарга и предгорного шлейфа освоены или стихийно осваиваются. В основном это гражданское строительство (коттеджи, дома, дачи), которое ведется на площадях высочайшего риска (рис. 7).

Реальная и перспективная оценка степени опасности и риска существующей инфраструктуры пос. Аршан может быть получена при осуществлении мониторинга повторяемости периодически возникающих

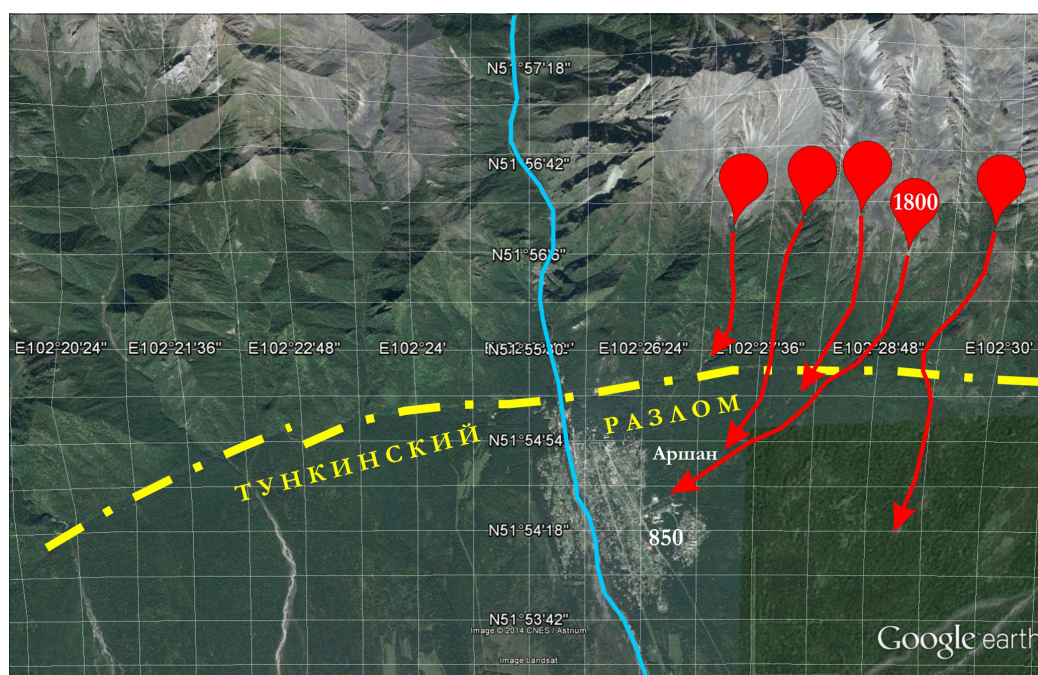


Рис. 6. Схема схода грязекаменных и грязевых потоков (селей) с Тункинских Гольцов (красные стрелки) и паводка на р. Кынгарга (голубая линия) 28 июня 2014 г.

Цифры 1800 и 850 – перепад абсолютных высот каров и нижнего края остановки крупноглыбового материала. Желтым штрих-пунктиром показан Тункинский разлом.

Fig. 6. A scheme of mud-and-stone flows from Tunka Goltzy (red arrows) and the Kyngarga river flooding (blue line) on 28 June 2014.

1800 и 850 – differential of absolute elevations of kars and the lower border where large-block mudflows stopped. Yellow dotted line – Tunka fault.



Рис. 7. Масса крупноглыбового материала, «поглотившая» несколько домов и лесной массив и остановившаяся на восточной окраине пос. Аршан.

Fig. 7. The mudflow containing large rock blocks flooded several houses and a forest and stopped in the eastern outskirts of Arshan village.

сейсмических событий и количества выпадения атмосферных осадков высокой интенсивности, особенно в высокогорной зоне.

