

УДК 552.5+550.4:551.734(571.1)

ЛИТОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ СРЕДНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ И ВЛИЯНИЕ ВУЛКАНИЗМА НА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ НА ЮГО-ВОСТОКЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**С.В. Сараев, А.С. Ганашилин, Н.Г. Изох, Б.М. Попов***¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

Дана литологическая характеристика среднедевонского вулканогенно-карбонатно-терригенного комплекса отложений Салаира и Кузнецкого прогиба, погружающегося на севере под мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской геосинеклизы. Преобладают отложения глубокого бассейна, представленные тонко-, мелкозернистыми обломочными разновидностями (с доминированием вулканического материала) и тонко-, мелкообломочными биодетритовыми известняками со слоями оползневых брекчий, а также турбидитами и своеобразными «конгломератовидными известняками» (палеосейсмитами). Реконструированы седиментационные и геодинамические обстановки формирования среднедевонского комплекса. Установлен преобладающий андезитовый состав пирокластики и меньшее значение в осадках кислых и основных вулканических компонентов. В этом регионе определены признаки окраинно-континентальных обстановок Сибирского континента, склона и его основания. Палеогеодинамическая обстановка, согласно седиментационным и геохимическим данным, оставалась в целом одной и той же и соответствовала, по геохимическим данным, условиям островных дуг. Палеоклимат питающей провинции изменялся от семигумидного в позднем эмсе—раннем эйфеле (малосалаиркинское время) к ариднему в среднем живете (керлегешское время). Отложения в глубоководном бассейне формировались в окислительной обстановке с хорошей аэрацией вод, исключая эвксинские обстановки в самой нижней части изученного разреза.

*Средний девон, литология, геохимия, палеогеодинамика, Салаирский кряж, Кузнецкий прогиб***LITHOLOGY, GEOCHEMISTRY OF THE MIDDLE DEVONIAN SEDIMENTS AND THE INFLUENCE OF VOLCANISM ON SEDIMENTATION IN THE SOUTHEAST OF WEST SIBERIA****S.V. Saraev, A.S. Ganashilin, N.G. Izokh, B.M. Popov**

Dataset on the Middle Devonian volcanic-carbonate-terrigenous sediments of Salair and the Kuznetsk trough, submerged northward under the Mesozoic–Cenozoic West Siberian geosyncline (WSG) cover, have been presented. Mainly deep water sediments composed of thin- and fine-grained clastic material (with predominance of tephroids) and thin-, fine-clastic biotrital limestones with slope slide breccia, as well as turbidites and peculiar “conglomerate-like” limestones (paleoseismites) were found. Sedimentary and geodynamic environments have been reconstructed for the Middle Devonian strata. Predominantly andesitic composition of pyroclastic ashes with fewer values of felsic and basic volcanic components have been determined. The structures related to the continental margin environments of the Siberian continent, the continental slope and its basement have been found. According to sedimentary and geochemical data, the paleogeodynamic environment within the studied region was relatively stable and generally corresponded to the island arc conditions. The paleoclimate of the source area changed from semi-humid in the late Emsian–early Eifelian (Malaya Salairka age) to aridic in the middle Givetian (Kerlegesh age). Basin sediments formed in the deep water oxic environments with good water aeration, excepting euxinic environments found in the lowermost part of studied succession.

*Middle Devonian, lithology, sedimentology, geochemistry, paleogeodynamics, Salair Ridge, Kuznetsk trough***ВВЕДЕНИЕ**

В юго-восточной части Западной Сибири среди мезозойско-кайнозойских отложений Западно-Сибирской геосинеклизы (ЗСГ) выступают палеозойские образования, представленные структурами Кузнецкого прогиба, Салаира и Колывань-Томской складчатой зоны (рис. 1). Наиболее детальные тектонические исследования и обобщения с сопутствующими палеогеодинамическими реконструкциями для западной части Алтае-Саянской складчатой области (АССО), куда входят перечисленные выше тектонические блоки, содержатся в работах [Ротараш и др., 1982; Зоненшайн и др., 1990; Моссаковский и др., 1993; Берзин и др., 1994; Буслов, 1998; Добрецов, 2003; Добрецов, Буслов, 2007]. В тектоническом отношении Алтае-Салаиро-Кузнецкий мегаблок АССО включает в себя тектонические блоки Рудного и

© Сараев С.В., Ганашилин А.С., Изох Н.Г., Попов Б.М.

✉ e-mail: SaraevSV@ipgg.sbras.ru

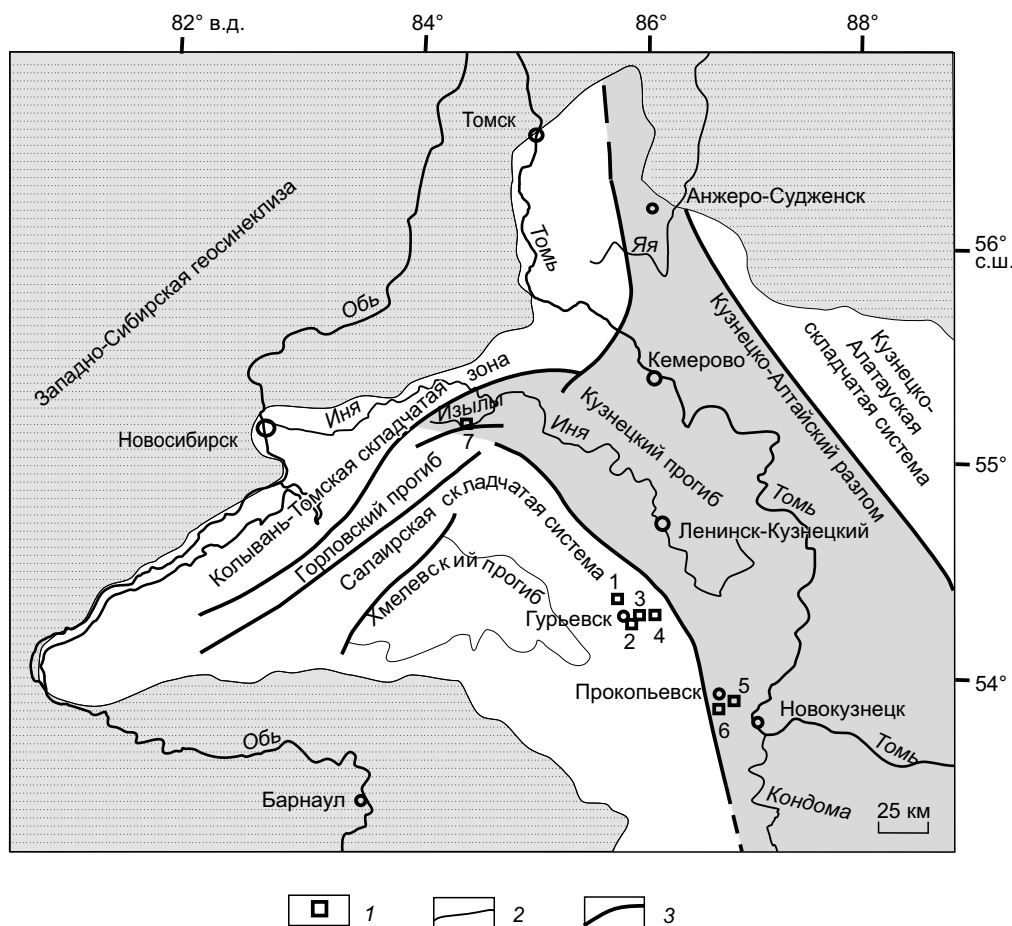


Рис. 1. Схема тектонического районирования, по [Геологическая карта..., 1987] с изменениями, и расположение изученных разрезов.

1 — разрезы, изученные авторами: 1—4 — г. Гурьевск: 1 — Малосалаирский карьер, 2 — Акарачкинский карьер, 3 — р. Малый Бачат, 4 — с. Заречное, р. Большой Бачат; 5, 6 — г. Прокопьевск: 5 — левый борт ручья, впадающего в р. Егос, 6 — правый борт ручья, впадающего в р. Егос, 7 — р. Изылы, выше с. Вассино; 2 — геологические границы; 3 — глубинные разломы.

Горного Алтая, Салаира, Кузнецкого прогиба, Колывань-Томской складчатой зоны. Сложная геодинамическая эволюция Палеоазиатского океана на границе с Сибирским палеоконтинентом состоит из нескольких стадий: островодужной ($V-C$), коллизионной (E_3-O_1), пассивной окраины ($O-D_1$), активной континентальной окраины (D_{1-2}), островодужной (D_2-C_1), коллизионной (D_3-C_1 — приращение Алтае-Монгольско-Чулышманского террейна к островодужной окраине Сибирского континента) [Буслов, 1998; Добрецов, Буслов, 2007]. Предполагается, что тектонические блоки АССО могли быть смежены относительно юго-западной окраины Сибирского кратона и между собой на большие расстояния (сотни и первые тысячи километров), в результате чего между ними могли исчезнуть первоначальные структурные и формационные связи [Схемы..., 2002]. На территории Салаира, Кузнецкого прогиба и Горного Алтая в среднем девоне (в живете) существовали условия активной континентальной окраины, а на Рудном Алтае в это время реконструируется островная магматическая дуга [Ротараш и др., 1982; Схемы..., 2002; Сараев и др., 2012].

Наиболее детальные палеогеографические реконструкции западной части АССО в ордовике—девоне приведены в работе [Елкин и др., 1994]. Авторы анализировали сходство и различия фаунистических и флористических ассоциаций в разных частях региона, а также оценивали масштабы горизонтальных перемещений различных тектонических блоков. С учетом этих данных ими выделен Алтае-Салаиро-Кузнецкий бассейн седиментации, который объединял ордовикско-девонские отложения Горного Алтая, Салаира, Кузбасса, Рудного Алтая и Минусинского прогиба. Мы считаем, что в цитированной и в более ранних работах палеогеографические реконструкции недостаточно убедительны, так как в очень малой степени использованы седиментологические и петрографические характеристики отложений. Из

большого разнообразия фаций рифовой системы в работе [Елкин и др., 1994], используется понятие «карбонатная платформа», под которым рассматриваются пояса органогенных каркасных рифов (экологических рифов) в понимании Дж.Л. Уилсона [1980] и сопровождающих их зарифовых фаций, с ними цитируемыми авторами сопоставляются любые крупные скопления карбонатных пород в общем разрезе девона. Хотя, как известно, преобладающая масса обломочного материала, возникающая в зоне собственно рифов, перемещается в более глубоководные и широкие пояса развития бассейновых карбонатных турбидитов и обломочных шлейфов передового склона. Эти карбонатные отложения практически выпали из рассмотрения авторами цитируемой статьи. В результате такой ошибки в ней намечается противоречие между сделанными выводами о стабильном существовании от ордовика до девона господствующих мелководных обстановок «карбонатной платформы», о постоянстве местоположения ее, а также основных форм рельефа дна бассейна и в то же время о сложной истории геодинамического развития этого региона, развиваемой одним из авторов как в этой статье, так и в других работах [Буслов, 1998; и др.].

Исходя из этого, авторы предлагаемой статьи с использованием новых седиментологических наблюдений и литологических данных предприняли попытки найти признаки фациальных и палеогеодинамических обстановок на примере реперных разрезов среднего девона Салаира и Кузнецкого прогиба с целью уточнения и в дальнейшем развития существующих представлений о палеогеографии этого и сопредельных районов.

