

СРЕДНЕПОЗДНЕДЕВОНСКИЕ ОСТРОВОДУЖНЫЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РУДНОГО АЛТАЯ

С.В. Сараев, Т.П. Батурина, Н.К. Бахарев, Н.Г. Изох, Н.В. Сенников

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Котляго, 3, Россия*

Охарактеризован вулканогенно-осадочный комплекс средневерхнедевонских отложений на северо-западе Рудного Алтая. Анализ седиментологических процессов, характера проявления и специфики состава вулканизма, петрографического и химического составов осадочных пород позволяет реконструировать палеогеографические и геодинамические обстановки. Выводы авторов подтверждают точку зрения об островодужной природе Рудно-Алтайской зоны в среднепозднедевонскую эпоху. Рассмотрена также альтернативная точка зрения о рифтогенной ее природе.

Рифогенные постройки отнесены к локальным изолированным образованиям, приуроченным к положительным палеовулканическим структурам, возвышающимся над дном в преддуговом бассейне. В обнаженной части рифовой системы преобладают склоновые фации. Обломки рифогенных построек наряду с фрагментами слоев силицитов и кислых вулканитов слагают широко распространенные олистостромовые брекчии. Установлен гумидный тип литогенеза, способствующий, наряду с незначительными колебаниями уровня моря, проявлению карстовых процессов и появлению красноцветности и бокситоподобных пород. Синхронные осадкам вулканиты, слагающие лавовые покровы и слои туфов, относятся главным образом к риолитам и нередко имеют ультракислый состав.

Средний-верхний девон, островная дуга, рифогенные постройки, геохимия вулканитов и терригенных пород, Рудный Алтай.

MIDDLE-LATE DEVONIAN ISLAND-ARC VOLCANOSEDIMENTARY COMPLEXES IN NORTHWESTERN RUDNY ALTAI

S.V. Saraev, T.P. Baturina, N.K. Bakharev, N.G. Izokh, and N.V. Sennikov

A volcanosedimentary complex of Middle-Late Devonian deposits in northwestern Rudny Altai is described. Analysis of sedimentologic processes, the kind of manifestation and specific composition of volcanism, and petrographic and chemical compositions of sedimentary rocks permitted reconstruction of paleogeographic and geodynamic settings, which confirmed the hypothesis of the island-arc nature of the Rudny Altai zone in the Middle-Late Devonian. Also, an alternative variant of its rift nature is considered.

The rift buildings are referred to as local isolated complexes confined to positive paleovolcanic structures rising above the bottom in the fore-arc basin. The denudated part of the rift system is formed mainly by slope facies. Clastics of rift buildings, together with fragments of silicite and felsic-volcanics layers, compose widespread olistostrome breccias. We have established the humid type of lithogenesis, which, together with minor sea level fluctuations, favors karst processes and the formation of red-colored and bauxite-like rocks. The coeval volcanics composing lava nappes and tuff layers are mainly rhyolites and are often of ultrafelsic composition.

Middle-Late Devonian, island arc, rift buildings, geochemistry of volcanics and terrigenous rocks, Rudny Altai

ВВЕДЕНИЕ

Геология Рудного Алтая всегда привлекала внимание исследователей вследствие особенностей геодинамической эволюции и промышленного значения региона. Интерес к разрезам девона на северо-западе Рудного Алтая усилился в последнее десятилетие в связи с подготовкой Девонского Международного совещания в 2005 г. и проведением совместных исследований СО РАН и УрО РАН по интеграционным проектам, охватывающим разрезы девона Полярного, Северного Урала и юга Западной Сибири вблизи границы Западно-Сибирской геосинеклизы (ЗСГ) [Гутак и др., 2000; Умеда и др., 2001; Ключевые..., 2004; Изох и др., 2004; Каньгин и др., 2004; Сараев и др., 2004, 2008; Yolkin et al., 2006; Елкин, Изох, 2010; и др.]. В предлагаемой статье приводятся результаты седиментологического и геохимического изучения разреза девона в 70 км к юго-западу от г. Змеиногорска в бассейне рек Золотуха и Грязнуха (рис. 1).

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА

Согласно [Государственная..., 2001; Гутак и др., 2000; Ключевые..., 2004], разрез сложен давидовской, каменевской, снежиревской и пихтовской свитами, относящимися к верхам среднего и к верхнему девону. К югу от крупного субширотного разлома (см. рис. 1) эти отложения слагают полого наклоненную на юг моноклираль, незначительно осложненную мелкой складчатостью [Государственная..., 2001]. Соотношение описываемой толщи с подстилающими и перекрывающими отложениями согласное.

Нижняя часть сводного разреза начинается давидовской свитой (dv, рис. 2) видимой мощностью около 100 м и вскрывается канавами и в естественных обнажениях в правобережье р. Золотуха (см. рис. 1). Она представлена риолитами, кластолавами риолитов, литокластическими туфами кислого состава, кремненными вулканитами.

В составе нижнекаменевской подсвиты выделяются две пачки. Нижняя из них (kmn_1^1 , см. рис. 2) представлена силицитами, глинистыми силицитами с примесью тефры и остатков радиолярий, аргиллитами с примесью алевритовой тефры и горизонтом олистостромы, содержащей олистолиты силицитов, риолитов и имеющей гравийно-песчаный туффитовый матрикс. Контакт с подстилающей свитой обнажен плохо, он, по-видимому, достаточно резкий.

Верхняя пачка (kmn_1^2 , см. рис. 2) сложена силицитами, глинизированными туфами, туффитами, олистостромовыми брекчиями, градиционно-слоистыми калькаренитами, кальцисиллитами, кремнистыми кальцисиллитами. В составе силицитов появляется шламовый известковый материал. В составе олистостромового горизонта наряду с олистолитами силицитов, тефросилицитов встречаются крупные фрагменты каркасной рифовой постройки.

Согласно залегающая на подстилающих отложениях средняя подсвита каменевской свиты (kmn_2 , см. рис. 2) сложена переслаивающимися радиоляритами, кремнистыми аргиллитами с радиоляриями, алевролитами, потоками риолитов, псефитопсаммитовыми литокластическими туфами риолитов, олистостромовыми брекчиями с олистолитами (до 5 м) радиоляритов, тефросилицитов, эффузивов кислого, реже среднего составов, сульфидно-железисто-кремнистых пород с фауной. В верхней части разреза средней подсвиты по р. Золотуха залегает силлообразное тело долеритов.

Разрез средней подсвиты надстраивается отложениями, вскрывающимися в прирусловой части р. Грязнуха около 1.2 км ниже бывшего с. Раздольное (см. рис. 1, 2). Они сложены псаммитопсефитовыми литокластическими туфами риолитов. Их перекрывают плохо сохранившиеся при современном выветривании красноцветные образования, относящиеся к нижней пачке верхнекаменевской подсвиты (kmn_3^1 , см. рис. 2). Они представляют собой маломощную кору выветривания по кислым вулканитам и сильнобрекчированные красноцветные известняки, обогащенные железисто-глинозёмистым материалом и испытавшими местами пятнистое кремнение.

Вторая (снизу) пачка верхнекаменевской подсвиты (kmn_3^2) в нижней части (нижняя подпачка мощностью 8.5 м, см. рис. 2) сложена биокалькрудитами с обломками (до 0.25 м) фрагментов каркасной рифовой постройки, и сургучно-красным глинисто-известковым матриксом пелитосилтитового, реже аренитового строения. Среди обломков преобладают фрагменты колоний массивных табулят, реже встречаются ветвистые и пластинчатые разновидности кораллов, широко распространены членики криноидей, обособленные раковины

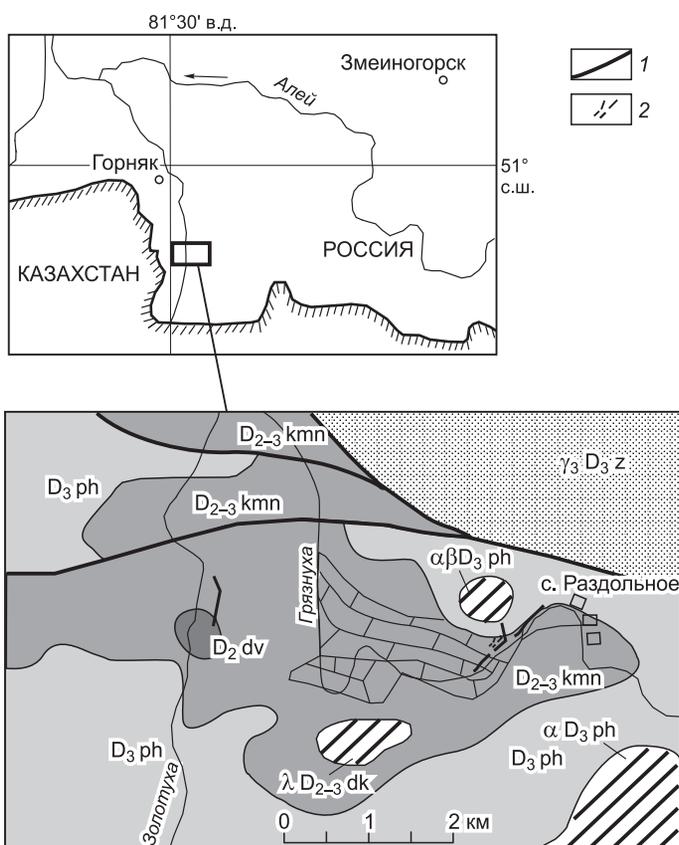


Рис. 1. Схема расположения разрезов девона северо-запада Рудного Алтая, вскрытых по рекам Грязнуха и Золотуха.

Использован фрагмент Государственной геологической карты Российской Федерации М-44-Х м-ба 1:200000 (с упрощением).

1 — линия составления разрезов, 2 — каналы № 441, 442, 446—448.

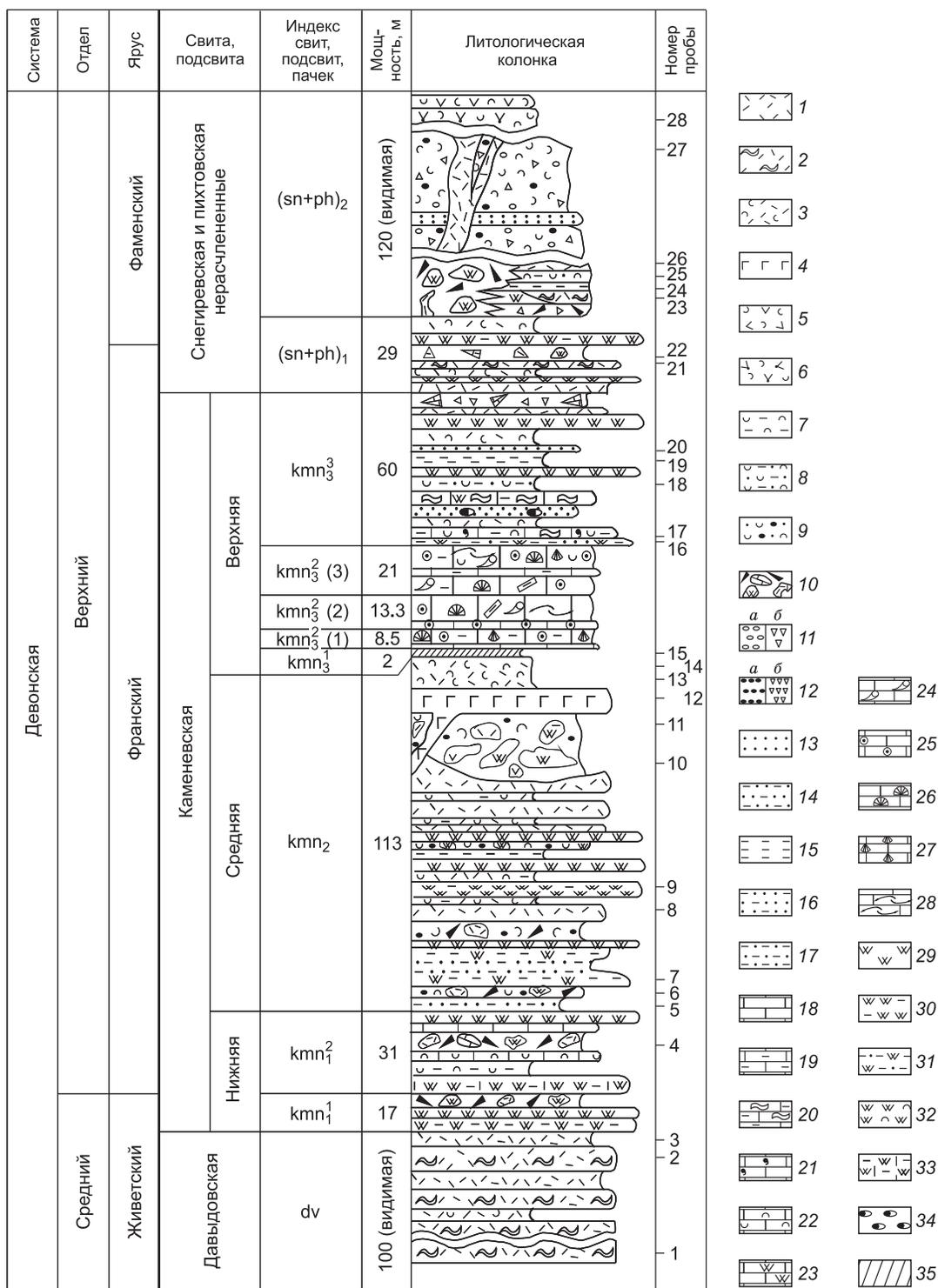


Рис. 2. Сводный разрез среднего—верхнего девона в бассейне рек Золотуха и Грязнуха (северо-запад Рудного Алтая).