Гидрометеорологическая и инженерно-геологическая нестабильность. К сожалению, из-за отсутствия метеостанции в пос. Аршан не было зафиксировано количество выпавших осадков, ставших первопричиной формирования водоэрозийных, перемешанных с древесной растительностью, селевых потоков, сошедших из ледниковых каров, расположенных в высокогорной зоне Тункинских Гольцов. Наиболее вероятно смещение горного материала на склонах именно во время таяния снега или выпадения интенсивных дождей, которые и следует считать инициаторами возможных чрезвычайных ситуаций, подтверждениями подобных явлений служат гравитационные обвалы и оползни-сплывы.

Согласно нивелированию поперечного профиля русла по меткам высокой воды величина расхода потока в р. Кынгарга во время паводка 27–28 июня составила $10.8 \text{ м}^3/\text{с}$, скорость потока составляла $5.0\text{--}7.0 \text{ м/с}$. По наблюдениям прошлых лет повторяемость водокаменных селей на р. Кынгарга, плотностью $1100\text{--}1600 \text{ кг/м}^3$, составляет раз в 20–40 лет или более [Solonenko, 1963]. Во время формирования и прохождения селей и паводков наблюдаются изменения русла и значительное разрушение берегов реки. Например, во время паводка 27–28 июня 2014 г. вовлечение лесной растительности, смытой с берегов и островов р. Кынгарга в водоток, привело к закупорке проемов мостов и, как следствие, их разрушению. За время прохождения паводка расход воднокаменной массы, перемешанной со стволами деревьев, составил $10 \text{ м}^3/\text{с}$, а объем грязекаменного материала, с валунами диаметром $0.2\text{--}0.7 \text{ м}$, достиг 16 тыс. м^3 . Отметим, что наиболее ущербным для инфраструктуры пос. Аршан и объектов санатория оказался сель, прошедший в третьей декаде июля 1971 г. (рис. 8) [Budz, Astrakhansev, 1968].

Во время паводка 27–28 июня, запруживая валунами и деревьями русло, водокаменный поток малой консистенции в пределах поселка создал условия для формирования новых русел, привел к некоторым разрушениям инфраструктуры. На различных участках бассейна р. Кынгарга имеются зоны риска, которые следует выделить и обозначить предупреждающими знаками для многочисленных туристов и отдыхающих. Границы этих зон могут быть установлены с учетом поражения территории селями, оползнями-сплывами, обвалами, каменными и снежными лавинами, формирование которых происходит в результате выпадения аномального количества осадков (с суточным максимумом до 150 мм) и слабых землетрясений. По данным наблюдений на метеостанции «Аршан», при сходе селевых потоков количество выпадавших атмосферных осадков в бассейне р. Кынгарга за 8–10 часов достигало $50\text{--}80 \text{ мм}$. Это количество осадков за дожд-

ливый период в этом районе может являться основой для прогноза возможного формирования селевых и водных паводков, оползней-сплывов, обвалов, приводящих к развитию чрезвычайных ситуаций.

Крутопадающие, до вертикального залегания, пласты метаморфических пород, наличие большого количества трещин напластования и сейсмостектонических дислокаций определили развитие хорошо выраженных на поверхности гор «занозистых» форм рельефа. «Занозистость» способствует процессу фильтрации поверхностного стока на уровень грунтовых вод и пополнению подземного стока, принимающего участие в формировании водной составляющей селей [Laperdin, Kachura, 2010].

Следует отметить, что пути движения пресных и даже минеральных вод в аллювиальных отложениях долины р. Кынгарга весьма уязвимы и чувствительны к воздействию паводков и селей, что приводит к разрушению каналов выхода водотоков к очагам разгрузки [Vasilievsky, Tolstikhin, 1930].

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ И НЕКОТОРЫЕ РЕКОМЕНДАЦИИ ПО СЕЛЕЗАЩИТЕ

Результаты проведенных исследований по оценке последствий схода селей со склонов Тункинских Гольцов и паводка по р. Кынгарга позволяют выделить опасные, потенциально опасные и неопасные участки на освоенной и осваиваемых территориях пос. Аршан и его окрестностей.