СЕДИМЕНТОЛОГИЯ

Наиболее древняя часть изученного разреза среднего девона и верхов нижнего девона представлена малосалаирскими слоями, нижняя граница которых устанавливается не вполне однозначно [Елкин и др., 1987; Ключевые разрезы..., 2004; Язиков, Изох, 2014; Язиков и др., 2015, 2016; Изох и др., 2022] (рис. 2). Она проведена по появлению в разрезе одного или нескольких более мелких прослоев органоминеральных пород среди переслаивающихся алевролитов, песчаников и алевроаргиллитов.

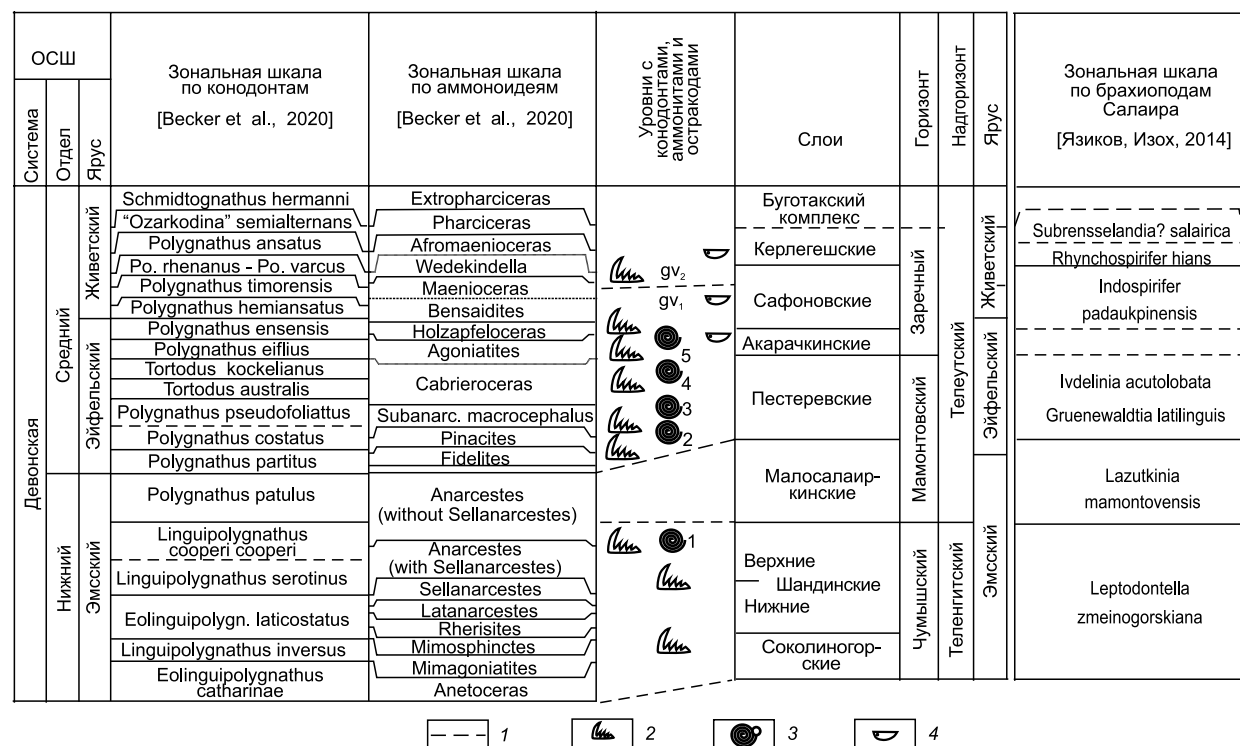


Рис. 2. Стратиграфическая схема нижнего и среднего девона Салаира, по [Язиков и др., 2016] с уточнениями.

Уровни с аммоноидеями: 1 – *Mimagonitites bohemicus* (Barrend), шандинские слои; 2 – *Fidelites fidelis* (Barrend), *Fidelites occultus* (Barrend), *Fidelites* sp., пестеревские слои (нижняя часть); 3 — *Fidelites fidelis* (Barrend), *Fidelites bicanaliculatus* (Sandberger et Sandberger), *Fidelites* sp., *Subanarcestes* aff. *marhoumensis* Göddertz, пестеревские слои (нижняя часть); 4 — *Fidelites bicanaliculatus* (Sandberger et Sandberger), *Subanarcestes* ex gr. *marhoumensis* Göddertz, пестеревские слои (верхняя часть); 5 — *Agoniatites vanuxemi* (Hall), *Fidelites* sp., *Cabrieroceras salairicum* Nikolaeva, акарачские слои (верхняя часть) [Язиков и др., 2015, 2016]. 1 — корреляционные линии, 2 — конодонты, 3 — аммоноидеи, 4 — остракоды.

Наиболее детально нижняя часть малосалаиркинских слоев изучена в северо-восточном борте Акарачкинского карьера (г. Гурьевск). Слой органоминеральных отложений, сильно изменяется по мощности либо состоит из нескольких сближенных слоевых единиц: разрез 14, по [Елкин и др., 1986], разрезы Я-8621 (2Па), Я-8622, Я-8629 (2П), по [Елкин и др., 1987]. Возраст малосалаиркинских слоев, отнесенных к мамонтовскому горизонту, был уточнен после проведения ревизии комплексов брахиопод, конодонтов и других групп фауны. В верхней части малосалаиркинских слоев установлен уровень, на котором происходит коренная перестройка брахиоподовых комплексов — исчезают представители рода *Zdimir*, доминирующие в нижележащих верхнешандинских слоях верхнего эмса. Этот рубеж сопоставляется с границей эмского и эйфельского ярусов, поскольку зональные конодонты в этих отложениях отсутствуют. Исходя из имеющихся палеонтологических данных, малосалаиркинские слои мамонтовского горизонта следует коррелировать с интервалом конодонтовых зон *Polygnathus patulus* и *Polygnathus partitus* верхнего эмса и нижнего эйфеля [Язиков, Изох, 2014].

Видимая часть разреза малосалаиркинских слоев в Акарачкинском карьере подразделяется на три пакета (рис. 3). Нижний пакет (около 7 м) представлен морскими отложениями, среди которых преобладают песчано-алевритовые, сложенные обломками андезитов, андезибазальтов, плагиоклазов. Известковая составляющая присутствует в качестве тонко-, мелкообломочной примеси в терригенных породах, а также слагает маломощные прослои в переслаивании с аргиллитами. В этом пакете также зафиксированы часто встречающиеся в изученных разрезах среднего девона прослои «конгломератовидных известняков». Появление этой разновидности пород обусловлено преобразованием переслаивающихся глинистых и карбонатных в разной степени уплотненных осадков на плоском дне палеобассейнов в результате воздействия подводных сейсмических толчков. При этом происходило фрагментирование более уплотненных, но еще слаболитифицированных известковых прослоев без значительного латерального перемещения. Глинистые прослои, как известно, отстающие в литификации от карбонатных осадков, преобразовывались в пластичный матрикс. Подобные образования относятся к бассейновым, глубоководным литотипам — палеосейсмитам [Seilacher, 1969; Уилсон, 1980; Сараев, 2012]. Конгломератовидные известняки возникают на плоском дне бассейна, при появлении уклона дна они сменяются в сторону склона «классическими» оползневыми карбонатными брекчиями.

Признаки градационной, параллельной слойчатости в алевролитах и песчаниках, присутствие глинисто-известняковых палеосейсмитов свидетельствуют о глубоководных обстановках с выровненным рельефом дна.

В этой обстановке в нижней части пакета произошло формирование органоминерального пласта изменчивой мощности (до 1.2 м). Органическое вещество пласта, по данным А.Н. Фомина и В.Ф. Шугурова [Елкин и др., 1987], показывает флюидальную текстуру обтекания алевритовых минеральных зерен, в нем не установлено никаких признаков структур растительного происхождения. Описываемая порода претерпела сильное приповерхностное изменение (за счет окисления тонкого пирита?). В 160 км к ССВ от Акарачкинского карьера у границы Кузнецкого прогиба и Кузнецко-Алатауской складчатой системы известны среднедевонское Барзасское месторождение сапропелитов (барзасситов) и рядом Дмитриевское месторождение горючих сланцев [Грицко и др., 2011]. Барзасситы сложены интенсивно разложенными автохтонными остатками морских бурых водорослей и залегают среди мелководных морских глинисто-карбонатных отложений. В отличие от органоминеральных пород Акарачкинского карьера в барзасситах отмечается примесь аллохтонного органического материала, принесенного с близкорасположенной суши (остатки тканей псилофитов, кутикулы, споры). Геохимические исследования позволили сделать вывод, что источником молекул-биомаркеров были липиды биот как морского, так и континентального происхождения [Грицко и др., 2011].

Средняя часть вскрытых в Акарачкинском карьере «малосалаиркинских слоев» (около 8 м) представлена преобладающими мелко-, тонкодетритовыми известняками с тонкими прослоями известковых алевроаргиллитов, андезитовых песчаных и алевритовых тефроидов с градационной и параллельной слойчатостью, с остатками типичной морской фауны (табуляты, брахиоподы).

Необходимо также остановиться на используемой в статье номенклатуре переходных вулканогенно-осадочных пород. В петрографическом отношении песчаники описываемых разрезов относятся по классификации [Систематика..., 1998] к подгруппе собственно граувакк с резким преобладанием среди обломков зерен пород (> 75 %). Среди них наибольшим распространением пользуются петрокластические граувакки с обломками средних по химическому составу эффузивов. Реже встречаются полимиктовые граувакки, где обломки образуют смесь разнообразных по кремнекислотности эффузивов, а также разновидности прослоев песчаников, относящихся к кислым и основным петрокластическим грауваккам. В структурном отношении описываемые литотипы обычно характеризуются преобладанием разновидностей с неокатанными и полуокатанными обломками, вулканическим типом кварца и однородностью полевых шпатов и литокластов как по составу, так и строению, отсутствием обломков осадочных и метаморфических пород. В генетическом отношении подобный тип граувакк может рассматриваться