1 — риолиты, 2 — лавокластиты риолитовые, 3 — туфы риолитов, 4 — долериты, 5 — туфы андезитов, 6 — туфы трахиандезитов, 7 — туффиты, тефроиды кислые, 8 — туффитовые алевроаргиллиты, 9 — туффитовые гравелитопесчаники, 10 — олистостромовая брекчия с указанием состава олистолитов, 11, 12 — псефитовые породы: 11 — валунно-галечные конгломераты (а), брекчии (б), 12 — гравийные конгломераты (а), дресвяная брекчия (б); 13 — песчаники, 14 — алевролиты, 15 — аргиллиты, 16 — алевропесчаники, 17 — алевроаргиллиты; 18—23 — известняки: 18 — известняки без примесей, 19 — глинистые, 20 — конгломератовидные (сейсмиты), 21 — глауконитсодержащие, 22 — туффитовые, 23 — кремнистые; 24—28 — известняки с включениями фауны: 24 — ругоз, 25 — криноидей, 26 — табулят, 27 — брахиопод, 28 — скелетного детрита; 29—33 — силициты: 29 — силициты без примесей, 30 — глинистые, 31 — алевроитоглинистые, 32 — туффитовые, 33 — глинисто-известково-кремнистые породы; 34 — железомарганцевые конкреции, 35 — кора выветривания.

брахиопод, реже встречаются остракоды, трилобиты, тентакулиты. В верхней части подпачки преобладают криноидные известняки. Довольно редко встречаются обломки бокситоподобных пород железисто-кремнисто-глиноземистого состава. Для нижней подпачки характерно появление крупных каверн с кристификационными корками, заполненными Fe-Al-оксидным материалом.

Средняя подпачка (13.3 м) представлена криноидными калькаренитами внизу и биокалькрудитами (фрагменты рифостроителей размером до 0.3 м) вверху. Преобладают фрагменты колоний табулят, одиночные и колониальные ругозы, встречаются брахиоподы, единичные аммоноидеи. В отличие от нижней подпачки характерно появление деформированных фрагментов слоев красных мергелей.

В верхней подпачке мощностью 21 м внизу преобладают калькрудиты, представленные фрагментами (до 0.3 м) каркасного рифа и пластичными обломками (до 0.15 м) розовых глинистых кальцисилтитов и мергелей, часто с тонкой параллельной и градиационной слоистостью. Среди палеонтологических остатков преобладают массивные и ветвистые табуляты, встречаются ругозы. В матриксе биокалькрудитов преобладают обломки криноидей и красноцветный глинисто-известковый тонкозернистый материал. Иногда появляются мелкие линзы и прослои, по составу отвечающие матриксу и обладающие параллельной и градиационной слоистостью. В самом верху верхней подпачки отмечается переслаивание красноцветных криноидных калькаренитов с примесью кислой тефры с параллельной, градиационной слоистостью и калькрудитов с обломками каркасной рифовой постройки.

Верхняя треть пачки верхнекаменевской подсветы (kmp_3^3 , см. рис. 2) дважды обнажается по правому берегу р. Грязнуха на протяжении 1.2 км ниже по течению от бывшего с. Раздольное (см. рис. 1). Нижняя часть пачки видимой мощностью около 7 м и согласный ее контакт с подстилающими отложениями обнажается в верхней части берегового скального обрыва в 1.2 км от села. Здесь наблюдается чередование отдельных прослоев и пакетов тонкого переслаивания пестроокрашенных вишневых, серых, зелено-серых, белых, светло-желтых, сиреневых, розовых градиационно-слоистых кальцисилтитов, калькаренитов, кальцлютитов с примесью тефры кислого состава, остатков фауны и тонкодисперсного Fe-Al-оксидного материала, а также аргиллитов, седиментационно нарушенных пакетов переслаивания известняков и известково-глинистых пород, силицитов с остатками радиолярий, глинисто-кремнистых, известково-глинисто-кремнистых пород с примесью кислой тефры, кремнистых тефроидов, оползневых брекчий и более редких прослоев градиационно-слоистых песчаников с кремнистым цементом. Во многих прослоях устанавливается глауконит, развивающийся по вулканокластике. Местами остатки фауны с кремнистым скелетом испытали карбонатизацию, нередко этому же процессу подвержены кремнистые породы с появлением пятнистой текстуры. Широким распространением пользуется тонкая градиационная слоистость. Тонкие пакеты седиментационно нарушенного переслаивания известняков и известково-глинистых пород имеют конгломератовидный облик. Породы в зависимости от соотношения вулканогенного и кремнистого компонентов претерпели контрастно различные современные гипергенные преобразования, вплоть до перехода в рыхлое состояние.

Продолжение разреза третьей пачки верхнекаменевской подсветы наблюдается выше по течению р. Грязнуха (канавы 441, 442, 446—448 [Гутак и др., 2000] и в правом борту реки выше по течению), где ее разрез осложнен пликативными и мелкими дизъюнктивными нарушениями. Здесь разрез пачки надстраивается более чем на 50 м такими же пестрыми по составу отложениями. Некоторое отличие заключается в более заметном вкладе в состав отложений тефры кислого и основного составов, в появлении редких прослоев (первые метры) туфов риолитов, одного маломощного прослоя риолитов, а также более многочисленных слоев туффитов. Более отчетливо выражен в этой части разреза горизонт «конгломератовидных» известняков (палеосейсмитов), который в качестве маркирующего слоя хорошо прослеживается в осложненной пликативной тектоникой этой части разреза. Здесь же в нижней части этого фрагмента разреза встречаются черные битумсодержащие пелитоморфные известняки и известковые аргиллиты со сгустками кремнистого вещества, а также биотит-кварц-плагиоклазовые песчаники с кальцитовым цементом. В делювиальных глыбовых свалах, отвечающих задернованному участку разреза, встречены граувакковые гематитизированные, окремненные песчаники и содержащие силикокластику кальцисилтиты с конкреционными образованиями железисто-марганцевого состава.

Распространение известковых пород ограничивается лишь нижней частью описываемого фрагмента разреза, в средней и верхней части его известковый материал присутствует лишь в виде примеси тонкого шлама. Здесь преобладают кремнистые, глинистые породы и туффиты с прослоями оползневых брекчий. Среди брекчиевых обломков преобладают фрагменты слоев известняков, алевролитов, силицитов, кислых вулканитов. В составе силикокластических и обломочных карбонатных пород в отличие от нижней части разреза пачки исчезает глауконит. Широко развиты тонкоградиационная слоистость и кластические дайки. В составе глинистых пород преобладает монтмориллонит.

Выше в разрезе согласно залегает пачка пород мощностью 29 м, условно отнесенная к нижней части нерасчлененных снегиревской и пихтовской свит ($(sn + ph)_1$, см. рис. 2). Она слагает значительную часть сопки со скальным обрывом в правобережье р. Грязнуха к северу от канавы № 441. По дан-

ным [Гутак и др., 2000], отложения пачки относятся уже к низам пихтовской свиты, залегающей с размывом на отложениях каменевской свиты (снегиревская свита по их данным отсутствует). Этот вывод сделан, по-видимому, на основании ошибочного отнесения к базальным конгломератам крупных линзовидных выклинивающихся по простиранию тел внутриформационных седиментационных олистостромов. Грубообломочный материал олистостромов резко контрастирует с замещающими их по простиранию фоновыми сравнительно глубоководными глинисто-кремнистыми отложениями. По данным [Умеда и др., 2001], этот фрагмент разреза предположительно рассматривается в составе снегиревской свиты.

Пачка представлена переслаивающимися потоками риолитов мощностью в первые метры и слоев литокластических, кристалло-литокластических туфов риолитов псаммитовой структуры с более редкими прослоями алевропелитовых, пелитовых туфов, силицитов и оползневых брекчий. Силициты содержат остатки радиолярий и примесь тонкого известкового шлама, а также кислой тефры, имеющей градиционный характер распределения. Единичные прослои сложены кальцисилитами с примесью тефры, глауконита и остатков фауны (в том числе радиолярий и кремнистых спикул). В средней части пачки расположено четыре сближенных слоя (от долей до 2 м) кластолав риолитов (по классификации [Петрографический..., 2009]) — фрагментированных лавовых потоков с редкими включениями силицитов, туфов, по простиранию переходящих в псефитовые туфы и туффиты с обломками размером от первых сантиметров до 1.5 м. В псефитовых туффитах местами наблюдается грубая градиционная слойчатость. Подстилающие кластолаву слои туфов и силицитов седиментационно деформированы и нередко частично эродированы.

Верхняя пачка нерасчлененных снегиревской и пихтовской свит ((sn + ph)₂, см. рис. 2) видимой мощности более 120 м без резкой границы залегает на подстилающих отложениях. Она сложена чередующимися слоями мощностью 1—8 м олистостромовых гравелитобрекчий, риолитовых тефроидов, туффитов, потоками риолитов и более редкими прослоями (1—3 м) силицитов, алевроаргиллитов, градиционно-слойчатых полевошпат-кварцевых песчаников с примесью обломков криноидей. Тела олистостромов нередко имеют прерывисто-пластовую и линзовидную форму с изменчивой мощностью (от 4 до 8 м) и незначительной (десятки метров) протяженностью. Они могут по простиранию «вытеснять» из разреза фоновые отложения (силициты, алевроаргиллиты, туффиты). Преобладающие олистолиты в них представлены изометричными, иногда округлыми обломками силицитов, крупными (до 1.5 м) деформированными фрагментами их слоев, а также слоистыми кремнисто-терригенными породами, кислыми туфами, риолитами. Матрикс сложен алевроитопесчано-гравийной массой, состоящей из обломков силицитов, кварца, полевых шпатов, риолитов, туфов, фрагментов скелетов карбонатной фауны (преобладают членики криноидей).

Широко распространенные прослои тефроидов риолитов содержат преобладающие неокатанные и полуокатанные несортированные обломки псаммитовой и псефитовой размерности риолитов, туфов, измененной пемзы. Среди редких обломков встречаются силициты, радиоляриты, известняки, фрагменты скелетов фауны известкового состава. В разрезе наблюдаются субсогласные и рвущие тела кварцевых порфиров прижерловой вулканической фации. В верхней части пачки залегают туфы андезитов и трахиандезитов.

ПЕТРОГРАФИЯ ВУЛКАНИТОВ

Вулканогенные породы изученных разрезов представлены несколькими фациальными разновидностями: эффузивами, туфами, тефроидами и туффитами, а также субвулканическими образованиями. Характерной чертой разреза является резкое преобладание среди вулканитов пород кислого состава. Эффузивная часть разреза представлена субаквальными потоками риолитов, которые приурочены преимущественно к нижней части живет-франских отложений (р. Золотуха). Риолиты в подводных обстановках нередко подвержены гидротермально-метасоматическим изменениям, выражающимся, как правило, в окремнении. Они часто содержат каверны выщелачивания. Риолиты обладают порфировым строением, основная масса кварц-полевошпатового состава характеризуется фельзитовой, микроаплитовой, изредка микропиклитовой структурой. В них наблюдается флюидально-полосчатая, локально шпирово-такситовая текстуры. Вкрапленники, составляющие первые проценты, редко до 10—15 %, образованы округлыми выделениями кварца и панидиоморфными фенокристаллами и гломеросростками олигоклаза, олигоклаз-андезина. Плаггиоклазы мутные из-за интенсивной пелитизации. Основная масса обычно содержит микрочешуйчатый хлорит, серицит, сыпь лейкоксена и вкрапленность магнетита. Акцессорная составляющая представлена кристаллами циркона, сфена, апатита.