Территория, занятая пос. Аршан, находится в зоне, где по макросейсмическим и инструментальным данным потенциальная сейсмичность Тункинского и Саянского разломов оценивается в 9–10 баллов.

Важнейшими элементами опасности и риска в пределах территории бассейна р. Кынгарга являются экзогенные геологические процессы, развивающиеся в специфических условиях и обладающие различным геодинамическим потенциалом.

Наибольшую опасность в горах представляют сели, обвалы, оползни коренных пород и оползни-сплывы, каменные и снежные лавины. Проявление опасных процессов происходит периодически и связано с высокой «энергией» рельефа, выпадением большого количества осадков и сейсмической активностью территории.

Последствия схода селей и паводка на р. Кынгарга могли быть в разы больше даже при выпадении такого же количества осадков, случись это в конце июля или в августе, когда грунты в селевых очагах максимально оттаивают от сезонной мерзлоты. В данном случае, по многолетним наблюдениям, в подобных условиях грунты оттаяли на 50 , максимум 70 см , а промерзают они на $120\text{--}150 \text{ см}$, то есть большая часть грунтов, способных сорваться со склонов, осталась на месте (см. рис. 2). Но если подобное произойдет повторно, то



Рис. 8. Последствия схода селевого потока по долине р. Кынгарга в июле 1971 г. и разрушение скважин на минеральных источниках.

Fig. 8. The site after mudflow descent along the Kyngarga river in July 1971 and damaged mineral water wells.

отложенный крупноглыбовый материал в виде конуса выноса поглотит грязь и воду, а глыбы, лишившись основы движения «смазки», потеряют скорость и остановятся, не доходя до поселка.

В целях предотвращения подобных событий авторы рекомендуют:

- прежде чем приступать к строительству инженерных сооружений, необходимо проводить детальные, целенаправленные инженерно-геологические и гидрогеологические изыскания;

- необходимо составить карту районирования селеопасности бассейна р. Иркут, с выделением опасных, потенциально опасных и безопасных территорий;

- для разработки мероприятий по инженерной защите проектируемых объектов, с учетом возможного негативного влияния предполагаемых сооружений на подземные минеральные лечебные источники Аршан-Тункинского месторождения, необходимо отнести их к объектам режима первого пояса охранной зоны [Laperdin et al., 2010].

Следует подчеркнуть, что в настоящее время в особо опасной зоне находятся санаторные корпуса пос.

Аршан, жилые дома и другие строения. Они расположены в пределах поймы и надпойменной террасы р. Кынгарга и во время селевых и водных паводков могут быть разрушены. Возведение защитных сооружений от селей и паводков для отдельных объектов нецелесообразно. Наиболее надежным средством защиты является сооружение железобетонных желобов, обеспечивающих свободный и контролируемый сброс селевой массы за пределы пос. Аршан.

Фактически во всех известных случаях разрушительная сила водных паводков и селей выражается в их поражающей способности, от которой страдают, прежде всего, присклоновые и прибрежные зоны. К сожалению, активное освоение поймы и низких террас в настоящий период происходит без учета опасных процессов и без возведения защитных сооружений. Ведь только благодаря относительно малой заселенности территорий грязекаменные сели практически впервые нанесли экономический ущерб. Проявление паводков в р-не пос. Аршан и их негативное воздействие на хозяйственную деятельность осуществляются, главным образом, в форме водной боковой и глубин-

ной эрозии, переноса и аккумуляции глыбового материала. В результате подвергаются опасности либо разрушаются объекты хозяйственного назначения, скважины для добычи воды, изменяются дебиты минеральных источников.

Предгорная часть территории, сложенная мощной толщей аллювиально-делювиально-флювиогляциальных отложений, обладающих свойствами отличного дренажа, легко гасит поверхностный сток, а отсутствие заболоченных земель делает такие участки наиболее благоприятными для застройки, но с обяза-

тельной организацией надежной превентивной защиты.