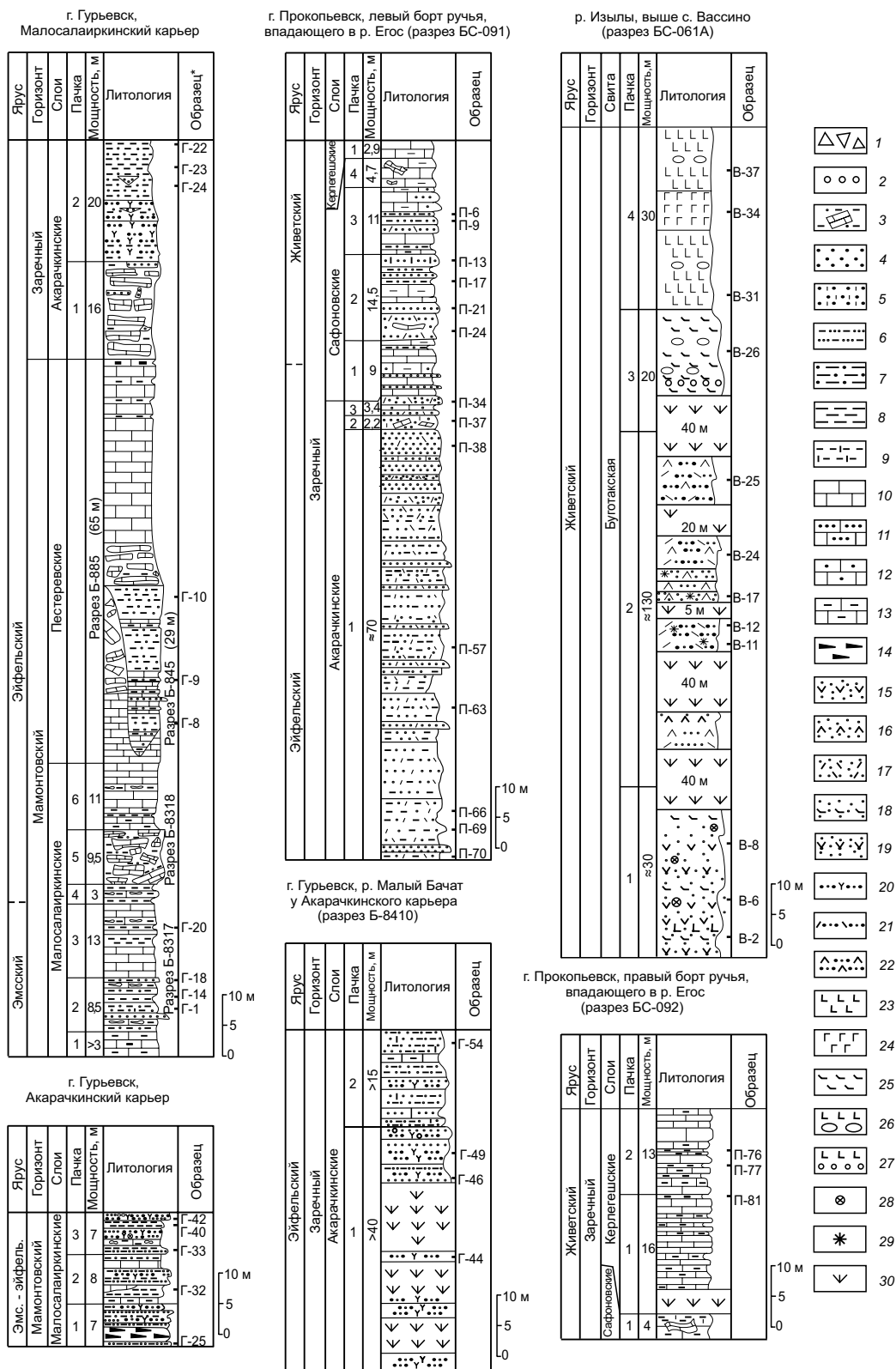


Рис. 3. Разрезы среднего девона Салаира и Кузнецкого прогиба.

1 — брекчии; 2 — конгломераты; 3 — олистостромовые брекчии с указанием состава олистолитов и матрикса; 4 — песчаники; 5 — песчаники известковистые; 6 — алевролиты; 7 — алевроаргиллиты; 8 — аргиллиты; 9 — известковые аргиллиты, мергели; 10 — известняки; 11 — песчаные известняки; 12 — алевроитовые мергели; 13 — глинистые известняки; 14 — горючие сланцы; 15—19 — туфы: 15 — андезитов, 16 — дацитов, 17 — риолитов, 18 — андезибазальтов, 19 — трахиандезитов; 20—22 — тефроида: 20 — без указания состава, 21 — риолитов, 22 — дацитов; 23 — базальты; 24 — долериты; 25 — андезибазальты; 26 — шаровая подушечная лава; 27 — миндалины в базальтах; 28 — конкреционные образования; 29 — красноцветность; 30 — задержанный интервал.

* На колонку внесены только проанализированные образцы.

как тефроиды. В отечественной литературе нет полной согласованности для обозначения генетических разновидностей вулканогенно-осадочных пород. Наиболее авторитетными вулканологами и коллективами исследователей тефроиды рассматриваются как породы, состоящие из синхронного осадкам пирокластического материала (тефры), но перетолженного неокатанного, слабо или хорошо окатанного [Дзоценидзе, 1974; Малеев, 1977; Хворова, 1983; Влодавец, 1984; Петрографический кодекс..., 2009; и др.]. В зависимости от состава перебитой пирокластики при описании конкретных разрезов среднего девона (см. рис. 3) выделяются андезитовые, андезибазальтовые, дацитовые и риолитовые песчаные или алевроитовые тефроиды. Помимо этого И.В. Хворова и Е.Ф. Малеев в областях развития вулканогенно-осадочных отложений выделяют генотип вулканотерригенных или вулканомиктовых песчаников (алевролитов), возникающих в результате размыва субсинхронных вулканических построек [Малеев, 1977; Справочник..., 1983].

Верхняя часть «малосалаиркинских слоев» в Акарачкинском карьере (7 м) представлена преобладающими градационно-слоистыми андезитовыми песчаными тефроидами, туффитами, песчаниками, монтмориллонитовыми алевроаргиллитами. В тефроидах встречаются в незначительных количествах зерна глауконита, в цементе преобладает монтмориллонит. Известковый биодетритовый материал присутствует только в виде рассеянной примеси. Редкие тонкие слои известняков, залегающие среди алевроаргиллитов, вероятно, преобразованы палеосейсмическими толчками в конгломератовидные известняки.

Малосалаиркинские слои менее изучены в Малосалаиркинском карьере (см. рис. 3) (разрезы Б-8317, Б-8318 [Ключевые разрезы..., 2004]). В отличие от разреза Акарачкинского карьера, выше названные разрезы принадлежат к верхней половине малосалаиркинских слоев. Разрез Б-8317 внизу начинается биокластитовыми известняками (более 3 м) с остатками строматопорат, табулят, криноидей, остракод, брахиопод, тамнопорид, мшанок, гастропод. Выше залегает пакет переслаивания (8.5 м) с преобладанием алевроаргиллитов, алевролитов, редкими песчаниками и еще более редкими прослоями конгломератовидных известняков. Завершается этот разрез пакетом переслаивания (13 м) с преобладанием мелкодетритовых известняков, с редкими прослоями аргиллитов и конгломератовидных известняков.

Разрез Б-8318 частично повторяет и надстраивает сверху разрез Б-8317. В нижней его части выделяется пакет переслаивания (5 м) преобладающих алевролитов, алевроаргиллитов, более редких известняков и конгломератовидных известняков. Выше выделяется часть (15 м), в основном сложенная биокластовыми известняками с одиночными мелкими колониями мелкочаеистых табулят в нарушенном залегании, редкими прослоями аргиллитов и конгломератовидных известняков. В средней части разреза малосалаиркинских слоев вскрывается олистостромовая брекчия (9.5 м), сложенная крупными фрагментами слоев известняков, заключенных в глинисто-известковый матрикс. Среди известняковых обломков установлены в опрокинутом залегании мелкие колонии и биогермы мелкочаеистых табулят, строматопор, тамнопорид.

Завершает разрез пакет (11 м) переслаивающихся мелко-, тонкообломочных и пелитоморфных, битуминозных известняков.

Пестеревские слои мамонтовского горизонта, относящиеся к эйфелю (конодонтовые зоны *Polygnathus costatus*, *Polygnathus pseudofolius* и *Tortodus australis*), наиболее полно представлены в разрезах Малосалаиркинського карьера (разрезы Б-885, Б-845 [Ключевые разрезы..., 2004]). Первый разрез Б-885 в нижней части сложен толстоплитчатыми и массивными неясно-слоистыми биокластитовыми известняками (мощность 65 м), местами с субгоризонтально залегающими олистоплаками (см. рис. 3). При оползании мощных пакетов полулитифицированных известняковых отложений редкие прослои глинистых осадков в них (как правило, сильноотстающие от известковых пород в скорости литификации) трансформировались в «прожилки», в секущие «линзы», сложные по форме «пятна». К глинистому веществу приурочены многочисленные корочки пирита. Наблюдаются субвертикальные поверхности с примазками глинистого вещества, по которым происходило смещение отдельных блоков олистоплаков на 1—2 м. Позднее эти субсинхронные осадконакоплению деформации полулитифицированного осадка либо усиливались, либо затухивались тектоническими деформациями, развивавшимися на контактах пород различных по компетенции. Особенность первичной структуры известняков — их обломочное строение (калькаренииты, калькаренииторудиты с преобладающей фауной брахиопод, криноидей, с постоянным присутствием наутилоидей, а также гастропод, ругоз, остракод, строматопорат, табулятов, мшанок, тентакулитов, кремневых спикул, трилобитов, аммоноидей и конодонтов).

Отличительной особенностью этого разреза пестеревских слоев является полное отсутствие силикокластики (в том числе и пирокластики, распространенной в соседних слоях), что свидетельствует о полном прекращении эруптивной вулканической деятельности во время накопления «пестеревских» известняков.

Разрез Б-845, расположенный в Малосалаиркинском карьере в 300 м от вышеприведенного, контрастно отличается по составу и строению пестеревских слоев (см. рис. 3). В этом разрезе мощностью

29 м преобладают переслаивающиеся алевролиты, алевроаргиллиты, песчаники и подчиненные им биокластитовые известняки. Характерной чертой биокластитовых криноидных известняков является ярко проявленная градационная слойчатость. В составе алевролитовых и песчаных тефроидов наиболее широко представлены обломки андезитов, порфиринов, измененной стекловатой основной массы, крупных зональных кристаллов плагиоклаза, изредка встречаются чешуйки биотита. В составе фауны, кроме преобладающих члеников криноидей и фрагментов брахиопод, обнаружены аммоноидеи, кремневые спикулы губок, радиолярии, тентакулиты и конодонты, более редкие в других частях разреза. По текстуре и составу эти отложения контрастны к одновозрастным соседним отложениям и представляют собой канал глубоководного фэна шириной в десятки метров, заполненный турбидитами. В верхней части пестеревские калькаренины обогащены углеродистым веществом.

Акарачкинские слои заречного горизонта верхнего эйфеля (конодонтовые зоны *Tortodus koscelinianus*, *Polygnathus eiflianus*) вскрыты в четырех разрезах, из которых наиболее мощным (87 м) является разрез в окрестностях г. Прокопьевск в левом борту безымянного ручья, притока р. Егос (см. рис. 3). Новая возрастная последовательность слоев в этом разрезе принята согласно палеонтологическим исследованиям [Языков и др., 2014; Изох и др., 2022]. Большая часть разреза (около 70 м) сложена алевроитовыми, мелкозернистыми вулканомиктовыми песчаниками, андезитовыми тефроидами, туффидами с примесью раковинного детрита, мелких оолитов и зерен глауконита. В породах постоянно видна тонкая градационная слойчатость, свидетельствующая о действии мутьевых течений. Отмечается также свойственная для тефроидов шаровая отдельность. Оолиты поступали из мелководной области бассейна вместе с тонкообломочным известковым материалом. В верхней части этого разреза встречен слой (2,2 м) крупноглыбовых известняковых оползневых брекчий. Характерно, что матриксом олистостромы являются тефроиды, аналогичные подстилающим отложениям, в то время как известняковые олистолиды полностью лишены примеси вулканогенного материала.

Олистоострому перекрывают обычные для большей части разреза андезитовые, алевропсаммитовые тефроиды (3,4 м). Отличительной чертой их является большое количество материала песчаной размерности и появление наряду с распространенной фауной (брахиоподы, двустворки, тентакулиты и конодонты) многочисленных остатков аммоноидей.

Разрез акарачкинских слоев в Малосалаиркинском карьере общей мощностью 36 м начинается снизу олистоостромой (около 16 м), сложенной крупными олистолитами (более 10 м в длину) массивных известняков «пестеревского типа», нередко имеющих пластическую деформацию, субсинхронную осадконакоплению. Матрикс олистостромы имеет алевроитовоизвестково-глинистый состав (с примесью редких зерен глауконита) и мелкоплотчатое строение.