В средней части сводного разреза вскрываются субвулканические микродолериты. Они обладают слабовыраженным порфировидным строением и микродолеритовой структурой. К первичным образованиям относятся ксеноморфные и слабоудлиненные выделения клинопироксена и индивиды плаггиоклаза, которые теряют свои кристаллографические очертания из-за широкого распространения микрокристал-

лических агрегатов карбоната, хлорита, актинолита. Породы содержат равномерную тонкую вкрапленность магнетита.

Значительно шире в разрезе представлены вулканокластические образования: туфы, тефроиды, а также туффиты. Во всех этих породах вулканогенная составляющая, как правило, имеет кислый состав. Туфы риолитов — литокластические, кристалло-литокластические породы, по размеру обломков они соответствуют псаммопсефитовым, псаммитовым разновидностям. Они испытали неравномерное, часто значительное по масштабам окремнение. Обломочная часть туфов представлена угловатыми литокластами порфириновых и афировых риолитов и более редкими кристаллокластами кварца, плагиоклазов и калишпатов. В обломках наблюдаются тонкопузыристая и полосчато-флюидальная текстуры. В составе пирокластики присутствовало кислое вулканическое стекло, на что указывают пузыристое строение отдельных сильноизмененных обломков и рогульчатая форма пепловых частиц.

Содержание пирокластики и цементирующей массы в туфах колеблется в пределах 50—75 и 25—50 % соответственно. Тонко-, криптокристаллический кремнистый цемент подобен фельзитовой основной массе кислых вулканитов в литокластах, поэтому они не всегда различимы между собой. Характерными чертами является развитие в литокластах серицита, гидрослюдисто-хлоритовых, пелитовых агрегатов, сыпи лейкоксена, а также общая кальцитизация.

Пирокластический материал в туффитах и тефроидах разбавлен биогенным кремнистым веществом, характерным для фоновой седиментации. Подобно туфам в их состав входят литокласты кислых вулканитов, кристаллокласты кварца и полевых шпатов, а также тонкомелкооскольчатая примесь витрокластики рогульчатой, серповидной формы. В связующей тонкокристаллической кварцевой или халцедоновой криптокристаллической кремнистой массе иногда наблюдаются теньевые реликты редких радиолярий.

СЕДИМЕНТОЛОГИЯ

Среди осадочных пород наибольшим распространением пользуются известняки, кремнистые породы, песчаники, алевролиты, аргиллиты, олистостромовые брекчии.

Первые прослои известняков в изученном сводном разрезе (см. рис. 2) появляются во второй пачке нижнекаменевской подсвиты, где они слагают редкие градационные слои калькаренитов и кальцилтитов. В виде крупных олистолитов рифогенной каркасной постройки они встречаются также в составе полимиктовой олистостромы. Калькарениты и кальцилтиты содержат примесь рогульчатых обломков хлоритизированного стекла и тонкокристаллической основной массы кислых эффузивов, кристаллов вулканического кварца, кальцитизированных радиолярий, тонкостенных мелких раковин. В их составе встречаются сгустки и линзочки кремнистого материала. Перечисленные признаки указывают на сравнительно глубоководный, бассейновый характер прослоев калькаренитов и кальцилтитов. Карбонатный материал при их формировании эпизодически поступал в виде турбидитовых потоков из гипсометрически вышерасположенной области развития рифогенных построек и сопровождающих их обломочных шлейфов.

Наиболее широко развиты известняки в верхней подсвите каменевской свиты, они относятся к Раздольнинскому органогенному массиву [Гутак и др., 2000]. По нашим данным, в правобережье р. Грязнуха, ниже бывшего с. Раздольное, обнажаются карбонатные отложения, представляющие склоновые фации рифовой системы. Здесь преобладают калькрудиты с калькаренитовым, кальцилтитовым и пелитоморфным глинисто-известковым красноцветным матриксом. Окатанность обломков всех размеров и «промытость» карбонатных отложений невысокие. Часто карбонатные отложения представляют собой олистостромовые оползневые брекчии, где в качестве олистолитов присутствуют не только крупные обломки рифогенной постройки, но и деформированные фрагменты слоев тонкослоистых красноцветных мергелей, кальцилтитов, кальцлютитов. Здесь, в составе карбонатных отложений, фиксируется как минимум три уровня развития «шлейфовых» рудитов и карбонатных мономиктовых олистостромовых брекчий, отвечающих, по-видимому, оживлению палеотектонической обстановки.

В составе обломков калькаренитов преобладает биокластовый материал. Наиболее часты криноидные разновидности калькаренитов, слагающие в верхней части градационные турбидитовые прослои. Силикокластическая примесь алевропесчаной размерности здесь встречается достаточно редко и крайне неравномерно, концентрируясь в определенных прослоях. Она представлена неокатанными обломками оплавленного вулканического кварца, риолитов, хлопьевидными хлоритизированными, ожелезненными частицами и, по-видимому, отвечает эпизодам усиления вулканической эксплозивной активности. Кроме этого, необходимо отметить присутствие в изменчивых количествах токодисперсного железисто-глиноземистого материала, окрашивающего карбонатные породы в кирпично-красный цвет различных оттенков. При этом наиболее высокие содержания его фиксируются в крупных обломках слойчатых известковых аргиллитов и мергелей, встречающихся в составе олистостромовых карбонатных брекчий. Здесь же были встречены единичные обломки бокситоподобных железисто-глиноземистых пород.

Встречаемые в карбонатных породах остатки фауны и крупные фрагменты каркасных рифовых образований находятся в переотложенном состоянии.

Немаловажное значение для выяснения последовательности процессов литогенеза имеет установление среди отложений описываемой карбонатной пачки признаков палеогипергенеза. Палеокарстовые процессы находят выражение в появлении каверн растворения, заполненных зональными инкрустационными образованиями позднего кальцита и частично или полностью остаточным железисто-глиноземистым материалом (кольматационная, остаточная карстовая глинка). Красноцветный остаточный глиноземистый материал нередко встречается в парагенезисе с карбонатной мукой и железисто-кремнисто-глиноземисто-карбонатными новообразованиями. Проявление карстовых процессов отмечается в отложениях нижней пачки верхнекаменевской подсвиты и в средней части второй ее пачки. Они были вызваны сравнительно кратковременными подъемами рифовой системы выше уровня моря и накоплением палеокарстовых зачаточных бокситоподобных образований. Позднее, с очередным подъемом уровня моря и возобновлением рифообразующих процессов этот материал размывался и рассеивался, окрашивая карбонатные породы в красный цвет.

В верхней части верхней подсвиты каменевской свиты (kmp_3^3) известняки встречаются главным образом внизу этого фрагмента разреза и по облику значительно отличаются от подстилающих карбонатных пород (kmp_3^3). Преобладают кальцилиты и пелитоморфные разности, как правило, с включениями остатков тонкостенных непемещенных мелких раковин, иногда с примесью углеродистого вещества, окрашивающего породу в черный цвет. В них наряду с глинистым веществом появляются мелкие прослои с неотчетливыми границами, линзочки и сгустки кремнистого ила, остатки кальцитизированных радиолярий, кремнистых спикул. При этом смешанные кремнисто-карбонатные отложения несут черты как первично седиментационного происхождения, так и диагенетических процессов, связанных с карбонатизацией первично-кремнистых илов.

Среди других разновидностей карбонатных пород этой части разреза необходимо отметить турбидитовые биокалькареныты, «конгломератовидные» известняки и более редкие кальцилиты с включениями, близкими к железо-марганцевым конкрециям. Для описываемых пород часто наблюдается проявление нормальной мелко-, тонкоградационной и параллельной слойчатости. Все разновидности известняков этой части разреза, по-видимому, формировались при замедленной седиментации в сравнительно глубоководной части бассейна. В силу этого, в отличие от подстилающих карбонатных отложений, они чаще и в больших количествах содержат примесь тонкообломочной кислой тефры эолового разноса, представленной дипирамидальными кристаллами вулканического кварца, хлопьевидными частицами измененной стекловатой массы и нередко биотита. При этом биотит из-за тонколистоватого облика обломков обладает повышенной «плавучестью» и большой дальностью переноса. Его крупные по площади, но очень тонкие пластинки нередко концентрируются в прослоях тонкозернистых кальцилитов. В карбонатных породах этого уровня достаточно часто встречается также глауконит.

Как уже отмечалось выше, для описываемых отложений характерной особенностью становится появление своеобразных карбонатных отложений — «конгломератовидных» известняков. Они сложены седиментационными будинами сравнительно чистых кальцилитовых известняков, заключенных в глинисто-известковом, известково-глинистом матриксе. Проблема происхождения подобных отложений неоднократно обсуждалась в литературе [Greiling, 1967; Патрунов, 1988; Кузнецов, 2002; Monterat et al., 2007; Fortuin, Dabrio, 2008]. В описываемом разрезе происхождение подобных пород связывается с седиментационным нарушением ритмично переслаивающихся кальцилитов (кальцилитолитов) и глинистых их разностей. Первые содержат тонкостенные непемещенные остатки карбонатной фауны, радиолярии и примесь тонкой тефры, отвечая замедленной фоновой седиментации, вторые обладают градационной слойчатостью и несут черты дистальных глинисто-карбонатных турбидитов. В результате палеосейсмических толчков в бассейновой обстановке с достаточно плоским дном происходит дезинтеграция слаболитифицированных чистых карбонатных прослоев практически без значительного их перемещения (седиментация развивается на плоском дне, исключая оползневые процессы) и проникновение в промежутки между седиментационными будинами глинисто-известкового более пластичного материала соседних слоев, приобретающего роль цемента. При этом нередко возникают микродайки глинисто-карбонатного состава.

Кремнистые породы в составе общего разреза образуют прослои от первых сантиметров до 9 м. К ним относятся довольно редкие чистые пелитоморфные силициты без примеси глинистого или вулканогенного материала, а также глинистые, глинисто-алевритистые, известковисто-глинистые, известковистые силициты, тефросилициты (туффитовые силициты), а также очень редкие линзовидные прослои гидротермально-осадочных кремнистых пород. Кремнистые породы, соответствующие эпизодам преобладания биогенно-кремнистой и терригенно-биогенной фоновой замедленной седиментации, встречаются по всему разрезу как в живет-франских, так и в фран-фаменских отложениях. Кроме того, биогенно-кремнистые породы в виде крупных уплощенных фрагментов слоев и более мелких изометричных их обломков присутствуют среди олистостромовых отложений.

Тонко-, криптокристаллическое вещество силицитов имеет первоначально биогенную природу, подтверждением этому является присутствие редких или многочисленных остатков нередко хлоритизированных или кальцитизированных радиолярий округлой или конической (башневидной) формы и их шипов, а также более редких фрагментов спикул кремнистых губок. Локально кремнистые органические остатки встречаются в породообразующих количествах, формируя прослои радиоляритов. Не исключено, что часть прослоев биогенных силицитов могла утратить признаки биогенного строения в ходе катагенетических преобразований. В известковистых разностях силицитов совместно с кальцитизированными радиоляриями наблюдаются фрагменты тонкостенных известковых раковин. Силициты содержат неравномерно распределенную примесь тонкой тефры в виде хлоритизированных «хлопьев» пепла, оплавленных обломков вулканического кварца и плагиоклаза тонкопесчаной и алевритовой размерности. Тонкая хлоритизированная примесная тефра в некоторых слоях силицитов характеризуется градационным распределением. Наблюдаются единичные седиментационно деформированные слои силицитов, включающие нептунические дайки песчаного состава. Глыбовые фрагменты слоев и обломки силицитов валунно-галечной размерности присутствуют в составе олистостромовых брекчий. Среди экзотических олистолитов встречены обломки железисто-кремнистых образований «подводных курильщиков?» с обилием крупных конусовидных радиолярий. В.И. Черновым «инъекции» кремнистых илов, содержащих радиолярии, описывались в перекрывающих илы кислых вулканических породах [Чернов, 1974].