Инженерно-геологическую оценку территории следует рассматривать как предварительную, которую при определении конкретных технических условий необходимо наполнить требованиями регламентирующих документов. Сход селевых потоков в пос. Аршан 28 июня 2014 г. может быть примером природных катаклизмов, которые необходимо учитывать при выборе и оценке площадок по степени опасности для строительства любых инженерных сооружений.

5. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Budz M.D., Astrakhantsev V.I., 1968. Mudslides. In: Engineering geology of Pribaikalie. Nauka, Moscow, p. 108–111 (in Russian) [Будз М.Д., Астраханцев В.И. Сели // Инженерная геология Прибайкалья. М.: Наука, 1968. С. 108–111].
- Laperdin V.K., 1985. On the issue of morpholithogenesis and denudation in the periglacial belt in the southern East Siberia. *Geografiya i Prirodnye Resursy (Geography and Natural Resources)* (1), 53–61 (in Russian) [ЛAPERдин В.К. К вопросу морфолитогенеза и денудации в перигляциальном поясе юга Восточной Сибири // География и природные ресурсы. 1985. № 1. С. 53–61].
- Laperdin V.K., Kachura R.A., 2010. Geodynamics of Hazardous Processes in Zones of Natural and Technogenic complexes in East Siberia. IEC SB RAS, Irkutsk, 312 p. (in Russian) [ЛAPERдин В.К., Качура Р.А. Геодинамика опасных процессов в зонах природно-техногенных комплексов Восточной Сибири. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. 312 с.].
- Laperdin V.K., Kustov Yu.I., Kachura R.A., 2010. The factors of natural instability and technogenic risks in the territory of Arshan Spa (Kyngarga river basin, Republic of Buryatia). *Zashchita okruzhayushchey sredy v neftegazovom komplekse (Protection of Natural Environment in Oil and Gas Complex)* (4), 37–45 (in Russian) [ЛAPERдин В.К., Кустов Ю.И., Качура Р.А. Факторы природной неустойчивости и техногенных рисков на территории курорта Аршан (бассейн р. Кынгарга, Республика Бурятия) // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе. 2010. № 4. С. 37–45].
- Levi K.G., Zadonina N.V., 2013. Heliodynamics: Natural Aspects of Global Solar Minimums. Vol. 1, Book 4. Publishing House of the Irkutsk State University, Irkutsk, 607 p. (in Russian) [Леви К.Г., Задонина Н.В. Гелиогеодинамика: Природные аспекты глобальных солнечных минимумов. Т. 1, кн. 4. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2013. 607 с.].
- Levi K.G., Zadonina N.V., Yazev S.A., Voronin V.I., 2012. Recent Geodynamics and Heliogeodynamics. Textbook. Publishing House of the Irkutsk State University, Irkutsk, 539 p. (in Russian) [Леви К.Г., Задонина Н.В., Язев С.А., Воронин В.И. Современная геодинамика и гелиогеодинамика: учебное пособие. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2012. 539 с.].
- Melnikova V.I., Gileva N.A., Masalsky O.K., 2007. Pribaikalie and Transbaikalia. Irkutsk, 2007. <http://www.seis-bykl.ru> (in Russian) [Мельникова В.И., Гилева Н.А., Масальский О.К. Прибайкалье и Забайкалье. Иркутск, 2007. Электронный ресурс: <http://www.seis-bykl.ru>].
- Samburg A.L., 1971. Geological Map of the USSR, scale 1:200000. East Sayan Series (Explanatory Note). Sheet M-48-I. Moscow, 89 p. (in Russian) [Самбург А.Л. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Восточно-Саянская (объяснительная записка). Лист М-48-И. М., 1971. 89 с.].
- Smekalin O.P., 2000. Paleoearthquakes in the Tunka system of rift basins. Synopsis of the thesis for Candidate of Geology and Mineralogy degree. Irkutsk. 29 p. (in Russian) [Смекалин О.П. Палеоземлетрясения в тункинской системе рифтовых впадин: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2000. 29 с.].
- Solonenko V.P. (Ed.), 1963. Mudflow Flooding in Slyudyanka at Lake Baikal on 20 June 1960. Publishing House of the USSR Acad. Sci., Moscow, 72 p. (in Russian) [Селевой паводок в г. Слюдянке на Байкале 20 июня 1960 г. / Отв. ред. В.П. Солоненко. М.: АН СССР, 1963. 72 с.].
- Vasilievsky M.M., Tolstikhin N.I., 1930. Arshan-Tunka mineral spring. In: Materials on geology and mineral deposits of East Siberia. Issue 2. Irkutsk, p. 1–35 (in Russian) [Васильевский М.М., Толстихин Н.И. Минеральный источник Аршан-Тункинский // Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Иркутск, 1930. Вып. 2. С. 1–35].