Вышезалегающая часть разреза (около 20 м) представлена переслаивающимися алевроитовыми, песчано-алевритовыми андезитовыми тефроидами с полуокатанными и неокатанными обломками, с монтмориллонитовым и кальцитовым цементом. В самой верхней части появляются и преобладают алевроаргиллиты и аргиллиты, подчинены туфопесчаники, алевроизвестково-глинистые породы, калькаренины. Для всех пород характерна тонкая градационная, параллельная слойчатость, редкие нептунические дайки, слойки со «слоевым детритом» (чешуйчатые фрагменты взмученных глинистых прослоев). В верхней половине разреза встречаются «линзовидные» формы слоев (толщина не более 1 м, ширина — метры), представляющие собой вертикальные сечения лентовидных тел, относящихся к мелким каналам фенов. Каналы заполнены грубокосослоистыми песчаными калькаренинами, хорошо промытыми. Наиболее редки в этом пакете маломощные слои конгломератовидных известняков (глинистоизвестняковых палеосейсмитов). Фауна представлена остатками брахиопод, остракод, тентакулитов, табулятов, трилобитов, а в самой верхней части появляется мелкий растительный детрит, часто пиритизированный.

Мощность акарачкинских слоев в стратотипической местности (между Акарачкинским карьером и р. Малый Бачат в г. Гурьевск) (см. рис. 3) составляет около 60 м. В нижней части (около 40 м) этого прерывисто-обнаженного разреза преобладают андезитовые, трахиандезитовые песчаные тефроиды, туфопесчаники с кальцитовым и монтмориллонитовым цементом, с примесью раковинного детрита и с тонкой градационной слойчатостью. Более редки маломощные слои глинистых, песчаных калькаренинов, монтмориллонитовых алевроаргиллитов и линзовидные прослои гравелитопесчаников (феновые каналиты). Полуокатанные, неокатанные, оскольчатые обломки представлены плагиоклазом, андезитами, трахитами, измененным вулканическим стеклом часто пузыристого строения, реже фельзитами, биотитом и кварцем, встречаются более редкие зерна глауконита. Наряду с морской фауной (криноидеи, брахиоподы, табуляты, ругозы, конодонты и многочисленные аммоноидеи) [Изох и др., 2022] встречается принесенный с континента растительный детрит.

Верхняя часть разреза (около 15 м) сложена известковыми алевроаргиллитами, более редкими мергелями, слоями вулканомиктовых песчаников (преобладают обломки андезитов), песчаных калькаренинов. Характерной особенностью этой части разреза является обилие остатков аммоноидей генозо-

ны *Agoniatites* наряду с брахиоподами, двустворками, тентакулитами, трилобитами, конодонтами и более редкими остатками континентальной растительности.

В тектонически сложноустроенном и слабообнаженном разрезе акарачкинских слоев вблизи с. Заречное, на правом склоне долины р. Большой Бачат вскрываются разнотекстурированные (от мелко- до грубо- и крупнотекстурированных) песчаные андезитовые, трахиандезитовые тефроида, туфы, туфопесчаники с обломками андезитов, трахиандезитов, трахитов, крупных кристаллов плагиоклаза и более редких обломков измененного вулканического стекла, пироксенов, фельзитов. Меньше распространены линзовидные прослои гравелитопесчаников с редкой галькой (феновые каналиты) и конгломератовидных известняков. Довольно часто обломочные породы хорошо промыты (отсутствует мелкоалевритовый и пелитовый материал). В верхней части разреза, где усиливается содержание прослоев известковистых алевроаргиллитов и появляются черные глинистые известняки, обнаружены многочисленные остатки аммонойд генозоны *Agoniatites*.

Сафоновские слои заречного горизонта (интервал конодонтовых зон от *Polygnathus ensensis* верхнего эйфеля по низы *Polygnathus ansatus* среднего живета) [Язиков и др., 2014; Исих и др., 2022] наиболее полно вскрываются в разрезе на окраине Прокопьевска в левом борту безымянного ручья, левого притока р. Егос (см. рис. 3). Здесь в нижней части разреза обнажается пакет (около 9 м), сложенный преобладающими обломочными известняками (биокалькаренины, кальцисилиты), глинистыми известняками с прослоями градиционно-слоистых среднетекстурированных тефроидов, вулканомиктовых песчаников. Местами наиболее чистые прослои известняков подвержены седиментационному будинажу. Встречены брахиоподы, остракоды, мшанки, тентакулиты и конодонты. Полуокатанная, неокатанная вулканокластита представлена крупными цельными кристаллами плагиоклаза и их осколками, а также андезитами, редко биотитом и развивающимся по пирокластике глауконитом.

В вышезалегающей пачке (14,5 м) преобладают тефроида, вулканомиктовые песчаники, туффиты разнотекстурированные с примесью известкового детрита, часто с крупной шаровой отдельностью с прослоями глинистых пелитоморфных известняков, кальцисилитов и алевроаргиллитов. В нижней части пачки встречена олистострома с крупными до 3.0×0.8 м фрагментами слоев обломочных известняков и преобладанием зелено-серого туффитового матрикса. Вулканокластита в известняковых олистолитах представлена полуокатанными и неокатанными обломками фельзитов, кварца, измененного вулканического стекла и зернами глауконита (по пирокластике), в то время как в матриксе и во вмещающих песчаниках обломки сложены андезитами и базальтоидами.

Выше залегают пачка (11 м), представленная тонкопереслаивающимися темно-серыми монтмориллонитовыми алевроаргиллитами, глинистыми кальцисилитами, биокалькаренинами и более редкими градиционно-слоистыми песчаными тефроидами. Часто наблюдается седиментационный будинаж известковых прослоев с появлением цепочек караваеобразных фрагментов известняковых слоев и туффитовым матриксом. Вулканокластита — андезитовая, редко встречается биотит, фельзиты, пузыристое измененное вулканическое стекло и кварц. Тонкая градиционная слоистость нередко наблюдается и в прослоях алевроаргиллитов. Завершает разрез олистостромовая брекчия (4,7 м), состоящая из крупных (до 0,5 м) седиментационно деформированных фрагментов слоев известняков и темно-серого известково-глинистого матрикса.

Сафоновские слои в разрезе с. Заречное не обнажаются непрерывно, они подразделяются на три пакета. В нижнем (около 10 м) представлены переслаивающиеся известковистые туффитовые, вулканомиктовые песчаники, гравелиты, мелкогалечные конгломератобрекчии с песчаным матриксом. Полуокатанные, неокатанные обломки представлены андезитами, трахиандезитами, плагиоклазами и более редкими пироксенами, фельзитами. В среднем пакете (около 20 м) преобладают крупнообломочные коралловые, строматопоровые известняки с прослоями мелкодетритовых известняков. Большим распространением пользуются колонии мелкоячеистых и ветвистых табулят, колониальные ругозы, брахиоподы, остракоды, более редкие криноиды и одиночные ругозы. И, наконец, верхний пакет (более 7 м) представлен переслаиванием среднетекстурированных детритовых известняков и черных, коричнево-серых мергелей и аргиллитов. Здесь усиливается роль детрита криноидов, встречаются остракоды, брахиоподы, мелкие ругозы.

Сафоновские слои в разрезе окрестностей Прокопьевска представлены лишь самой верхней своей частью — олистостромой (около 4 м), сложенной фрагментами слоев известняков размером до 0,4 м в известково-глинистом матриксе.

Керлегишские слои заречного горизонта среднего живета (конодонтовые зоны *Polygnathus ansatus* и «*Ozarkodina*» *semialternans*) [Язиков и др., 2014; Исих и др., 2022] наиболее полно обнажены в окрестностях Прокопьевска (бассейн р. Егос). В нижней половине этого разреза вскрывается пакет (около 16 м) переслаивания глинистых пелитоморфных известняков темно-серой, коричнево-серой окраски, часто битуминозных, а также известково-глинистых пород и редко аргиллитов. Наиболее чистые прослои известняков несут признаки седиментационного будинажа (конгломератовидные известняки). Из-

известняки в пакете практически лишены какой бы то ни было силикокластической примеси. Автохтонные остатки фауны представлены ветвистыми табулятами, брахиоподами, ругозами, остракодами, гастроподами. При этом содержание крупноразмерных остатков фауны увеличивается вблизи тонких слоев с глинистым веществом, что может указывать на замедление в эти периоды скорости осадконакопления и, возможно, на начало формирования на поверхности осадков твердого дна (hardground).

Верхняя половина разреза представлена пакетом переслаивания (13 м) по составу и строению в целом близкого к вышеописанному, но с появлением наряду с пелитоморфными известняками крупнозернистых кальцилитов, калькаренитов, а местами и кальцрудитов. В верхней части разреза отчетливее проявлены прослои конгломератовидных известняков, а поверхности твердого дна приобретают мелкобугристое строение. При этом состав фауны не изменяется.

В разрезе у с. Заречное керлегешские слои представлены своей нижней частью. Здесь обнажаются (7 м) крупнообломочные известняки, сложенные обломками кораллов, строматопорат и более редкими прослоями криноидных калькаренитов, конгломератовидных известняков. Здесь также отмечаются признаки твердого дна.

В разрезе на окраине Прокопьевска (бассейн р. Егос) керлегешские слои представлены самой верхней своей частью (2,9 м) — ругозовыми темно-серыми известняками, надстраивающими описанный выше разрез на противоположном берегу ручья.

Буготакская свита позднеживетского возраста изучена на границе Кузнецкого прогиба и Колывань-Томской складчатой зоны у с. Вассино (см. рис. 3). Из-за частичной закрытости территории детальный разрез буготакской свиты не составлен. В обобщенном виде он представлен в нижней части толщей 30 м, сложенной туфами андезитов, андезибазальтов, трахиандезитов с ярко проявленной крупной шаровой отдельностью, обусловленной конкреционными процессами с неравномерным концентрическим распределением карбонатного вещества. Диаметр конкреционных шаров, менее подверженных выветриванию, достигает более 1 м.

Выше вскрывается туфогенная толща (около 130 м), контрастно отличающаяся от предыдущего кислым составом (дацитовым, риолитовым) туфов, тефроидов, туфопесчаников с прослоями в верхней части туфоконгломератов. Отмечается крупная косая и бугорчатая слоистость.

В верхней части буготакской свиты вскрываются андезибазальты (20 м) с интерсертальной структурой, с кварцевыми и хлоритовыми миндалинами и подушечным строением подводных потоков. В самой верхней части находится лавовый покров мощностью около 30 м, сложенный базальтами, трахибазальтами с порфиroidными микродолеритами в центральной части потока и признаками подушечного строения в верхней его части.

ВУЛКАНИЗМ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ

Магматизм среднего девона—позднего карбона довольно широко развит на Салаире и в Колывань-Томской складчатой зоне [Схемы..., 2002]. На этой территории выделяется активная окраинно-континентальная система. В течение рассматриваемого периода при неоднократной ее перестройке происходило смещение зоны субдукции, менялись границы вулканической зоны и положение границы Палеоазиатского океана и Сибирского континента. В этой части АССО в живет-каменноугольный отрезок времени выделены области островодужного (Рудный Алтай), окраинно-континентального (Горный Алтай и Салаир) и задугового спредингового (Колывань-Томская складчатая зона) вулканизма [Схемы..., 2002]. В раннем живете происходила эволюция зоны перехода океан—континент, по одним данным, при пониженной магматической активности [Схемы..., 2002], по другим, — при повышенной [Елкин и др., 1994]. На Салаире к живетскому уровню отнесен сафоновский андезибазальтовый комплекс, который тесно связан с чумышским раннедевонским комплексом, являясь по сути дела его завершающей фазой [Схемы..., 2002]. На Салаире по р. Чумыш вулканы чумышского комплекса представлены редкими потоками базальтовых лав и слоями туфов [Геологическое строение..., 1999]. Вулканогенные породы живетского уровня на Салаире прослежены на северо-востоке и северо-западе в виде пояса шириной 1—2 км на расстояние около 190 км [Геологическое строение..., 1999]. Покровные вулканы на северо-востоке и юге Салаира отнесены к сафоновскому комплексу. Он изучен слабо, представлен главным образом лавами, туфами, тефроидами и туффитами базальтов и андезибазальтов [Геологическое строение..., 1999].