Среди обломочных пород общего разреза широко распространены крупнообломочные брекчии, конгломератобрекчии, брекчиевые гравелиты, входящие в состав олистостромовых комплексов. Гравелиты и песчаники нередко с туфогенной примесью часто являются матриксом в олистостромах, реже образуют отдельные слои. Алевролиты и алевритовые аргиллиты образуют обособленные слои.

В разрезе присутствуют олистостромовые брекчии как со смешанным составом обломков, так и сравнительно однородного состава. Первые более характерны для живет-франских отложений (разрез по р. Золотуха), где неокатанные, полуокатанные и окатанные обломки валунно-галечной размерности представлены риолитами и силицитами (в том числе радиоляриевыми либо туффитовыми разновидностями). Мощности слоев брекчий здесь варьируют в пределах от 1.5 до 6.5 м. Матриксом служит гравийно-песчаный материал преимущественно литокластового состава. Обломки в отдельных слоях обнаруживают отчетливое градационное распределение и дифференциацию по составу: в нижних частях нередко преобладают силициты, а вверху — вулканыты. Вблизи известняковых карьеров в одном из разрезов олистострому размер олистолитов известняков достигал нескольких метров. Не исключено, что олистоплаковую природу имели также крупные тела рифогенных известняков, выработанных карьерами.

Песчаники и алевролиты появляются в составе отложений среднекаменевской и верхнекаменевской (третья пачка) подсвит, а также среди отложений снегиревской и пихтовской свит.

В среднекаменевской подсвите песчаники встречаются в ассоциации с олистостромами. Они, как правило, являются матриксом олистостромов и иногда слагают самостоятельные прослои и кластические дайки. Это несортированные от мелкозернистых до грубозернистых с примесью гравийных обломков вулканомиктовые породы с неокатанными и полуокатанными обломками, представленными преобладающими литокластами риолитов, редко базальтоидов. В меньшем количестве встречается вулканогенный кварц, плагиоклаз, литокласты алевролитов, глинисто-кремнистых пород, силицитов. Местами появляется базальный кремнистый цемент.

Песчаники верхнекаменевской подсвиты также относятся к вулканомиктовому типу, в разных слоях они могут достаточно резко различаться по составу. Среди них выделяются три наиболее распространенные разновидности: 1 — с преобладанием в составе обломков плагиоклазов с примесью вулканогенного кварца и биотита (кварц встречается иногда в количествах менее 1 %); 2 — с преобладанием обломков кислых вулканытов с примесью вулканогенного кварца, литокластов силицитов, обломков криноидей; 3 — с преобладанием литокластов базальтоидов с примесью обломков осадочных пород при полном отсутствии кварца. Более редки полевошпат-кварцевые песчаники с примесью биотита, литокластов кислых вулканытов, хлоритизированных пород и акцессорного циркона. Обломки, как правило, полуокатанные, неокатанные, в качестве цемента выступают кремнистое вещество, кальцит, агрегаты хлорита, монтмориллонита, гематита. Наряду с прослоями с плохой сортировкой, встречаются хорошо сортированные разности.

Песчаники и алевролиты снегиревской и пихтовской свит представлены литит-полевошпатовыми, полевошпат-лититовыми, кварц-полевошпат-лититовыми разновидностями с преобладающим кремнистым цементом. Среди литокластов наиболее распространены силициты, измененные вулканыты. В верхней части разреза в парагенезисе с олистостромами отмечаются несортированные вулканомиктовые полевошпат-лититовые песчаники с неокатанными и полуокатанными обломками с кремнистым цементом. Этот же песчаный материал слагает матрикс олистостромом. Среди литокластовых обломков широко развиты риолиты, силициты, биогенные известковые породы, членики криноидей. Самостоятельные прослои слагают плагиоклаз-кварцевые песчаники с примесью обломков криноидей с кремнистым це-

Таблица 1. Химический (мас. %) и редкоземельный составы (г/т) вулканитов северо-запада Рудного Алтая

| Компонент | Номер пробы | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|-------------|--------|--------|---------|---------|---------|--------|--------|--------|---------|---------|---------|
| | 1 | 2 | 3 | 8 | 11 | 12 | 13 | 14 | 21 | 22 | 23 | 26 |
| SiO ₂ | 83.93 | 83.24 | 87.75 | 70.90 | 50.11 | 52.93 | 79.50 | 79.16 | 71.12 | 78.00 | 79.66 | 78.28 |
| TiO ₂ | 0.066 | 0.052 | 0.041 | 0.209 | 1.510 | 0.617 | 0.082 | 0.049 | 0.156 | 0.090 | 0.095 | 0.102 |
| Al ₂ O ₃ | 9.45 | 7.90 | 5.98 | 14.63 | 16.93 | 15.63 | 11.32 | 9.76 | 12.04 | 12.10 | 11.41 | 11.910 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.01 | 1.55 | 0.70 | 2.20 | 10.36 | 10.15 | 1.64 | 1.36 | 2.33 | 1.38 | 1.40 | 2.57 |
| MnO | < 0.03 | < 0.03 | < 0.03 | 0.039 | 0.14 | 0.146 | 0.03 | 0.033 | 0.084 | 0.035 | < 0.03 | 0.032 |
| MgO | 0.21 | 0.58 | 0.23 | 1.95 | 5.49 | 4.92 | 0.43 | 0.41 | 0.89 | 0.22 | < 0.1 | 0.20 |
| CaO | 0.63 | 0.54 | 0.63 | 0.43 | 7.79 | 8.64 | 0.27 | 1.11 | 3.14 | 0.32 | 0.18 | 0.16 |
| Na ₂ O | 2.83 | 3.97 | 3.35 | 7.37 | 1.96 | 2.50 | 4.86 | 4.24 | 2.95 | 5.98 | 4.97 | 4.86 |
| K ₂ O | 0.65 | 0.60 | 0.39 | 0.18 | 0.41 | 0.47 | 0.48 | 1.68 | 2.88 | 0.22 | 0.45 | 0.35 |
| P ₂ O ₅ | < 0.03 | < 0.03 | < 0.03 | 0.031 | 0.213 | 0.089 | < 0.03 | < 0.03 | < 0.03 | < 0.03 | < 0.03 | < 0.03 |
| П.п.п. | 1.20 | 1.55 | 1.02 | 2.31 | 4.94 | 3.98 | 1.34 | 2.14 | 4.29 | 1.41 | 1.50 | 1.39 |
| Сумма | 100.00 | 99.99 | 100.12 | 100.26 | 99.88 | 100.08 | 99.97 | 99.98 | 99.94 | 99.76 | 99.69 | 99.87 |
| Sc | 5.2 | 4.2 | 3.1 | 14.5 | 35.8 | 49 | 9.5 | 5.9 | 10.7 | 9.0 | 7.7 | 9.7 |
| Cr | 11 | 28 | 26 | 9 | 194 | 75 | 4.6 | 16 | 14 | 10 | 14 | 9 |
| Co | 0.97 | 1.65 | 1.48 | 1.57 | 45 | 35.6 | 0.98 | 1.11 | 2.72 | 0.83 | 0.82 | 0.91 |
| Rb | 17 | 13 | 7 | He обн. | 11 | He обн. | 13 | 38 | 56 | 5 | 6 | 6 |
| Sr | 96 | 123 | 98 | 111 | 298 | » | 70 | 75 | 138 | He обн. | He обн. | He обн. |
| Cs | 0.23 | 0.18 | 0.08 | 0.13 | He обн. | » | 0.35 | 0.43 | 1.24 | 0.24 | 0.20 | 0.19 |
| Ba | 129 | 189 | 124 | 138 | 169 | 90 | 111 | 348 | 602 | 62 | 188 | 72 |
| La | 24.1 | 17.7 | 12.6 | 18 | 13.9 | 7.8 | 16.8 | 19.2 | 17.4 | 15.3 | 20.6 | 21.5 |
| Ce | 45 | 34 | 24.5 | 37.2 | 31.5 | 15.7 | 36.5 | 32 | 38 | 35 | 41 | 43 |
| Nd | 19 | 17 | 11.5 | 19.1 | 18.2 | 8.9 | 21.5 | 20 | 27 | 22 | 21 | 22 |
| Sm | 4.5 | 3.66 | 2.53 | 4.59 | 5.21 | 2.61 | 6.21 | 5.56 | 8.76 | 6.1 | 6.11 | 6.5 |
| Eu | 0.66 | 0.57 | 0.35 | 0.96 | 1.69 | 0.8 | 0.83 | 0.53 | 1.33 | 0.65 | 0.92 | 0.99 |
| Gd | 5.4 | 4.3 | 3 | 5.5 | 5.6 | 3.1 | 7.8 | 6.2 | 11.6 | 8.7 | 7.0 | 7.4 |
| Tb | 0.953 | 0.624 | 0.473 | 0.988 | 0.974 | 0.547 | 1.365 | 1.054 | 2.080 | 1.560 | 1.155 | 1.43 |
| Yb | 4.86 | 2.80 | 2.05 | 4.48 | 3.45 | 2.42 | 6.5 | 4.80 | 7.1 | 7.6 | 4.28 | 5.8 |
| Lu | 0.761 | 0.426 | 0.312 | 0.682 | 0.492 | 0.365 | 1.033 | 0.751 | 1.038 | 1.133 | 0.634 | 0.862 |
| Hf | 2.76 | 2.10 | 1.78 | 5.15 | 4.14 | 1.70 | 4.75 | 4.18 | 4.96 | 4.97 | 5.31 | 5.5 |
| Ta | 0.454 | 0.348 | 0.291 | 0.5 | 0.484 | 0.117 | 0.49 | 0.384 | 0.54 | 0.521 | 0.512 | 0.535 |
| Th | 8.3 | 6.2 | 5.1 | 8.4 | 2.3 | 1.6 | 6.5 | 6.1 | 7 | 7.4 | 7.6 | 7.6 |
| U | 2.5 | 1.9 | 1.20 | 3.0 | 0.83 | 0.66 | 2.1 | 1.76 | 1.9 | 2.1 | 2.25 | 2.10 |

Примечание. 8 — риолит, 21—22 — риолитовые лавокластиты, 23, 26 — кварцевые порфиры, 11, 12 — долериты, 1—3, 13, 14 — туфы риолитов. Анализы выполнены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН рентгенофлюоресцентным (аналитики А.Д. Киреев, Н.М. Глухова), инструментальным нейтронно-активационным (аналитик В.С. Пархоменко) методами. He обн. — содержание ниже предела обнаружения. Номера проб в таблице соответствуют номерам проб на рис. 2.

ментом и кварц-полевошпат-лититовые разновидности с кремнистым цементом. В составе литокластов последних преобладают вулканиты кислого состава.

Вышеприведенные данные указывают на значительную изменчивость состава обломков песчаников, что свидетельствует о существовании в пределах бассейна большого количества локальных эдафогенных источников обломков, а также непостоянного влияния различного по составу вулканизма, синхронного осадконакопленению.

По петрографическим данным бывает достаточно трудно отличить вулканомиктовые песчаники от туфов и тефроидов, часто встречающихся в разрезе, в силу слабой окатанности обломков, в том числе и осадочных литокластов. По косвенным признакам это можно сделать с помощью петрохимических характеристик [Юдович, Кетрис, 2000]. Содержания TiO₂ в песчаниках по сравнению с туфами и тефроидами должны увеличиваться за счет природного шлихования титансодержащих минералов, что отражено в табл. 1 и 2. Характерной чертой песчаников верхней части разреза является отсутствие глауконита, часто встречаемого в нижней его части.