ПРИЛОЖЕНИЕ / APPENDIX



Фото 1. Общий вид Тункинских Гольцов – места формирования и схода селей, следы которых на фоне гор выделяются светлыми пятнами промоин, прочесов, оползней-сплывов и их отложений.

Photo 1. A general view of Tunka Goltsy. At the background of mountains, lighter spots are washed and ‘mopped’ areas, landslips, landslides and deposits.



Фото 2. Грязекаменная масса на пути движения уничтожила сосновый бор, выполнявший сдерживающую роль и послуживший одной из основных причин остановки селевого потока. Оставшиеся островки леса, выдержавшие натиск стихии, станут природными памятниками борьбы за выживание.

Photo 2. The mud-and-stone flow destroyed the pine forest. It was slowed down and stopped mainly due to resistance of the forest. The remaining forested spots that sustained the disaster will become natural symbols of the struggle for survival.



Фото 3-1. Фото 3-2. Фото 3-3. Грязекаменный поток похоронил часть домов на окраине поселка, а другую разрушил и, встретив лесной массив, потерял скорость и остановился.

Photo 3-1. Photo 3-2. Photo 3-3. The mud-and-stone flow buried and damaged several houses located at the outskirts of the village; its movement was slowed down and suspended by the forest.



Фото 4-1. Фото 4-2. Фото 4-3. Фото 4-4. Хвостовая часть селевого потока продолжала двигаться, и это стало причиной поворота движения грязекаменных масс в сторону пос. Аршан.

Photo 4-1. Photo 4-2. Photo 4-3. Photo 4-4. As the tail of the mudflow moved further, the flow containing mud, stones and demolition debris turned towards the Arshan village.



Фото 5. Лес, отфильтровав грязекаменную массу, спас дома от разрушения.

Photo 5. The forest 'filtered' the mud-and-stone mix and thus rescued the house from demolition.



Фото 6-1. Фото 6-2. Фото 6-3. Фото 6-4. Характер повреждений хозяйства лицея для одаренных детей.

Photo 6-1. Photo 6-2. Photo 6-3. Photo 6-4. Damaged facilities of the Gifted Children School.



Фото 7-1. Фото 7-2. Гостиничный комплекс «Сагаан Дали» – расчистка первого этажа корпуса от валунов и грязи выполняется волонтерами. Основную селевую массу убирает тяжелая техника.

Photo 7-1. Photo 7-2. Volunteers are cleaning the ground floor of Sagaan Dali Hotel from mud and stones. Heavy machinery is used to clear the area from mudflow deposits.



Фото 8-1. Фото 8-2. Паводок на р. Кынгарге повредил мосты.

Photo 8-1. Photo 8-2. Bridges damaged by the Kyngarga river flood.



Фото 9-1. Фото 9-2. Фото 9-3. Сели прошли, а жизнь продолжается.

Photo 9-1. Photo 9-2. Photo 9-3. Mud flowing is over, and life goes on.