На изученных нами разрезах указанные выше магматические комплексы нашли отражение только в присутствии среди осадков андезитовых и базальтовых песчаных и алевроитовых тефроидов.

В обстановке задугового бассейна предполагается проявление вулканизма живетского возраста на территории Колывань-Томской зоны и севера Кузнецкого прогиба. Здесь выделены буготакско-тогучинский плагиориолит-андезибазальт-базальтовый и митрофановский риолит-базальтовый комплексы. Буготакско-тогучинский комплекс представлен в разрезе буготакской свиты по р. Изылы базальтовыми

и андезибазальтовыми покровами с подушечным строением, туфами и тейфроидами андезитов, дацитов и риолитов.

Базальты буготакского комплекса по химическому составу близки базальтам зон спрединга задуговых бассейнов [Геологическое строение..., 1999].

Петрографическое изучение отложений среднего девона Салаира и Кузнецкого прогиба в отношении влияния вулканизма, предпринятое нами, позволяет сделать следующие выводы.

В изученных разрезах редко встречаются слои непереотложенных туфов. Как правило, преобладают тейфроиды и вулканогенно-осадочные породы, в том или ином количестве включающие вулканический материал псаммитовой, алевроитовой, пелитовой, реже псефитовой размерности. Обычно преобладают неокатанные (до осколячатых) и полуокатанные обломки вулканогенных пород, что позволяет отнести палеосадки, включающие их, либо к вулканомиктовым песчаникам, либо к туффитам, либо к слабоперемытым туфам — тейфроидам с различной обработкой обломков и дифференциацией пирокластики, либо вулканокластики в водной среде. Нередко трудно установить происхождение полуокатанных и окатанных вулканических обломков: переотложенная ли это тейфра, субсинхронная осадконакоплению, или продукты разрушения более древних вулканических построек. Привнесенный материал с континентальной или островной суши, как правило, должен иметь более пестрый состав как по веществу, так и по структуре обломков.

В описываемых разрезах в целом в составе обломков преобладают плагиоклазы и литокласты андезитов, андезибазальтов с появлением в более редких прослоях преобладающих обломков базальтов либо дацитов. Нередко для определенных частей приведенных разрезов устанавливается однородный облик пирокластики как по составу, так и по структуре, что указывает на формирование этих слоев из переотложенной тейфры в результате одного акта извержения.

Часто в пирокластике много обломков измененного вулканического стекла, в этом случае петрографическими методами возможно лишь полуколичественное определение ее состава.

На рисунке 4 составы песчаных тейфроидов вынесены на диаграммы TAS, по [Winchester, Floyd, 1976], что позволило не только уточнить состав пирокластики, преобладающей в осадках, но и более определенно выявить эволюцию вулканизма, синхронного осадконакоплению. Песчаные тейфроиды из малосалаиркинских слоев на диаграмме TAS соответствуют андезибазальтам, андезитам с возможным появлением более кислых разновидностей. Песчаные тейфroidы из акарачкинских слоев занимают сравнительно компактное обособленное поле в области трахиандезитов и базальтовых трахиандезитов. Единичные анализы из сафоновских слоев соответствуют базальтовому трахиандезиту и андезиту. Наиболее контрастный состав пирокластики и эффузивов характерен для буготакской свиты из разреза по р. Изылы вблизи границы с Колывань-Томской складчатой зоной. Состав туфов и тейфroidов буготакской свиты изменяется от андезибазальтов до риодацитов, а эффузивы соответствуют базальтам и андезибазальтам.

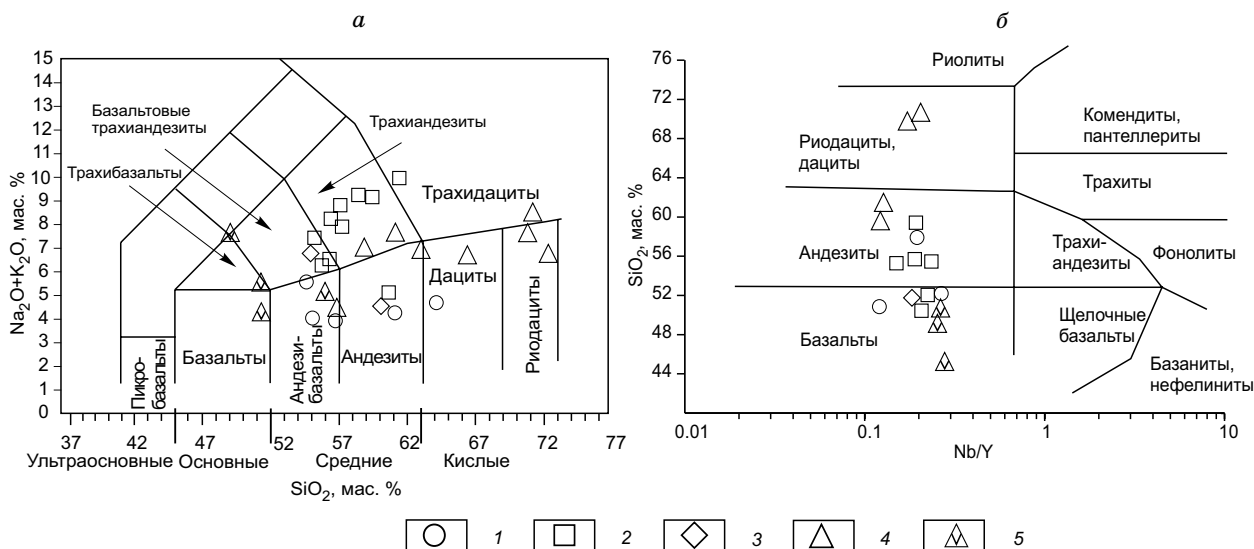


Рис. 4. Диаграммы TAS ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)— SiO_2 (a) и SiO_2 —Nb/Y (b), по [Winchester, Floyd, 1976], для среднедевонских тейфroidных песчаников Салаира и Кузнецкого прогиба.

Песчанники: 1 — малосалаиркинских слоев, 2 — акарачкинских слоев, 3 — сафоновских слоев, 4 — буготакской свиты, 5 — долеритобазальты буготакской свиты.

На второй диаграмме песчаники попадают в поля андезитов и базальтов, а два анализа из буготакской свиты в поле риодацитов и дацитов.

ЛИТОХИМИЯ СРЕДНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ

Геохимические исследования среднедевонских отложений базируются на 52 силикатных анализах, выполненных рентгенофлуоресцентным методом, и 30 анализах методом ИСП-МС (Sc, V, Cr, Co, Ni, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, Th, U) (табл. 1).

Песчаники на диаграмме Ф. Петтиджона [Pettijohn et al., 1972] за исключением одного анализа принадлежат полю граувакк (рис. 5). По значению гидролизатного модуля ГМ [Юдович, Кетрис, 2000] песчаники относятся к сиаллитам, а в двух анализах значения ГМ достигают значений, характерных для гидролизатов (расшифровка модулей приведена в подписи к рис. 6).

К признакам, свидетельствующим о присутствии основной по составу пирокластики, относятся повышенные содержания силикатного MgO ($>3\%$); положительная корреляция ТМ—ЖМ (железный модуль $(Fe_2O_3 + FeO + MnO)/(TiO_2 + Al_2O_3)$) (см. рис. 6) (реликтовая связь между Ti и Fe, обусловленная эндогенными процессами); негативная корреляция ФМ—НКМ (в магматических породах отражает антагонизм фемических минералов и полевых шпатов); значения щелочного модуля ЩМ ($K_2O + Na_2O$) > 1 ; повышенные значения ТМ, ЖМ, ФМ [Юдович, Кетрис, 2000, 2010]. В девяти анализах песчаников из 25 содержание силикатного MgO (с пересчетом на бескарбонатную основу) превышает 3% , что напрямую свидетельствует о заметной примеси в составе песчаников пирокластики основного (основного—среднего) состава. В пяти пробах содержание MgO близко к 3% . В песчаниках из малосалаиркинских и акарачкинских слоев этот уровень отмечен в половине проб, из сафоновских слоев — во всех пробах, а из буготакской свиты — в двух из восьми проб песчаных тефроидов (для кислых тефроидов этот критерий не работает).

В песчаниках в большинстве анализов величина фемического модуля ФМ больше 0.1 (см. рис. 6, а), что указывает на принадлежность отложений к вулканокластическим грауваккам или породам с примесью пирокластики основного (основного—среднего) состава. В песчаных тефроидах буготакской свиты из-за контрастного состава тефры в разных частях разреза это значение установлено только для половины проб. Состав пород с андезитовой пирокластикой, в отличие от наиболее близкой к ней по составу базальтовой пирокластикой, не имеет повышенную титанистость и железиистость, а по сравнению с кислой пирокластикой не имеет повышенную щелочность.

На диаграмме ФМ—НКМ, по [Юдович, Кетрис, 2000], для глинистых пород (рис. 7, а) точки составов аргиллитов среднего девона располагаются главным образом в поле V, отвечающем глинистым породам хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистого состава с широким развитием смешанослойных минералов. К полю V тяготеет большая часть проб аргиллитов пестеревских, акарачкинских, сафоновских и, возможно, малосалаиркинских слоев. Особняком выступают глинистые породы керлегешских слоев, попадающие в поле глинистых пород с преобладанием монтмориллонита с примесью каолинита и в подчиненном количестве гидрослюды. Не исключено, что некоторые пробы малосалаиркинских слоев

также относятся к этому полю. По значениям модуля ГМ (см. рис. 6, б) аргиллиты относятся к сиаллитам (за исключением трех анализов из четырех проб сафоновских слоев, относящихся к силитам).

С помощью индекса химического выветривания (CIA) и диаграммы A—CN—K [Nesbitt, Young, 1982; Fedo et al., 1995] возможно установление интенсивности процессов выветривания, зависящих в первую очередь от климата, а также (по косвенным признакам) состава источников материала из области сноса (см. рис. 7, б). Значения CIA изученных песчаников изменяются от 50 до 70. Точки состава песчаников на диаграмме практиче-

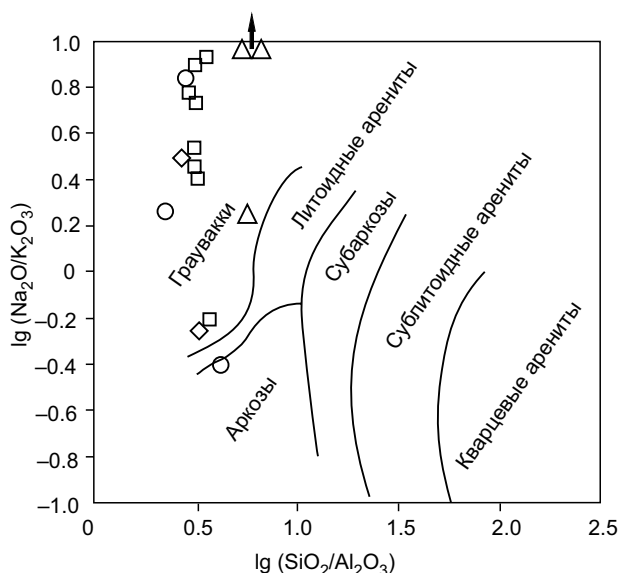


Рис. 5. Петрохимическая диаграмма, по [Pettijohn et al., 1972], для среднедевонских тефроидных песчаников Салаира и Кузнецкого прогиба.