Таблица 2. Химический состав (мас. %) осадочных пород северо-запада Рудного Алтая

| Компонент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
|--------------------------------------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|
| | A-171 | B-45 | B-59 | B-61 | B-76 | B-97A | A-10 | A-45 | A-51 | A-88 | A-90 | A-101 | A-167 | B-64 |
| SiO ₂ | 84.08 | 57.32 | 79.25 | 74.72 | 71.18 | 65.09 | 51.03 | 56.45 | 60.45 | 53.73 | 60.43 | 59.9 | 51.82 | 68.35 |
| TiO ₂ | 0.05 | 0.584 | 0.184 | 0.275 | 0.257 | 0.478 | 0.488 | 0.445 | 0.722 | 0.533 | 0.545 | 0.766 | 0.688 | 0.589 |
| Al ₂ O ₃ | 7.62 | 18.29 | 9.67 | 11.06 | 9.66 | 14.52 | 21.7 | 17.96 | 16.92 | 16.94 | 13.85 | 13.1 | 17.06 | 13.02 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.03 | 8.28 | 2.58 | 4.43 | 9.57 | 7.24 | 7.75 | 10.36 | 6.68 | 5.79 | 6.07 | 6.77 | 7.56 | 5.56 |
| MnO | 0.031 | 0.114 | 0.032 | 0.033 | 0.052 | 0.09 | < 0.03 | 0.042 | < 0.03 | 0.04 | 0.042 | 0.076 | 0.059 | 0.047 |
| MgO | 0.71 | 2.8 | 0.99 | 1.32 | 1.79 | 2.62 | 1.62 | 1.79 | 2.13 | 2.72 | 3.15 | 2.91 | 2.39 | 2.38 |
| CaO | 0.25 | 1.13 | 0.43 | 0.51 | 0.24 | 0.52 | 2.57 | 1.39 | 1.92 | 4.24 | 3.09 | 4.3 | 4.65 | 0.64 |
| Na ₂ O | 0.87 | 2.45 | 2.38 | 2.41 | 2.26 | 2.99 | 2.2 | < 0.3 | < 0.3 | 0.94 | 1.65 | 3.27 | 1.07 | 0.37 |
| K ₂ O | 1.71 | 3 | 1.5 | 1.25 | 1.69 | 0.99 | 2.25 | 3.42 | 3.45 | 2.06 | 2.09 | 1.34 | 5.7 | 2.35 |
| P ₂ O ₅ | < 0.03 | 0.113 | 0.037 | 0.059 | 0.053 | 0.262 | 0.095 | < 0.03 | 0.162 | 0.07 | 0.061 | 0.145 | 0.098 | 0.098 |
| Ва | 0.029 | 0.051 | 0.033 | 0.027 | 0.03 | 0.014 | 0.012 | 0.02 | 0.027 | 0.034 | 0.027 | 0.025 | 0.058 | 0.048 |
| П.п.п. | 2.64 | 6.02 | 3.02 | 3.82 | 3.76 | 4.72 | 10.59 | 8.46 | 7.4 | 12.48 | 8.51 | 8.21 | 9.12 | 6.34 |
| Сумма | 100.01 | 100.16 | 100.11 | 99.91 | 100.55 | 99.53 | 100.32 | 100.35 | 99.85 | 99.58 | 99.52 | 100.8 | 100.27 | 99.79 |
| СИА | 66 | 71 | 60 | 64 | 62 | 67 | 76 | 80 | 81 | 79 | 71 | 65 | 65 | 75 |
| ГМ | 0.12 | 0.48 | 0.16 | 0.21 | 0.27 | 0.34 | 0.59 | 0.51 | 0.45 | 0.43 | 0.34 | 0.33 | 0.49 | 0.28 |
| ТМ | 0.065 | 0.032 | 0.019 | 0.025 | 0.027 | 0.033 | 0.022 | 0.025 | 0.036 | 0.031 | 0.039 | 0.058 | 0.04 | 0.045 |
| ЖМ | 0.25 | 0.44 | 0.27 | 0.39 | 0.99 | 0.48 | 0.35 | 0.57 | 0.32 | 0.33 | 0.42 | 0.49 | 0.43 | 0.41 |
| ФМ | 0.03 | 0.16 | 0.05 | 0.08 | 0.16 | 0.15 | 0.18 | 0.21 | 0.14 | 0.14 | 0.15 | 0.14 | 0.19 | 0.12 |
| K ₂ O + Na ₂ O | 2.64 | 5.98 | 4 | 3.81 | 4.09 | 4.1 | 5.09 | 3.87 | 3.78 | 3.66 | 4.26 | 5.32 | 7.77 | 2.92 |
| НКМ | 0.34 | 0.3 | 0.4 | 0.33 | 0.76 | 0.27 | 0.2 | 0.19 | 0.18 | 0.18 | 0.27 | 0.35 | 0.4 | 0.21 |
| АМ | 0.09 | 0.32 | 0.12 | 0.15 | 0.14 | 0.22 | 0.42 | 0.32 | 0.33 | 0.31 | 0.23 | 0.22 | 0.33 | 0.19 |
| ЩМ | 0.51 | 0.82 | 1.58 | 1.93 | 1.34 | 3.02 | 0.98 | 0.03 | 0.03 | 0.46 | 0.79 | 2.43 | 0.19 | 0.16 |

Примечание. Анализы выполнены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН рентгенофлуоресцентным методом (аналитики А.Д. Киреев, Н.М. Глухова). Номера проб в таблице соответствуют номерам проб на рис. 2.

1—6 — песчаники, алевролиты, 7—14 — аргиллиты. СИА — индекс химического выветривания [Nesbitt, Young, 1982]. $(Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)) \cdot 100$. Петрохимические модули Я.Э. Юдовича [Юдович, Кетрис, 2000]: ГМ — гидролизатный $(TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + MnO) / SiO_2$, ТМ — титановый TiO_2 / Al_2O_3 , ЖМ — железистый $(Fe_2O_3 + FeO + MnO) / (TiO_2 + Al_2O_3)$, ФМ — фемический $(Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO) / SiO_2$, НКМ — нормативной щелочности $(Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$, АМ — алюмокремниевый Al_2O_3 / SiO_2 , ЩМ — щелочной Na_2O / K_2O .

Аргиллиты встречаются в составе нижней, средней и верхней подсвит каменевской свиты, а также в пихтовской свите. Они образуют маломощные прослои, как правило, в той или иной степени обогащенные кремнистым, алевритовым, карбонатным веществом и синхронной осадконакоплению тонкой тефрой. Распределение наиболее распространенной примеси кремнистого вещества неравномерное, в аргиллитах часто встречаются также остатки радиолярий и мелких тонкостенных неперемещенных известковистых раковин. В составе аргиллитов постоянно присутствует монтмориллонит, реже гидрослюда и хлорит.

ГЕОХИМИЯ ВУЛКАНИТОВ

Наиболее представительные анализы вулканитов приведены в табл. 1. Часть силикатных анализов, вынесенных на диаграмму TAS (рис. 3), в таблице не приведены. Синхронные осадкам вулканиты, слагающие лавовые покровы и слои туфов, относятся к риолитам, причем часть анализов принадлежит к ультракислым породам (силекситам) (см. табл. 1, рис. 3) с содержанием SiO₂, достигающими 80 %, подтверждая установленный ранее [Чернов, 1974; Гасков и др., 1999] суперкислый характер риолитов Рудного Алтая. Повышенная кислотность эффузивов усиливается в связи с ранним их окварцеванием за счет поствулканической переработки еще стекловатых пород [Чернов, 1974]. В туфах риолитов повышенная кремнекислотность обусловлена также появлением местами гидрохимического кремнистого цемента. Нередко лавовые потоки риолитов чередуются в разрезе с прослоями силицитов.

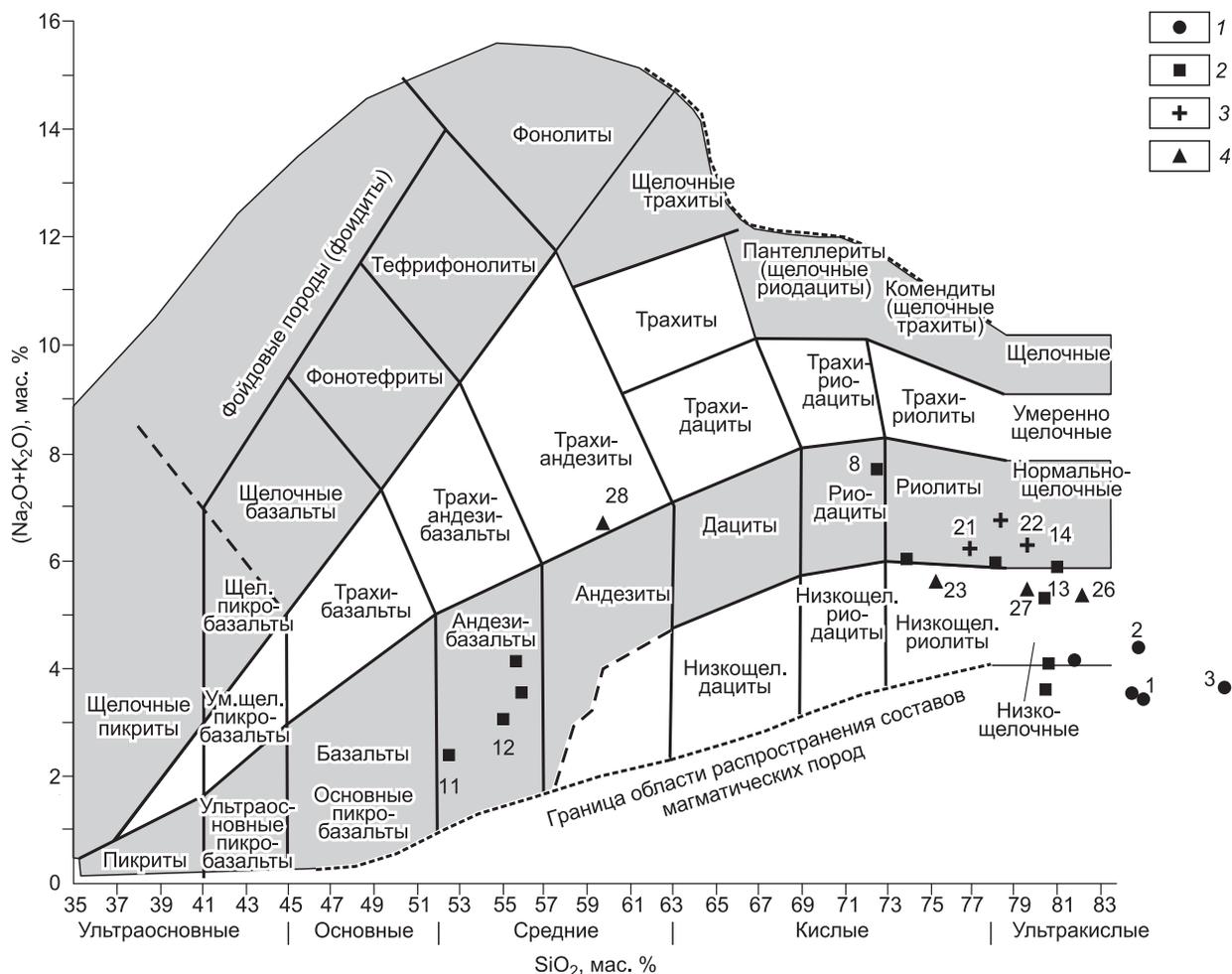


Рис. 3. Классификационная диаграмма TAS для вулканогенных пород девона северо-запада Рудного Алтая.

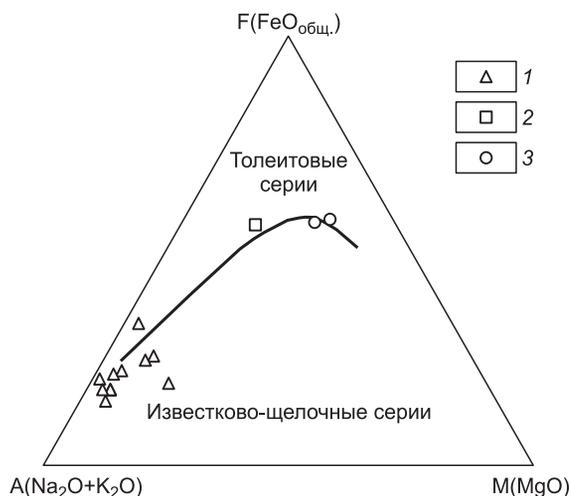
Анализы пересчитаны на сухой остаток, номера на диаграмме соответствуют анализам в табл. 1. 1 — давидовская свита, 2 — камневская свита средняя подсвита, 3, 4 — снегиревская и пихтовская свиты нерасчлененные: 3 — нижняя часть, 4 — верхняя часть.