Лапердин Валерий Кириллович, докт. геол.-мин. наук, с.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
✉ e-mail: laperdin@crust.irk.ru

Laperdin, Valery K., Doctor of Geology and Mineralogy, Senior Researcher
Institute of the Earth's Crust of SB RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
✉ e-mail: laperdin@crust.irk.ru



Леви Кирилл Георгиевич, докт. геол.-мин. наук, профессор, зам. директора института по науке
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел. (3952)424562; email: levi@crust.irk.ru

Levi, Kirill G., Doctor of Geology and Mineralogy, Professor, Deputy Director
Institute of the Earth's Crust of SB RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel. +7(3952)424562; email: levi@crust.irk.ru



Лехатинов Анатолий Михайлович, докт. геол.-мин. наук
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Lekhatinov, Anatoly M., Doctor of Geology and Mineralogy
Institute of the Earth's Crust of SB RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia



Кадетова Алена Васильевна, канд. геол.-мин. наук, н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
e-mail: kadetova@crust.irk.ru

Kadetova, Alena V., Candidate of Geology and Mineralogy, Researcher
Institute of the Earth's Crust of SB RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
e-mail: kadetova@crust.irk.ru



Пеллинен Вадим А., старший лаборант-исследователь
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
e-mail: pellinen@crust.irk.ru

Pellinen, Vadim A., Senior laboratory assistant
Institute of the Earth's Crust of SB RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
e-mail: pellinen@crust.irk.ru



Рыбченко Артем Александрович, канд. геол.-мин. наук, с.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
e-mail: rybchenk@crust.irk.ru

Rybchenko, Artem A., Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher
Institute of the Earth's Crust of SB RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
e-mail: rybchenk@crust.irk.ru



THE 60TH JUBILEE OF EVGENY V. SKLYAROV, CORRESPONDING MEMBER OF THE RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

D. P. Gladkochub, R. P. Dorofeeva

Institute of the Earth's Crust of SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract: The article is devoted to the 60th Jubilee of Evgeny V. Sklyarov, a recognized expert in a wide variety of igneous and metamorphic processes and geodynamics. He is a Corresponding Member of the Russian Academy of Sciences, Professor, Doctor of Geology and Mineralogy, Chief Researcher of Laboratory of Paleogeodynamics in IEC SB RAS, and Chief Editor of *Geodynamics and Tectonophysics*.

Key words: geodynamics, petrology, metamorphic complexes, minerals.

Citation: Gladkochub D.P., Dorofeeva R.P. 2014. The 60th Jubilee of Evgeny V. Sklyarov, Corresponding Member of the Russian Academy of Sciences. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (3), 817–820. doi:10.5800/GT-2014-5-3-0157.

К 60-ЛЕТНЕМУ ЮБИЛЕЮ ЧЛЕНА-КОРРЕСПОНДЕНТА РАН ЕВГЕНИЯ ВИКТОРОВИЧА СКЛЯРОВА

Д. П. Гладkochуб, Р. П. Дорофеева

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Аннотация: Статья посвящена 60-летию авторитетного специалиста в широкой области магматических и метаморфических процессов и геодинамики, члена-корреспондента РАН, доктора геолого-минералогических наук, главного научного сотрудника лаборатории палеогеодинамики ИЗК СО РАН, главного редактора журнала «Геодинамика и тектонофизика», профессора Евгения Викторовича Склярова.

Ключевые слова: геодинамика, петрология, метаморфические комплексы, минералы.



19 октября 2014 года исполняется 60 лет главному научному сотруднику лаборатории палеогеодинамики, доктору геолого-минералогических наук, члену-корреспонденту РАН, профессору, главному редактору журнала «Геодинамика и тектонофизика» Евгению Викторовичу Склярову.

Основное направление научных исследований Е.В. Склярова трудно определить однозначно, в узких рамках традиционных представлений о том, что каждый ученый является профессионалом лишь в определенной сфере научных знаний. Применительно к Е.В. Склярову подобный подход совершенно неактуален. Он начал с метаморфической петрологии, затем плавно перешел на проблемы магматизма, тектоники и геодинамики, после чего в сферу его научных интересов вошли проблемы гидрогеохимии и палеоклимата.