Усл. обозн. см. на рис. 4.

Таблица 1.

Химический (мас. %) и редкометалльный (г/т) составы осадочных пород

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	Г-32	Г-42	Г-1	Г-18	Г-20	Г-9	Г-22	Г-24	Г-44	Г-46	Г-54	П-34	П-38	П-63	П-69
SiO ₂	62.93	52.17	50.83	57.9	53.05	48.9	55.85	57.17	55.68	59.4	54.74	51.98	50.41	57.6	52.6
TiO ₂	0.98	0.88	0.88	1.01	0.9	0.49	0.97	0.95	0.65	0.63	0.57	0.94	0.64	0.7	1
Al ₂ O ₃	16.06	17.44	16.91	15	20.59	10.38	14.99	15.39	18.88	19.22	11.48	15.92	16.05	14.26	16.51
Fe ₂ O ₃	6.82	9.47	11.41	10.67	6.86	3.77	7.81	8.25	6.26	4.12	4.92	8.59	7.1	7.57	7.45
MnO	0.06	0.12	0.18	0.13	0.07	0.03	0.07	0.07	0.07	0.05	0.06	0.05	0.04	0.05	0.04
MgO	2.63	3.33	2.54	3.12	2.62	3.49	3.13	3.65	2.19	1.45	2.45	3.62	2.51	3.18	3.47
CaO	0.97	4.91	4.97	3.23	1.27	14.47	4.37	2.99	2.83	2.28	10.21	5.26	8.09	4.45	4.52
Na ₂ O	0.86	2.99	4.75	3.69	0.45	0.58	1.95	1.91	7.37	8.31	1.28	4.18	4.05	1.83	4.45
K ₂ O	2.56	0.41	0.22	0.2	3.88	2.25	2.33	2.69	1.22	1.1	2.24	1.64	1.41	2.36	1.69
P ₂ O ₅	0.11	0.15	0.35	0.19	0.1	0.11	0.19	0.17	0.13	0.15	0.16	0.11	0.11	0.16	0.15
CO ₂	н.о.	1.27	2.45	0.82	н.о.	9.8	2.18	1.27	1.06	0.85	6.75	2.72	4.08	2.17	1.31
П.п.п.	5.5	7.52	6.12	4.3	9.72	15	8.15	6.32	4.1	2.77	11.38	7.28	9.23	7.36	7.62
Сумма	99.5	99.43	99.23	99.48	99.55	99.48	99.84	99.57	99.42	99.53	99.54	99.59	99.7	99.54	99.52
Sc	15.4	23	17.6	19.7	23	13.8	23	17.4	16	12.4	13.5	21	15.5	14.1	19.2
V	89	203	137	167	120	61	134	129	96	78	78	156	103	100	84
Cr	83	31	43	36	46	39	64	55	28	34	46	34	14.9	41	38
Co	21	24	19.3	17.9	26	6.1	17.3	20	14.7	12.4	8.9	24	15.7	12.7	8.5
Ni	25	22	<5	<5	31	5.9	41	45	<5	11.5	24	19.5	18.1	29	12.7
Zn	94	107	49	38	97	31	99	100	71	74	86	243	245	243	258
Rb	78	9.6	2.3	2	111	59	59	73	15.5	13.6	66	29	15.2	58	68
Sr	191	761	784	450	167	651	197	185	619	679	311	563	986	313	254
Y	33	20	29	21	27	21	25	27	17.4	16.6	30	18.9	45	27	33
Zr	225	94	98	100	161	113	127	141	86	81	125	101	276	148	238
Nb	11.6	5	3.5	4.1	9.3	7.5	5.5	6.3	3.3	3.2	8.7	4.4	9.3	9	14
Mo	1.53	1.86	0.55	0.55	1.06	1.17	0.62	4.1	1.86	1.02	0.66	0.32	0.59	0.36	0.5
Ba	221	404	753	376	459	96	315	210	297	531	433	297	583	262	246
La	39	17.2	23	15.3	19.4	22	15.9	17.8	17.2	18	28	12.8	17.3	25	25
Ce	89	35	58	35	41	37	37	40	37	38	52	28	39	51	61
Pr	10.6	4.9	8.4	5.1	5.4	5.4	5.1	5.6	4.8	5.2	7.4	4	5.8	7.1	8.9
Nd	41	21	39	21	21	21	22	22	20	19.8	31	17.4	25	29	37
Sm	7.5	4.2	8.4	4.6	4.7	4.3	4.6	5.3	4.3	4.3	5.4	3.9	6.2	6.1	7.5
Eu	1.81	1.44	2.1	1.27	1.07	0.88	1.32	1.24	1.27	1.49	1.18	1.13	1.83	1.27	1.55
Gd	5.4	3.5	6.9	3.9	4.2	4.3	4.1	4	3.5	3.2	4	3.3	5.9	5.2	6
Tb	1	0.65	1.06	0.71	0.81	0.68	0.8	0.86	0.55	0.56	0.8	0.57	1.25	0.88	1.07
Dy	6	3.6	5.4	4.1	5	3.7	4.6	4.9	3.4	3.3	4.9	3.7	8.7	5.6	6.8
Ho	1.33	0.66	1.15	0.87	1.2	0.77	0.99	1.07	0.64	0.71	1.1	0.76	1.97	1.15	1.4
Er	4.1	2	3.4	2.3	3.1	2.3	2.7	2.8	1.71	1.98	3.6	2.3	6.2	3.4	4.5
Tm	0.62	0.33	0.54	0.41	0.48	0.34	0.45	0.48	0.28	0.29	0.52	0.39	1.03	0.58	0.77
Yb	3.3	1.88	3.3	2.6	3.5	1.89	3.2	2.9	1.76	2	3	2.3	6.7	3.5	5
Lu	0.55	0.26	0.4	0.35	0.47	0.3	0.4	0.43	0.24	0.29	0.49	0.31	1.05	0.56	0.75
Hf	6.1	2.7	2.7	2.8	4.5	3.4	3.5	4.1	2.3	2.2	3.4	3.2	8.7	5.3	8.6
Ta	0.78	0.17	0.17	0.25	0.59	0.59	0.31	0.45	0.17	0.14	0.45	0.28	0.83	0.7	1.05
Th	10.4	2.9	3.2	2.9	8.7	8	4.9	6	2.7	2.5	5.9	2.7	12.7	7.1	11.4
U	2.2	0.97	1.67	1.79	4.1	2.4	2.2	1.89	0.97	0.99	1.99	1.99	4.8	2.6	3.5

среднего девона Салаира и Кузнецкого прогиба

16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Б-5	Б-8	Б-11	П-6	П-13	П-24	П-77	П-81	В-6	В-11	В-12	В-25	В-31	В-34	В-37
54.81	55.26	55.44	58.16	42.15	51.7	58.54	55.98	59.31	61.19	69.83	70.38	49.82	50.71	45.08
0.86	0.93	1.27	0.52	0.08	0.86	0.91	0.97	1.01	0.91	0.49	0.6	0.95	0.92	0.96
15.29	17.28	16.87	9.88	4.56	17.14	17.96	18.07	16.03	14.67	14.81	14.19	18.38	17.88	18.21
7.3	8.75	10	4.3	0.58	9.34	6.17	7.64	7.35	7.58	3.95	3.7	9.2	9.55	9.5
0.05	0.13	0.12	0.05	0.18	0.05	0.02	0.04	0.18	0.17	0.03	0.05	0.16	0.16	0.14
2.49	2.39	2.92	2.64	0.4	4.22	3.61	4.33	3.47	2.88	0.24	0.92	5.91	6.04	2.82
5.26	3.51	2.77	9.99	28.94	3.71	1.45	1.18	2.16	3.04	0.68	1.11	7.35	8.92	8.07
1.66	6.91	7.37	1.55	0.51	4.79	0.07	0.11	6.99	6.18	7.93	6.18	3.53	3.09	4.35
2.62	1.27	0.18	1.29	0.08	1.54	2.31	2.29	0.2	0.23	0.1	0.08	1.49	0.93	2.41
0.16	0.21	0.15	0.14	0.03	0.13	0.21	0.2	0.35	0.3	0.1	0.16	0.3	0.29	0.31
2.72	0.27	0.27	6.25	19.82	2.17	0.22	0.65	н.о.	н.о.	н.о.	0.22	0.65	0.65	3.7
8.92	2.82	2.46	11	22.43	6.05	8.25	8.84	2.47	1.93	0.51	1.37	2.49	1.11	7.81
99.44	99.51	99.58	99.52	99.96	99.56	99.53	99.67	99.53	99.11	98.69	98.75	99.64	99.63	99.7
19.6	21	27	10.9	1.26	19.7	19.1	19	28	25	14.8	12.2	29	28	25
126	159	224	64	4.7	161	120	113	126	111	9	73	184	188	180
45	31	66	25	5.5	30	43	54	54	45	24	23	119	129	119
16.4	25	31	11.6	0.64	21	11.5	19.5	20	14	1.13	17.1	30	34	35
24	12	16.5	17	5.4	18.2	16.9	63	13	10.2	<5	33	64	65	74
212	236	264	137	32	281	221	251	121	104	87	76	91	97	147
74	14.3	2.1	35	1.17	23	72	70	4.2	4.2	15.7	1.77	16.7	10.8	32
284	1138	548	287	533	560	138	104	251	207	141	172	709	608	366
25	28	23	18.5	13.6	20	24	21	32	30	38	24	18.9	19	17.2
138	104	97	102	28	95	167	191	132	121	190	158	87	85	85
8.1	4.2	5.4	6	1.61	3.9	9.1	9.7	3.9	3.8	6.8	4.9	4.8	4.9	4.8
0.45	0.54	0.64	1.05	0.64	0.45	1.32	9.8	2	1.23	1.95	0.65	1.06	0.87	3.1
262	471	75	91	140	349	153	104	107	274	131	91	588	429	336
19.4	15.8	16.8	14.3	14.3	12.8	13.2	15.9	26	28	32	20	16.5	15.6	17.8
42	36	38	30	23	30	25	32	57	58	70	42	36	35	36
6.2	5.4	5.3	4.6	2.5	4.5	5	4.9	7.8	7.5	9.1	6.2	4.9	4.9	4.8
25	24	23	19.3	8.2	19.9	22	21	32	30	37	24	19.8	19.7	19.7
5.7	5.1	5.4	3.9	1.21	4.2	5.2	4.8	7	6.7	6.9	5.1	4.8	3.9	4.5
1.34	1.54	1.69	0.85	0.21	1.27	1.06	0.92	1.58	1.66	1.6	0.99	1.3	1.16	1.33
4.6	4.4	4.5	3.3	1.09	3.4	4.1	3.9	5	5	6	4.1	3.5	4.1	3.7
0.82	0.75	0.82	0.57	0.25	0.63	0.76	0.69	1.01	0.95	1.22	0.73	0.64	0.65	0.56
5.2	5	5	3.6	1.53	3.9	5	4.9	5.7	5.5	7.1	4.4	3.8	3.6	3.3
1.08	1.08	1.02	0.77	0.38	0.83	1.08	1.02	1.1	1.24	1.42	0.87	0.71	0.83	0.66
3.1	3.1	3	2.3	1.4	2.4	3.2	3.1	3.5	3.5	4.2	2.9	2.1	2.1	2.1
0.52	0.51	0.45	0.39	0.26	0.39	0.52	0.52	0.49	0.5	0.65	0.45	0.32	0.3	0.29
3.1	3.3	2.9	2.2	1.53	2.4	3.4	3.3	3.6	3.3	4.3	2.5	2.2	2.2	2
0.5	0.49	0.43	0.31	0.25	0.37	0.5	0.5	0.48	0.54	0.65	0.4	0.3	0.31	0.27
4.8	3.2	3.5	3.5	1.02	3.2	5.7	6.6	3.9	3.6	5.3	4.3	2.3	2.4	1.97
0.56	0.28	0.35	0.49	0.49	0.28	0.7	0.77	0.2	0.19	0.51	0.31	0.31	0.33	0.25
6.3	2.3	2.5	4.3	3.1	2.7	7.6	8.2	7.9	7.4	12	9.9	2.1	2.1	2
2.3	1.17	1.24	1.68	1.68	1.74	3.1	4	2.5	2.2	2.9	17.5	0.72	0.6	0.6