Периодически появляющаяся примесь тефры основного состава в осадочных породах в нижней части разреза достоверно устанавливается только по данным микроскопических исследований. Судя по единичным химическим анализам, туфы нерасчлененных снегиревской и пихтовской свит по химическому составу относятся к трахиандезитам, а субвулканические тела долеритов среди осадочных отложений нижней части разреза принадлежат к андезибазальтам (см. рис. 3).

Наиболее распространенные в разрезе кислые вулканы относятся к породам низкой и нормальной щелочности. По соотношению щелочей [Петрографический..., 2009] кислые вулканы и долериты относятся к породам с натриевым типом щелочности. Абсолютные содержания калия (см. табл. 1), согласно [Петрографический..., 2009], позволяют отнести кислые вулканы и долериты к низкокалийным породам и

Рис. 4. АФМ-диаграмма [Kuno, 1968] для вулканических пород северо-запада Рудного Алтая.

1 — кислые вулканы, 2 — трахиандезиты, 3 — долериты.



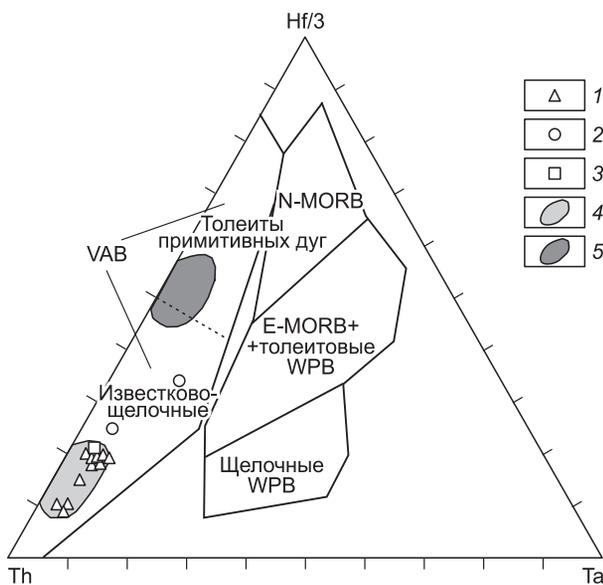


Рис. 5. Дискриминационная диаграмма Д. Вуда [Wood, 1980] для девонских вулканитов Рудного Алтая кислого и основного составов.

1 — кислые вулканиты давидовской, каменевской, снигиревской, пихтовской свит, 2 — долериты каменевской свиты, 3 — трахиандезит пихтовской свит, 4, 5 — базальты Щучинского выступа [Каныгин и др., 2004]: 4 — живета, 5 — ордовика.

только две пробы кислых вулканитов — к умеренно калиевым. Низкие содержания калия, возможно, свидетельствуют, согласно общей схеме поперечной геохимической зональности островных дуг, о принадлежности изученного разреза к фронтальной части девонской островодужной системы. Еще сравнительно ранними работами установлена миграция интенсивности базальт-липаритового вулканизма (ранний девон — фран) в западном направлении, при этом во времени и в указанном направлении

происходило изменение соотношения щелочей в вулканитах от калиевых к натровым [Филатов, Ширай, 1975; Щерба и др., 1984].

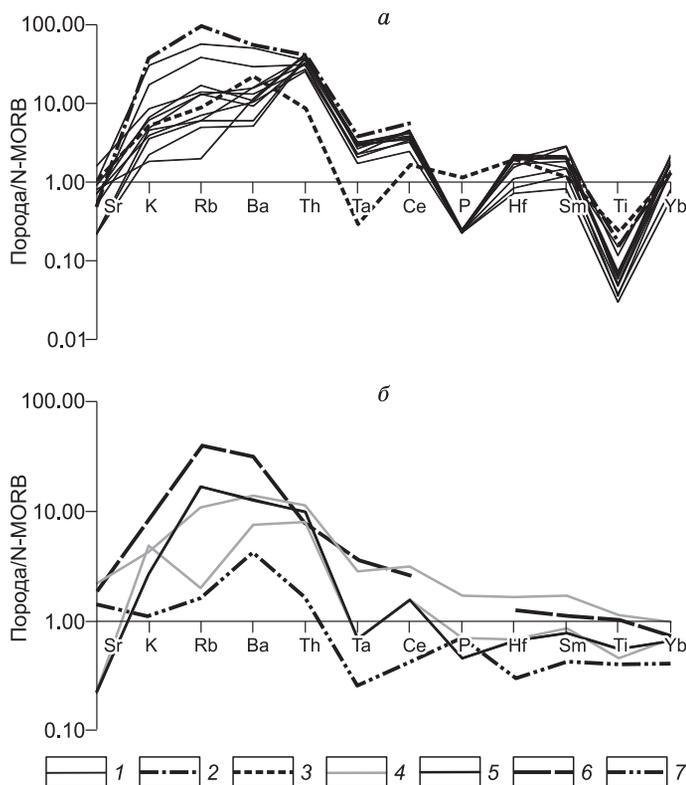
На диаграмме AFM (рис. 4) кислые вулканиты и долериты, согласно разграничительной кривой Х. Куно [Kuno, 1968], попадают большей частью в поле пород известково-щелочной серии, либо находятся у границы раздела. Содержание MgO в долеритах составляет около 5 %, в кислых вулканитах медианное его содержание около 0.4 %.

На диаграмме Д. Вуда риолиты, туфы риолитов, трахиандезит и долериты из субвулканических тел относятся к островодужным образованиям (рис. 5). Они занимают на этой диаграмме такую же область, как и изученные нами живетские островодужные вулканиты Щучинского выступа [Каныгин и др., 2004]. Наиболее резкое отличие изученных пород основного состава от базальтов СОХ (рис. 6) в более высоких содержаниях Rb, Ba, Th, K, в вулканитах разреза, при этом наблюдается близкий характер кривых для базальтоидов и риолитов.

Отношения La/Yb, La/Th, Ba/Ta, Ba/La являются одним из надежных диагностических признаков островодужных и окраинно-континентальных магматических пород [Магматические..., 1987; Фролова, Бурикова, 1997]. Их поведение в изученном разрезе не всегда однозначно. Для долеритов отношение La/Yb составляет 3.6, медианное значение для кислых пород разреза повышается до 4, что характерно для известково-щелочных пород островных дуг [Фролова, Бурикова, 1997]. Слабо изменяется отношение La/Th в кислых породах (от 2.1 до 4.05, медианное значение 2.7),

Рис. 6. Спектры распределения редких элементов в девонских вулканитах северо-запада Рудного Алтая.

a — вулканиты кислого состава: 1 — кислые вулканиты изученного разреза, 2 — риолиты (среднее) Лениногорского рудного поля [Промыслова, 2005], 3 — дациты (среднее) Курильской островной дуги, о. Кунашир [Фролова, Бурикова, 1997]; *б* — 4, 5 — вулканиты изученного разреза: 4 — долериты, 5 — трахиандезит; 6 — базальты (среднее) Лениногорского рудного поля [Промыслова, 2005], 7 — базальты (среднее) Курильской островной дуги, о. Кунашир [Фролова, Бурикова, 1997]. Значения N-MORB, по [Tarney et al., 1981].



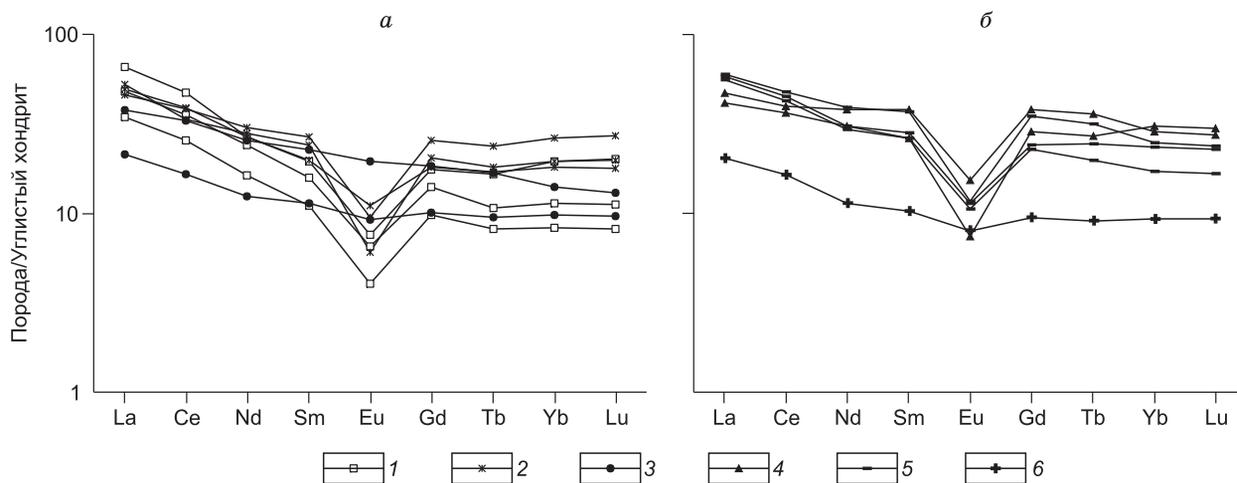


Рис. 7. Распределение РЗЭ в девонских вулканитах северо-запада Рудного Алтая.

a — вулканиты кислого состава: 1 — давидовская свита; 2, 3 — каменевская свита средней подсвиты (2 — кислые, 3 — субинтрузивные долериты); *б* — 4—6 вулканиты снежиревской и пихтовской свит (нерасчлененных): 4 — кислые из нижней части, 5 — кислые из верхней части; 6 — трахиандезит из верхней части. Значения для углистого хондрита, по [Taylor, McLennan, 1985].

что укладывается в интервал значений, характерных для островных дуг. В это же время отношения Ва/La и Ва/Та изменяются в более широких пределах, так что их медианные значения несколько ниже тех, что характерны для островодужных андезитов [Магматические..., 1987]. Не исключено, что значения последних отношений зависят от подвижности Ва в поствулканических подводных обстановках.

На рис. 7 приведен спектр распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) для вулканитов разреза, где заметны повышенные содержания легких редких земель относительно тяжелых и отчетливо выраженная отрицательная европиевая аномалия для риолитов. Подобное распределение РЗЭ близко к таковому для плейстоценовых дацитов о. Кунашир [Фролова, Бурикова, 1997]. В субинтрузивных долеритах и трахиандезитах европиевая аномалия отсутствует (рис. 7). На мультиэлементной диаграмме (см. рис. 6) риолиты и базальтоиды разреза также близки соответственно к дацитам и базальтам Курильской островной дуги.

Полученные геохимические данные и сделанные выводы расходятся с материалами, приведенными для вулканитов Лениногорского рудного поля эмс-эйфельского возраста [Промыслова, 2005]. В отличие от вулканитов Грязнухинско-Золотухинского разреза для лениногорских базальтоидов при близком соотношении натрия и калия характерны более высокие содержания Mg, Sr, Rb, Ba, Та и пониженное Sc, а для кислых вулканитов при обратном соотношении натрия и калия также более высокие содержания вышперечисленных элементов. Спектры распределения РЗЭ в базальтах и кислых породах сравниваемых разрезов близки. На основании содержаний редких элементов и диаграмм геодинамической направленности М.Ю. Промысловой делается вывод об отличии базальтов Лениногорского района от островодужных и близости их к породам спрединговых и внутриплитных обстановок. Не исключено, что изученные М.Ю. Промысловой базальты относятся к задуговым обстановкам, не всегда отличающимся по геохимическим параметрам от обстановок срединно-океанических хребтов. О существовании на территории Рудного Алтая океанического типа коры, аналогичной современным впадинам внутренних морей указывалось еще в работе [Филатов, Ширай, 1975].

ЛИТОХИМИЯ

Химический состав песчаников каменевской свиты (см. табл. 2) на петрохимической диаграмме Ф. Петтиджона соответствует грауваккам и литаренитам (рис. 8), на диаграмме М. Херрона [Herpin, 1988] (не приведена) часть точек составов, помимо указанных выше полей, попадает в область аркозов и Fe-песчаников. Значения CIA песчаников, рассчитанные по Г. Несбиту и Г. Янгу (рис. 9), изменяются от 50 до 70, оставаясь значительно выше CIA среднего состава верхней континентальной коры. Вынесенные на диаграмму точки составов туфов, тефроидов и туффицитов, переслаивающиеся в разрезе с песчаниками, занимают на диаграмме обособленное поле, отличаясь от песчаников, как и следовало ожидать, более низкими значениями CIA. Выветривание было глубоким и интенсивным. Поступающая в осадки тефра в большинстве слоев испытывала быстрое разложение, в противном случае неизменная ее примесь резко занижала бы значения CIA.