Из наиболее серьезных научных достижений юбилера можно отметить обнаружение древнейших в пределах Сибирского кратона эклогитов и метаофиолитов (2 млрд лет), выявление в Юго-Восточном Саяне фрагментов древней океанической коры, выделение двух высокobarических поясов, а также первое в России (!) открытие комплексов метаморфических ядер. Одновременно с изучением метаморфизма и тектоники, Е.В. Скляров проводит детальные исследования в области минералогии. При его непосредственном уча-

стии открыты девять новых минералов, четыре из которых относятся к породообразующим группам: наталиит – ванадиевый пироксен, магнезиокулсонит – ванадиевый аналог магнезиохромита, хромфиллит – Cr – аналог мусковита, ванадиодравит – ванадиевый турмалин.

Кроме этого, юбилером начаты пионерные исследования осадков малых озер Юго-Восточной Сибири, применительно к использованию результатов их изучения к палеоклиматическим реконструкциям.

Синтез основных научных достижений Е.В. Склярова опубликован в коллективных монографиях «Геология и метаморфизм Восточного Саяна» (1988 г.), «Геология и рудоносность Восточного Саяна» (1989 г.), «Эклогиты и глаукофановые сланцы складчатых областей» (1989 г.), «Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа» (1997 г.), «Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии» (2006 г.), а также серии статей в журналах «Геотектоника», «Доклады РАН», «Петрология», «Геохимия», «Российский журнал наук о Земле», «Precambrian Research» и других. За годы исследований им в соавторстве с коллегами опубликовано 6 монографий, 3 учебных пособия, более 300 статей, в том числе 27 в зарубежных изданиях.

Накоплению фактического материала способствовали исследования по грантам РФФИ. Е.В. Скляров

был руководителем и исполнителем 19 проектов РФФИ, исполнителем двух проектов программы «Интеграция», участником гранта Российского научного фонда «Источники, геодинамические обстановки и механизмы формирования уникальных комплексных редкометалльных месторождений: на примере Катунского месторождения, зона БАМ, Россия». При исследованиях на юге Сибири он сотрудничал со специалистами разного профиля из других академических институтов и с геологами производственных организаций, был одним из авторов отчетов о результатах государственной геологической съемки в юго-восточной части Восточного Саяна, выполнявшейся в период с 1980 по 1991 г., с 1996 г. являлся членом Региональной межведомственной стратиграфической комиссии Восточной Сибири.

Е.В. Скляров был одним из координаторов интеграционной программы ОНЗ РАН – СО РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту» и руководителем четырех интеграционных проектов СО РАН. В рамках Программы им организованы ежегодные совещания в Иркутске по результатам исследований Центрально-Азиатского складчатого пояса с публикацией новейших материалов по геологии Южной Сибири и Монголии. К настоящему времени завершается подготовка очередного, двенадцатого, совещания.

Е.В. Скляров активно сотрудничает с учеными Монголии, Китая, Японии, США, Польши, Бельгии, Франции, Германии, Швейцарии, Австралии, Танзании. Он участвовал во многих международных проектах, в многочисленных международных экспедициях в Китае, Монголии, Танзании. Неоднократно был организатором международных совещаний и рабочих экскурсий: Улан-Удэ, 1990 г. (IGCP-224 «Pre-Jurassic evolution of eastern Asia», IGCP-283 «Geodynamic evolution of Paleasian ocean»), Иркутск, 2001 (IGCP-440 «Rodinia Assembly and Breakup»), Иркутск, 2005 (IGCP-480 «Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage»). Им, в соавторстве с коллегами, подготовлено пять путеводителей к экскурсиям по различным объектам Восточного Саяна, Прибайкалья и Забайкалья. В рамках реализации проектов принимал активное участие в составлении геодинамических карт Северо-Восточной Азии (Geodynamic map of the Paleasian ocean (eastern part), 1993, и Northeast Asia Geodynamic map, 2004). Не случайно с 2003 г. он является членом Национального комитета Международной программы геологических корреляций (International Geologic Correlation Program – IGCP).