Примечание. Анализы выполнены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН рентгенофлуоресцентным (аналитик Н.М. Глухова) и ИСП-МС (аналитики И.В. Николаева, С.В. Полесский) методами. Номера проб в таблице соответствуют номерам на рис. 3: 1, 5—8, 11, 14—16, 19, 22, 23 — аргилиты, алевроаргилиты; 2—4, 9, 10, 12, 13, 17, 18, 21 — песчаники, тефроидные печаники; 20 — мергель; 24, 25 — тефроиды андезибазальтовые; 26, 27 — тефроиды кислые; 28, 29 — долеритобазальты; 30 — базальт. н.о. — не определено.

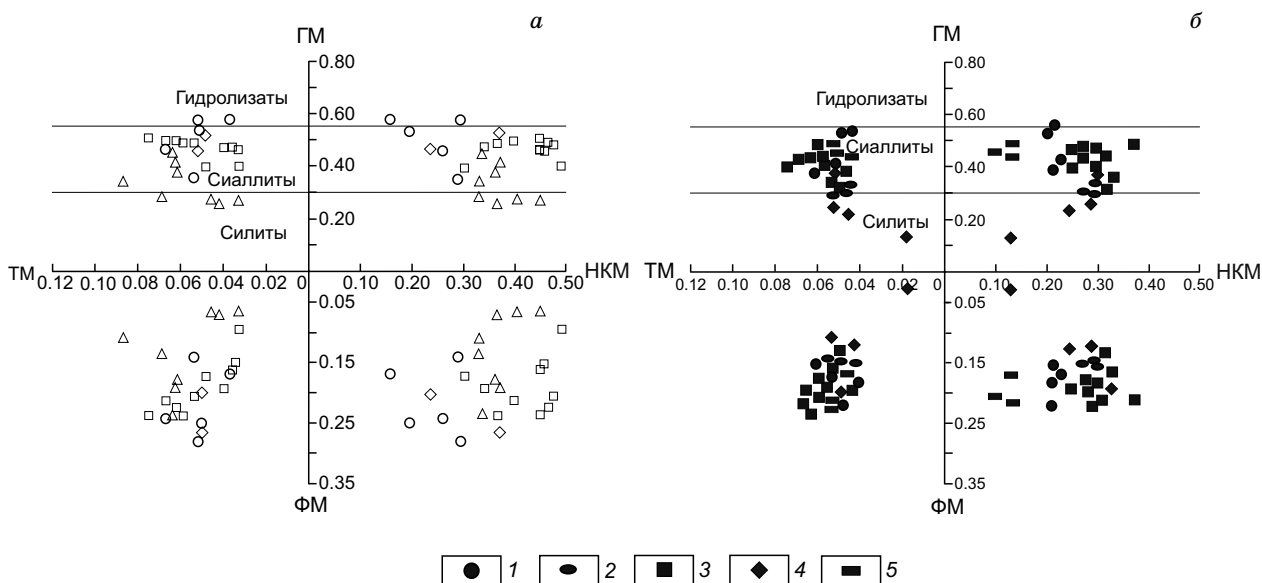


Рис. 6. Сводные модульные диаграммы, по [Юдович, Кетрис, 2000], для песчаников (а) и аргиллитов (б) Салаира и Кузнецкого прогиба.

Аргиллиты: 1 — малосалаиркинских слоев, 2 — пестеревских слоев, 3 — акарачкинских слоев, 4 — сафоновских слоев, 5 — кергелешских слоев. Остальные усл. обозн. см. на рис. 4.

Здесь и в тексте: ФМ — фемический модуль $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$; НКМ — модуль нормированной щелочности $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$; ГМ — гидролизатный модуль $(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO})/\text{SiO}_2$; ТМ — титановый модуль $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$.

ски не смешиваются, обособляясь в группы, отвечающие песчаникам отдельных стратиграфических слоев. В них, по-видимому, отражается разное соотношение базальтовой и андезитовой пирокластики (вулканокластики). Еще более контрастнее на диаграмме А—СН—К (см. рис. 7, б) обособились пробы аргиллитов различных слоев.

Пробы аргиллитов кергелешских и малосалаиркинских слоев отвечают сравнительно интенсивному выветриванию в условиях гумидного и семигумидного климата (значения $\text{CIA} > 70$). Пониженные значения CIA в пестеревских, акарачкинских и сафоновских алевроитсодержащих аргиллитах обусловлены, возможно, примесью тонкой, но свежей, не успевшей разложиться пирокластики андезитового и андезидазальтового состава.

На рисунке 7, в приведена дискриминантная диаграмма F1—F2 [Roser, Korsch, 1988], позволяющая установить состав источников материала из области сноса и примесной пирокластики для среднедевонских тефроидных песчаников Кузнецкого прогиба и Салаира. Дискриминантные уравнения выглядят следующим образом: $F1 = -1.773 \text{ TiO}_2 + 0.67 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0.76 \text{ Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}} - 1.5 \text{ MgO} + 0.616 \text{ CaO} + 0.509 \text{ Na}_2\text{O} - 1.224 \text{ K}_2\text{O} - 9.09$; $F2 = 0.445 \text{ TiO}_2 + 0.07 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.25 \text{ Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}} - 1.142 \text{ MgO} + 0.438 \text{ CaO} + 1.475 \text{ Na}_2\text{O} + 1.426 \text{ K}_2\text{O} - 6.861$. Состав магматических источников материала и примесь пирокластики для песчаников малосалаиркинских слоев реконструируется для большинства анализов (см. рис. 7, в) как породы основного состава, для песчаников акарачкинских слоев — как породы среднего состава. Единичные анализы песчаников сафоновских слоев расположены вблизи границы основных и средних пород. Тефроидные песчаники буготакской свиты попадают в поле пород среднего состава.

В песчаниках среднего девона всех стратиграфических уровней медианные значения титанового модуля ТМ составляют 0.05, что, отвечая по классификации Я.Э. Юдовича, соответствует нормальному уровню. Это обозначает преобладание андезитового компонента в составе пирокластики. В отдельных пробах модуль ТМ снижается, приближаясь к 0.03, или повышается до 0.08 (подчеркивает влияние примеси соответственно кислого либо базальтового компонента). Это хорошо видно на примере тефроидов буготакской свиты с контрастным кислым и основным—средним составом песчаных тефроидов (см. рис. 4, з). Значение «природного шлихования» песчаных осадков [Мигдисов, 1960], содержащих минералы титана, по-видимому, уступало действию первичного вулканического фактора. Положительная корреляция между ТМ и ФМ вместе с «дефицитом» кварца в песчаниках и грауваккового их типа — все это свидетельствует о резком преобладании в источниках питания и в примесной пирокластике материала среднего и основного состава над кислым. Такому выводу не противоречат данные диаграммы

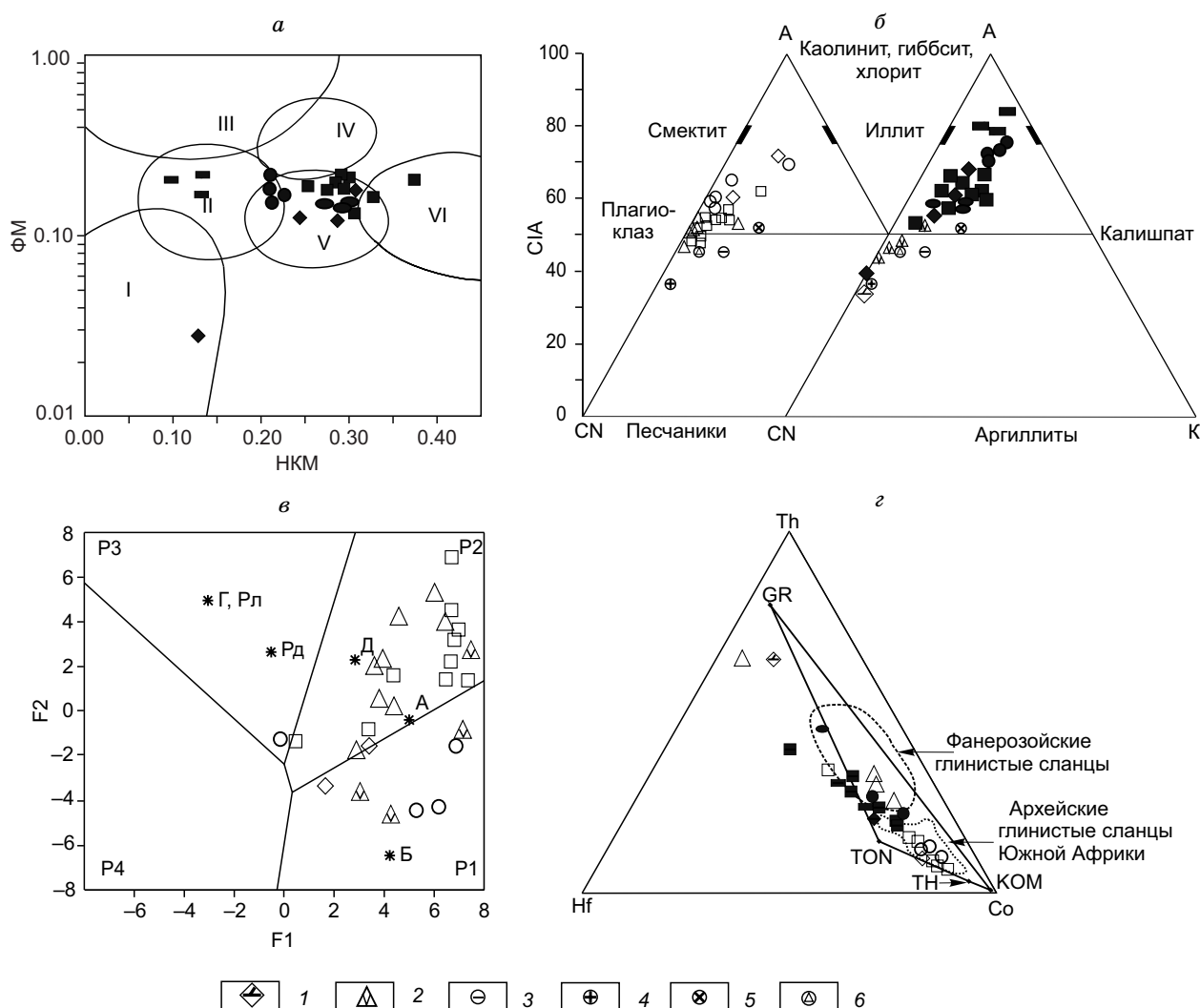


Рис. 7. Геохимические диаграммы для среднедевонских пород Салаира и Кузнецкого прогиба.

a — классификационная модульная диаграмма для аргиллитов ФМ—НКМ, по [Юдович, Кетрис, 2000]; *б* — диаграмма $A(Al_2O_3)$ — $CN(CaO + Na_2O)$ — $K(K_2O)$ в мол. количествах, по [Nesbitt, Young, 1982]; *в, г* — дискриминационные диаграммы, по [Roser, Korsch, 1988] и [Wronkiewicz, Condie, 1987], характеризующие состав пород области сноса и примесной пирокластики для среднедевонских пород Салаира и Кузнецкого прогиба.