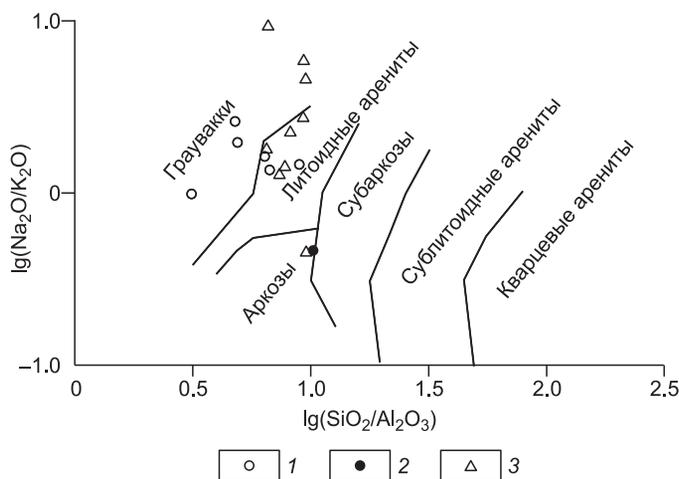


Рис. 8. Диаграмма Ф.Дж. Петтиджона [Pettigohn et al., 1972] для девонских пород северо-запада Рудного Алтая.

1, 2 — песчаники свит: 1 — каменевской, 2 — снежиревской и пихтовской (нерасчлененные), 3 — туффиты, тефроиды.

Составы аргиллитов каменевской свиты на модульной диаграмме Я.Э. Юдовича ФМ $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO}) / \text{SiO}_2$ — НКМ $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3$ (рис. 10) попадают в поле глинистых пород монтмориллонитового, хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистого и реже гидрослюдистого составов. На диаграмме М. Херрона (не приведена) они отвечают

главным образом сланцам и грауваккам. Большая часть проб аргиллитов укладывается в интервал значений CIA от 70 до 80 (см. рис. 9), что соответствует гумидному характеру климата в области выветривания. Лишь только в единичных пробах значения CIA снижаются до 60.

На диаграмме Б. Розера и Р. Коржа, использующих соотношения K_2O , Na_2O и SiO_2 , песчаники каменевской свиты попадают главным образом в поле активных континентальных окраин (рис. 11). Разброс значений обусловлен, по-видимому, захоронением различного по химической зрелости осадочного и тефрового материала. На наиболее информативных петрохимических диаграммах М. Бхатия [Bhatia, 1983] для каменевских песчаников они обладают значениями суммы оксидов Fe_2O_3 и MgO , соответствующими песчаникам как активных континентальных окраин и островных дуг, так и океанических островов, в то время как значения TiO_2 и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ соответствуют в основном активным континентальным окраинам и островным дугам. Необходимо отметить, что туфы, тефроиды и туффиты, переслаивающиеся в разрезе с песчаниками, на этих диаграммах образуют обособленные компактные поля точек составов.

Анализ продемонстрированных выше петрохимических диаграмм позволяет сделать вывод о том, что химический состав осадочных пород формировался под воздействием двух противоположно действующих процессов: 1) периодического поступления в морские осадки и быстрого захоронения свежего, химически незрелого вулканического материала и 2) влияния интенсивного химического выветривания

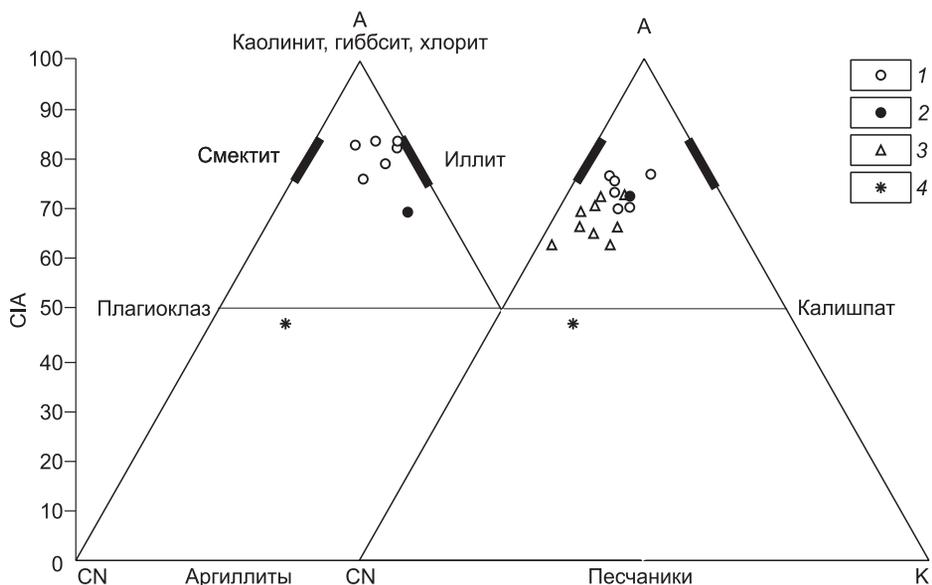
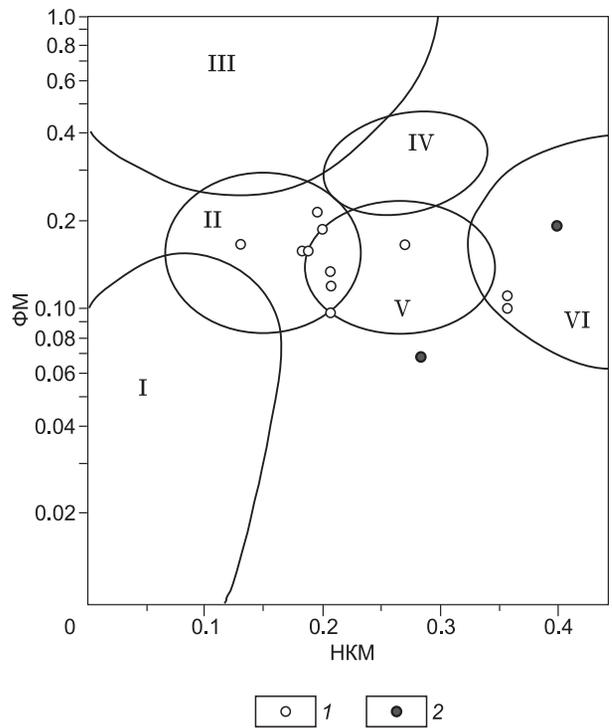


Рис. 9. Диаграмма А-СН-К $(\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}) - \text{K}_2\text{O})$ в мол. количествах [Nesbitt, Young, 1982] для девонских пород северо-запада Рудного Алтая.

1, 2 — песчаники и аргиллиты свит: 1 — каменевской, 2 — снежиревской и пихтовской (нерасчлененные), 3 — туффиты, тефроиды, 4 — средний состав верхней континентальной коры [Taylor, McLennan, 1985].

Рис. 10. Модульная диаграмма $\Phi M(Fe_2O_3 + MnO + MgO)/SiO_2 - НКМ(Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$ [Юдович, Кетрис, 2000] для аргиллитов из разрезов девона северо-запада Рудного Алтая.

Свиты: 1 — каменевская, 2 — снежиревская и пихтовская (нерасчлененные). I—VI — поля глинистых пород: I — каолинового состава, II — с преобладанием монтмориллонита с примесью каолинита и в подчиненном количестве гидрослюда, III — с преобладанием хлорита и примесью железистых гидрослюдов, IV — хлорит-гидрослюдистого состава, V — хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистого состава (широко развиты смешаннослойные минералы), VI — преимущественно гидрослюдистого состава с примесью дисперсных частиц полевых шпатов.



на прилегающей островной суше, обусловленного теплым гумидным климатом. К определяющим факторам можно отнести также и господство специфического состава синхронного и предшествующего осадконакоплению вулканического магматизма с отчетливо выраженным избытком SiO_2 и натровым уклоном. Натровый характер вулканитов обусловил и появление при их выветривании монтмориллонита, часто преобладающего в составе аргиллитов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Общая эволюция вулканизма в пределах Рудного Алтая оценивается неоднозначно. Часть исследователей считают, что характер вулканизма имеет антидромную направленность [Щерба и др., 1984; Гасков и др., 1999; Дистанов и др., 2003; Промыслова, 2004], другие придерживаются точки зрения о гомодромной и «симметричной» направленности [Козлов, 1995], либо считают, что она вообще не проявлена [Чернов, 1974]. Последним автором отмечается существование двух разобщенных уровней магмообразования — внутрикоровый источник кислой магмы и мантийный источник — базальтовой. Вывод о направленности вулканизма, кроме прочего, по-видимому, зависит от масштаба временного отрезка, на протяжении которого оценивается характер его эволюции, что признается отдельными сторонниками антидромного вулканизма [Щерба и др., 1984]. Большинство исследователей отмечает существенное преобладание в обобщенном разрезе продуктов кислого вулканизма. В целом для островодужного вулканизма на ранних и зрелых этапах характерна эволюция гомодромного характера от толеит-базальтовых формаций к дифференцированным известково-щелочным, на поздних этапах развития вулканизм вновь, как правило, сменяется базальтовым [Фролова, Бурикова, 1997]. Антидромный характер магматизма характерен, как правило, для островных дуг с мощной континентальной корой.

В составе изученной нижней части разреза (давидовская свита) резко преобладают ультракислые риолиты и их туфы, а среди отложений снежиревской и пихтовской свит (верхняя часть разреза) наряду с кислыми вулканитами появляются породы андезитового состава. Широким распространением в разрезе пользуются субвулканические тела кварцевых порфиров и долеритов, которые рассматриваются как синхронное масштабное проявление вулканической деятельности, связанной с инъекциями кислой и основной магмы в нелигифицированные осадочные отложения [Чернов, 1974].

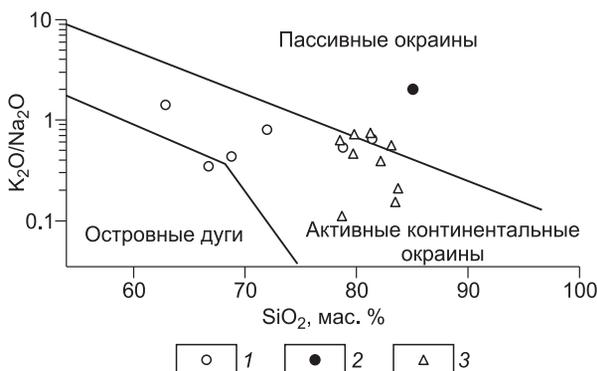


Рис. 11. Диаграмма Б.П. Розера и Р.Д. Коржа [Rosier, Korsch, 1986] девонских пород северо-запада Рудного Алтая.

1, 2 — песчаники свит: 1 — каменевская, 2 — снежиревская и пихтовская (нерасчлененные), 3 — туффиты, тефроиды.

Анализ седиментологических процессов, петрографического и химического составов осадочных отложений, характера проявления и специфики состава вулканизма позволяет реконструировать палеогеографические и геодинамические обстановки среднего—позднего девона на северо-западе Рудного Алтая. Эти вопросы поднимались во многих работах [Чернов, 1974; Кузбный, 1975; Филатов, Ширай, 1975; Ротараш и др., 1982; Щерба и др., 1984; Ковалев, 1985; Караулов и др., 1992; Елкин и др., 1994; Добрецов и др., 1995; Козлов, 1995; Берзин, Кунгурцев, 1996; Гаськов и др., 1999; Дистанов, Гаськов, 1999; Промыслова, 2004, 2005; и др.]. Преобладает точка зрения, предполагающая островодужную природу Рудно-Алтайской зоны в герцинскую эпоху. Наиболее полно и последовательно она отражена в работе [Ротараш и др., 1982]. В этот период Юго-Западный Алтай рассматривался ими как область сочленения Алтае-Саянского палеоконтинентального массива и Иртыш-Зайсанского палеоокеанического бассейна. В раннем девоне формирование континентальной окраины, согласно И.А. Ротарашу, происходило по типу окраин андийского типа на карбонатно-терригенных шельфовых отложениях ордовик-силурийского возраста, но в позднем девоне происходит перестройка структурного плана с изменением положения зоны Беньюффа, с частичным раздвигом на краю континента и заложением впадин задугового моря. Палеоструктуры становятся наиболее близки современным тихоокеанским окраинам японского типа с латеральным рядом: континент — задуговый бассейн — вулканическая островная дуга — подводная терраса — глубоководный желоб. Хотя, по мнению И.А. Ротараша [Ротараш и др., 1982], признаков широкого распространения океанической коры в этом задуговом бассейне не обнаружено, к ним, на наш взгляд, могут быть отнесены базальты с океаническими характеристиками из Лениногорского района [Промыслова, 2004, 2005].