Неоднократно Е.В. Скляров выступал руководителем официально поддержанной Министерством науки и образования РФ научной школы «Петрологические индикаторы тектонической эволюции складчатых областей и кратонов». Он читал курсы лекций в Иркутском государственном университете («Петрография» и «Геохимия») и Иркутском государственном техниче-

ском университете («Магматические и метаморфические процессы в разных геодинамических обстановках»). Учебные пособия «Метаморфизм и тектоника» и «Интерпретация геохимических данных», подготовленные под его руководством в рамках программы «Интеграция», активно используются не только студентами, аспирантами и молодыми учеными, но и опытными специалистами.

Под руководством Е.В. Склярова защищены четыре кандидатские и четыре докторские диссертации. Проходят подготовку два аспиранта.

Е.В. Скляров – член редколлегии журналов «Геология и геофизика», «Геотектоника» и «География и природные ресурсы» СО РАН, председатель диссертационного совета при Институте земной коры СО РАН, заместитель председателя Научного совета по тектонике Сибири СО РАН, член Научного совета по докембрию при Отделении наук о Земле РАН, Межведомственного тектонического комитета, Объединенного ученого совета по наукам о Земле СО РАН, Президиума Иркутского научного центра, докторского диссертационного совета при Институте геохимии СО РАН.

Усилиями Е.В. Склярова институт активно участвовал в интеграционных программах Президиума РАН и СО РАН, его проекты, в том числе на проведение крупных международных экспедиций в Восточной Сибири, неоднократно поддерживались Российским фондом фундаментальных исследований.

В лице Е.В. Склярова мы имеем активного, целеустремленного ученого, его вклад в изучение геологии и петрологии магматических и метаморфических процессов достаточно весом, что является залогом его предстоящих научных достижений.

Е.В. Скляров награжден различными международными и российскими наградами: медалью ордена «За заслуги перед Отечеством» II степени (2008), медалью «800 лет создания Монгольского государства» (2006), медалью Дружбы (Монголия, 2009), Почетной грамотой РАН (2009), Почетной грамотой губернатора Иркутской области (2012). Имеет почетный знак СО РАН «Серебряная Сигма» (2007) и почетное звание «Заслуженный ветеран СО РАН» (1997).

Друзья, коллеги и ученики тепло поздравляют Е.В. Склярова со славным юбилеем и желают дальнейших успехов в научной и полевой деятельности, открытия новых минералов, создания новых геодинамических карт, юношеского задора, искрометного юмора, крепкого здоровья и творческого долголетия!

К поздравлениям юбиляру присоединяются академики РАН Н.Л. Добрецов, А.Э. Конторович, М.И. Кузьмин, Н.П. Похиленко, А.И. Ханчук, М.И. Эпов, В.В. Ярмолюк, члены-корреспонденты РАН И.В. Гордиенко, Н.А. Горячев, В.С. Шацкий, а также весь коллектив Института земной коры СО РАН и редколлегия журнала «Геодинамика и тектонофизика».



Гладkochуб Дмитрий Петрович, докт. геол.-мин. наук, директор института
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
✉ e-mail: dima@crust.irk.ru

Gladkochub, Dmitry P., Doctor of Geology and Mineralogy, Director of the Institute
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
✉ e-mail: dima@crust.irk.ru



Дорофеева Раиса Петровна, канд. геол.-мин. наук, ученый секретарь
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел.: (3952)426900; e-mail: drf@crust.irk.ru

Dorofeeva, Raisa P., Candidate of Geology and Mineralogy, Secretary for Scientific Affairs
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
664033, Irkutsk, Lermontov street, 128, Russia
Tel.: (3952)426900; e-mail: drf@crust.irk.ru