Наряду с этими взглядами, существуют альтернативные точки зрения о том, что девонские осадочно-вулканогенные толщи Рудного Алтая формировались в обстановке рифтогенеза [Козлов, 1995] или в зоне перехода океанического рифта в континентальный рифт [Промыслова, 2004, 2005]. Согласно взглядам М.С. Козлова, формирование Рудно-Алтайской геоструктуры, принадлежащей Сибирскому континенту, западная граница которого располагалась западнее Чарской зоны, проявилось в результате раздвиговых (рифтинговых) процессов. На всех стадиях развития Рудно-Алтайской рифтогенной зоны осадконакопление происходило в мелководно-морских обстановках, от классических рифтинговых прогибов она, по мнению автора, отличалась отсутствием бимодальных вулканических и интрузивных серий субщелочного и щелочного состава.

В другом варианте развития Рудно-Алтайской зоны как рифтогенной структуры предполагается формирование ее вулканогенно-осадочных толщ, начиная с эмса, в зоне перехода океанический рифт Обь-Зайсанского палеоокеана — континентальный рифт в пределах Алтае-Монгольского блока [Промыслова, 2004, 2005]. Этот вывод основывается главным образом на геохимических особенностях вулканитов Лениногорского района, что обсуждалось выше.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ седиментологических данных, специфики химического состава осадочных отложений, вулканитов и форм проявления синхронного осадконакоплению вулканизма в изученном девонском разрезе позволяет отметить следующее.

Сильнорасчлененный палеорельеф бассейна способствовал как широкому распространению среди отложений гравититов (олистостром, турбидитов), так и пестрому составу олистолитов, вследствие близкоодновременного существования различных по составу источников внутривосстановочных обломков. Среди олистолитов широко распространены фрагменты каркасных рифов, нередко деформированные фрагменты слоев силицитов, туфов, туффитовых алевропесчаников, аргиллитов, потоков риолитов, более редких и экзотических обломков бокситоподобных пород и образований, аналогичных производным подводных курильщиков (?). Нередко в олистостромах наблюдается резкое преобладание одной из перечисленных разновидностей пород с появлением мономиктовых их типов. В первую очередь это относится к известняковым олистостромам. В составе сравнительно глубоководных карбонатных толщ при появлении плоских участков палеодна характерно также образование «конгломератовидных известняков» — сейсмиков, возникающих за счет седиментационного нарушения переслаивающихся глинистых пелитоморфных известняков и лишенных глинистой примеси кальцисилтитов.

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что рифогенные образования района не являлись частью обширной карбонатной платформы, подобной той, которая реконструируется для эмса к северо-востоку от Змеиногорска [Елкин и др., 1994]. Скорее всего, это были локальные изолированные постройки, приуроченные к положительным палеовулканическим структурам, возвышающимся над дном в преддуговом бассейне. Синхронные осадконакоплению тектонические подвижки способствовали периодическому подъему части рифовой системы выше уровня моря, как это характерно для девонских рифов Полярного Урала с образованием месторождений карстовых бокситов [Каныгин и др., 2004].

С подъемом рифовой системы в позднекаменевское время связаны проявления начальных карстовых процессов и появление бокситоподобных пород. Последнему способствовало господство гумидного климата. К мелководным отложениям изученного разреза относятся сравнительно хорошо промытые биокалькарениты с примесью глауконита.

Геохимический состав риолитов и субинтрузивных долеритов, так же как и седиментологические данные, указывает на островодужный характер палеотектонической обстановки. Менее определенно это можно сказать на основании геохимического состава песчаников, что может быть объяснено резким преобладанием ультракислых разностей среди вулканитов, предшествующих и синхронных осадконакоплению. Потоки риолитов носят подводный характер, залегая среди радиоляриевых и терригенно-кремнистых илов. Они, так же как и синхронные им морские палеоосадки, испытали воздействие склоновых гравитационных процессов.

Работа выполнена при частичной поддержке интеграционного проекта СО РАН и УрО РАН № 50.

ЛИТЕРАТУРА

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

Гаськов И.В., Дистанов Э.Г., Калугин И.А., Тикунов Ю.В. Металлогеническая специализация и петрохимические особенности девонского вулканизма Рудного и Горного Алтая // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (5), с. 703—715.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Издание второе. Серия Алтайская. М-б 1:200000. М-44-Х (Горняк). СПб., Санкт-Петербургская картографическая фабрика, 2001.

Гутак Я.М., Мурзин О.В., Жданов В.А. Опорные разрезы девона Рудного Алтая и граница среднего и верхнего девона. Путеводитель полевой экскурсии VII выездной сессии Девонской комиссии МСК России в Рудном Алтае. Змеиногорск, 2000, 75 с.

Дистанов Э.Г., Гаськов И.В. Эволюция процессов рудообразования и закономерности размещения полиметаллических месторождений северо-западной части Рудного Алтая // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (11), с. 1655—1667.

Дистанов Э.Г., Борисенко А.С., Гаськов И.В., Сотников В.И., Федосеев Г.С. Особенности металлогении среднепалеозойской континентальной окраины Сибирского палеоконтинента // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания по программе фундаментальных исследований 20—23 октября 2003 г., ИЗК СО РАН. Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2003, с. 79—83.

Добрецов Н.Л., Берзин Н.А., Буслов М.М., Ермиков В.Д. Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношение между строением фундамента и развитием неотектонической структуры // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (10), с. 5—19.

Елкин Е.А., Сеников Н.В., Буслов М.М., Языков А.Ю., Грацианова Р.Т., Бахарев Н.К. Палеогеографические реконструкции западной части Алтае-Саянской области в ордовике, силуре и девоне и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика, 1994 (7—8), с. 118—143.

Изох Н.Г., Елкин Е.А., Бахарев Н.К. Раннефранские конодонты Рудного Алтая (Западная Сибирь) // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 6—7: Приложение к журналу «Геология и геофизика», т. 45, 2004, с. 89—101.

Каныгин А.В., Сараев С.В., Бахарев Н.К., Беляев С.Ю., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П., Клец А.Г., Хромых В.Г., Фомин А.Н. Палеозой Щучинского выступа: модель геологического строения островодужных комплексов в фундаменте Западно-Сибирской геосинеклизы // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (1), с. 59—78.

Караулов В.Б., Филатова Л.К., Никитина М.И. Девонские геологические формации Змеиногорского рудного района (Рудный Алтай) // Изв. вузов. Геология и геофизика, 1992, № 2, с. 3—10.

Ключевые разрезы девона Рудного Алтая, Салаира и Кузбасса / Ред. Е.А. Елкин. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2004, 104 с.

Ковалев А.А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. М, Недра, 1985, 223 с.

Козлов М.С. Палеотектоника и палеовулканизм среднего палеозоя Юго-Западного Алтая // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (12), с. 17—34.

Кузубный В.С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата, Наука, 1975, 342 с.

Кузнецов В.Г. Нектоно-планктоногенные карбонатные формации и их эволюция в истории Земли // Литология и полезные ископаемые, 2002, № 6, с. 589—611.

Магматические горные породы. Т. 6. Эволюция магматизма в истории Земли / Отв. ред. В.И. Коваленко. М., Наука, 1987, 438 с.

Пагрунов Д.К. Юрские красные желваковые известняки с аммонитами (фашия «аммонитико-россо») от Восточных Карпат до запада Центральной Атлантики // Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М., Наука, 1988, с. 95—113.

Петрографический кодекс России / В.В. Жданов, А.Е. Костин, Е.А. Кухаренко, Э.А. Ланда, Л.И. Лукьянова, В.Л. Масайтис, З.Д. Москаленко, Ю.Д. Пушкарев, Л.Н. Шарпенюк. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2009, 198 с.

Промыслова М.Ю. Новая концепция геодинамической природы девонской рудоносной базальт-риолитовой формации Рудного Алтая // Докл. РАН, 2004, т. 339, № 5, с. 665—657.

Промыслова М.Ю. Геодинамическая природа рудоносной базальт-риолитовой формации Лениногорского района Рудного Алтая // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология, 2005, № 4, с. 16—23.

Ротараш И.А., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А., Кейльман Г.А., Милеев В.С., Перфильев А.С. Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника, 1982, № 1, с. 44—59.

Сараев С.В., Каныгин А.В., Сенников Н.В., Чувашов Б.И., Бахарев Н.К., Беляев С.Ю., Клец А.Г., Фомин А. Н., Хромых В.Г., Батурина Т.П., Елкин Е.А., Изох Н.Г., Обут О.Т. Геодинамическая позиция и фашиальные обстановки формирования палеозойских рифовых систем восточного склона Урала и Рудного Алтая // Карбонатные осадочные последовательности Урала и сопредельных территорий: седименто- и литогенез, минерогения. Материалы VI Уральского регионального литологического совещания. Екатеринбург, 2004, ИГиГ УрО РАН, 2004, с. 141—144.

Сараев С.В., Сенников Н.В., Батурина Т.П. Девонские вулканогенно-осадочные комплексы на северо-западе Рудного Алтая и обстановки их формирования // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории земли. Материалы 5-го Всероссийского литологического совещания. Екатеринбург, 14—16 октября 2008 г., Том 2, Екатеринбург, 2008, с. 241—244.

Умеда М., Сенников Н.В., Обут О.Т., Ивата К., Изох Н.Г. Пограничные фран-фаменские комплексы радиоларий из кремнистых образований Рудного Алтая // Актуальные вопросы геологии и минералогии юга Сибири (Материалы научно-практической конференции). Новосибирск, 2001, с. 178—183.

Филатов Е.И. Базальт-риолитовые формации с колчеданно-полиметаллическим оруденением (на примере Рудного Алтая) // Геохимическая и металлогеническая специализация структурно-вещественных комплексов. М., 1999, с. 337—348.

Филатов Е.И., Ширай Е.П. О палеосистеме островных дуг Зайсанской складчатой области // Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 1, с. 172—175.

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М., Изд-во Моск. ун-та, 1997, 320 с.

Чернов В.И. Вулканогенные формации и порфиоровые интрузии Рудного Алтая. М., Наука, 1974, 120 с.

Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.Н. Металлогения Рудного Алтая и Калбы. Алма-Ата, Наука, 1984, 237 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб., Наука, 2000, 479 с.

Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983, v. 91, p. 611—627.

Fortuin A.R., Darbio C.J. Evidence for Late Messinian seismites, Nijar Basin, south-east Spain // Sedimentology, 2008, № 55, p. 1595—1622.

Greiling L. Die Entstehung von Knollenkalken in eu- und miogeosynklinalen Gebieten. // Geol. Rundschau, 1967, Bd. 56, S. 336—340.

Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log date // J. Sed. Petrol., 1988, v. 58, p. 820—829.

Kuno H. Differentiation of basalt magmas / Eds. H.H. Hess, A. Poldervaart. Basalts: the Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. V. 2. N.Y., Interscience, 1968, p. 623—688.

Monterat C., Barrier P., Ott d'Estevou Ph., Hibsich C. Seismites: an attempt at critical analysis and classification // Sedimen. Geol., 2007, 196, p. 5—30.

Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature, 1982, v. 299, p. 715—717.

Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R. Sand and sandstone. New York, Springer-Verlag, 1972, 535 p.

Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // J. Geol., 1986, v. 94, p. 635—650.

Tarney J., Saunders A.D., Matthey D.P., Wood D.A., Marsh N.G. Geochemical aspects of back-arc spreading in the Scotia Sea and western Pacific // Phil. Trans. R. Soc. London. A300, 1981. p. 263—285.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 1985, 312 p.

Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth Planet. Sci. Lett., 1980, v. 50, p. 11—30.

*Рекомендована к печати 23 марта 2012 г.
Н.А. Берзиньм*

*Поступила в редакцию
24 февраля 2011 г.*