1 — мергели сафоновских слоев, 2 — долеритобазальты буготакской свиты, 3 — средний состав верхней континентальной коры [Тейлор, МакЛеннан, 1988], 4 — средний базальт [Le Maitre, 1976], 5 — средний гранит [Le Maitre, 1976], 6 — средний андезит. Остальные усл. обозн. см. на рис. 4, 6.

I—VI — поля глинистых пород на диаграмме *a*: I — каолинистового состава, II — с преобладанием монтмориллонита с примесью каолинита и в подчиненном количестве гидрослюд, III — с преобладанием хлорита и примесью железистых гидрослюдов, IV — хлорит-гидрослюдистого состава, V — хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистого состава (широко развиты смешанослойные минералы), VI — преимущественно гидрослюдистого состава с примесью дисперсных частиц полевых шпатов. *в* — F1, F2 — пояснения см. в тексте. Поля P1, P2 и P3 на диаграмме *в* отвечают обломочному материалу по составу приближающегося к исходным породам соответственно основного, среднего и кислого состава. Поле P4 отвечает зрелому рециклированному осадочному материалу. Звездочки — составы магматических пород: Б — базальта, А — андезита, Д — дацита, Рд — риодацита, Г, Рл — гранита, риолита. GR — граниты, TON — тоналиты, TH — толейты, KOM — коматииты.

ФМ—НКМ (см. рис. 7, *a*), где в составе глинистой фракции реконструируются преобладающие монтмориллонит и хлорит.

На спайдер-диаграмме, нормированной по PAAS (не приведена), спектры распределения элементов ведут себя согласованно как для песчаников, так и алевроаргиллитов, что свидетельствует о едином источнике и одинаковом влиянии примесного пирокластического материала на формирование осадков с различной крупностью обломков. Для большинства элементов характерны пониженные относительно

РААС содержания, что обусловлено преобладающим андезитовым составом примесной тефры. Слабоповышенные содержания отмечаются только для Sc, Zn, Sr, Eu. Более четко проявлены минимумы содержаний (Cr, Ni, Rb, Zr, Nb, Ba, легкие РЗЭ, Th, U). Некоторое рассогласование характерно в поведении элементов в тефроидных песчаниках буготакской свиты в связи с появлением контрастных по составу прослоев, содержащих тефру либо кислого, либо базальтоидного состава. Здесь наблюдается изменчивость в поведении V, Cr, Ni, Zr, Th, U. В распределении РЗЭ в аргиллитах типична в той или иной степени выраженная Eu-аномалия для всех стратиграфических уровней.

РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Состав источников обломочного материал и примесной пирокластики. Преобладание в области сноса кислых или основных магматических пород может быть установлено по отношению $(La/Yb)_N$ [Taylor, McLennan, 1985; Yang et al., 1998]. Пологий наклон кривых РЗЭ на диаграммах и отношение $(La/Yb)_N < 4$ свидетельствуют о существенном вкладе в петрофонд пород основного состава, при величине этого отношения более восьми предполагается преобладание кислых магматических пород, значение отношения $(La/Yb)_N > 20$ свидетельствует о господстве в области сноса гранитоидов или гнейсов.

Медианные значения отношений $(La/Yb)_N$ для песчаников среднего девона Салаира и Кузнецкого прогиба укладываются в интервал от 3.6 до 4.7 (для буготакской свиты 5.2), а для аргиллитов от 2.9 до 7.8, что свидетельствует о преобладающих магматических породах среднего состава в области выветривания и примеси синхронной пирокластики.

Наличие отрицательной Eu-аномалии типично для кислых магматических пород — $Eu/Eu^* < 0.85$, в то время как в базальтоидах $Eu/Eu^* > 0.85$ —0.90 [Taylor, McLennan, 1985, 1991]. Медианные значения Eu/Eu^* для песчаников среднего девона изученного разреза составляют более 0.90, отвечая значениям, характерным для базальтоидов, в то время как для аргиллитов маласалаиркинских, пестеревских, акарачкинских, сафоновских и керлегешских слоев значения меньше 0.85. Для буготакских тефроидных песчаников медианные значения в андезибазальтовых разновидностях составляют 0.84, а в кислых — 0.71 (для эффузивных базальтоидов в этом разрезе $Eu/Eu^* = 0.96$).

Содержания и отношения слабоподвижных и близких к ним элементов, имеющих контрастно различную концентрацию в кислых, основных, средних магматических породах и различную степень корреляции между собой, могут также использоваться в качестве критериев для установления состава питающих провинций [Балашов, 1976; Langmiur et al., 1978; Wronkiewicz, Condie, 1987, 1990; Taylor, McLennan, 1991; Condie, 1993; Складов и др., 2001]. К отношениям элементов, имеющим повышенные значения в кислых магматических породах по сравнению с основными, относятся Th/Sc, Th/Cr, Th/Co, La/Sc, La/Co, V/Ni, Cr/V, Cr/Zr. В таблице 2 приведены значения отношений элементов для разновид-

Таблица 2. Медианные значения отношений элементов для пород среднего девона Салаира и Кузнецкого прогиба

Порода	Стратиграфический уровень (количество проб)	Th/Sc	Th/Cr	Th/Co	La/Sc	La/Co	Cr/Zr
Песчаники	Малосалаиркинские слои (3)	0.15	0.08	0.16	0.78	0.85	0.36
	Акарачкинские слои (6)	0.15	0.08	0.15	0.91	0.87	0.33
	Сафоновские слои (1)	0.14	0.09	0.13	0.65	0.61	0.32
	Буготакские андезибазальтовые тефроиды (2)	0.29	0.16	0.47	1.03	1.65	0.39
	Буготакские кислые тефроиды (2)	0.81	0.47	5.60	1.90	16.59	0.14
Аргиллиты	Малосалаиркинские слои (2)	0.53	0.16	0.41	1.69	1.30	0.33
	Пестеревские слои (1)	0.58	0.21	1.31	1.59	3.61	0.35
	Акарачкинские слои (6)	0.39	0.13	0.47	1.16	1.58	0.35
	Сафоновские слои (2)	1.43	0.37	2.61	6.33	11.79	0.22
	Керлегешские слои (2)	0.41	0.16	0.54	0.76	0.98	0.27
Базальтоиды	Буготакская свита (3)	0.08	0.02	0.06	0.57	0.51	1.40
Базиты	[Складов и др., 2021]	0.11	0.02	0.07	0.57	0.35	1.38
Граниты	»	2.77	3.21	18.00	7.38	48.00	0.03
Гранодиориты, дациты	»	0.76	0.45	0.13	3.92	0.65	0.16
Андезиты, диориты	»	0.33	0.11	0.43	1.17	1.50	0.32

ностей магматических пород, рассчитанных согласно их кларков, приведенных в работе [Скляров и др., 2001], а также медианные их значения для пород среднего девона Кузнецкого прогиба и Салаира. Сопоставление этих величин позволяет сделать следующие выводы.

1. В терригенных породах среднего девона Салаира и Кузнецкого прогиба устанавливается наибольшая близость значений информативных отношений элементов к андезитам. При этом для отдельных проб наблюдается некоторый «уклон» в сторону дацитов, реже в сторону базальтоидов.

2. В песчаниках и аргиллитах рассматриваемые отношения элементов сравнительно близки. По-видимому, наряду с другими причинами это, возможно, обусловлено тем, что в осадки поступал андезитовый материал разной размерности.

На рисунке 7, *г* приведена диаграмма Th—Hf—Co, характеризующая области сноса для среднедевонских отложений Салаира и Кузнецкого прогиба. Растянутость облака точек составов свидетельствует, по-видимому, о смешении кислого и основного обломочного материала, поступающего из областей сноса и в виде пирокластики. Микроэлементный состав архейских сланцев Южной Африки (см. рис. 7, *з*) определяется специфическим составом областей сноса, где преобладала основная—кислая («бимодальная») серия магматических пород [Тейлор, МакЛеннан, 1988].

Реконструкция окислительно-восстановительных обстановок седиментации. В качестве индексов окислительно-восстановительных обстановок придонных вод обычно рассматриваются следующие показатели: молибденовый модуль Mo/Mn [Холодов, Недумов, 2005], отношения U/Th, V/Cr, Ni/Co, величина «аутигенного урана» [Jones, Manning, 1994] и другие критерии.

В аргиллитах среднего девона Салаира и Кузнецкого прогиба медианные значения Mo/Mn изменяются (за исключением одной пробы) от 0.001 до 0.006, что соответствует обстановкам с хорошей аэрацией вод [Холодов, Недумов, 2005]. Отношения U/Th, Ni/Co, V/Cr не поднимаются выше соответственно 0.5, 4.9, 2.0 единиц (за исключением двух проб), а $U_{аут}$ выше 0.92, что соответствует обстановкам окисной зоны.

Геохимические индикаторы присутствия в осадках эксгальционных компонентов. Критическое значение модуля Страхова (Fe+Mn)/Ti, при котором устанавливается присутствие эксгальтивного вещества, равно 25 и больше [Страхов, 1976].

В аргиллитах и песчаниках изученных разрезов модуль Страхова не превышает 13 единиц, что исключает влияние подводных эксгальций на процессы седиментации в среднедевонском морском бассейне на территории Салаира и Кузнецкого прогиба.

Индикаторы климатических условий на палеоводосборах седиментационного бассейна. В данном разделе используется параметр S_{ce}/S_y — отношения суммы легких РЗЭ (La + Ce + Pr + Nd + Sm + Eu) к сумме тяжелых (Gd + Tb + Dy + Ho + Er + Tm + Yb + Lu + Y) [Ронов и др., 1972; Балашов, 1976; Шатров, 2004]. Это отношение для различных типов климата принимает следующие значения: < 2.5 — аридный; 2.5—4.0 — семигумидный-семиаридный; > 4 — гумидный [Шатров, 2004]. Для среднего девона Салаира и Кузнецкого прогиба в целом медианное значение этого отношения для аргиллитов постепенно понижается от 2.7 в малосалаиркинских до 1.9 в керлегешских слоях. Таким образом, согласно этому критерию, климат на территории Салаира и Кузнецкого прогиба в среднем девоне изменялся от семигумидного в малосалаиркинское время к аридному в керлегешское.

Геохимические критерии топофаций седиментационного бассейна. Для установления топографии палеобассейна использовано отношение Zr/Hf, а также величина отрицательной цериевой аномалии (Ce/Ce*). Медианные значения отношения Zr/Hf в аргиллитах и песчаниках Салаира и Кузнецкого прогиба близки между собой. Они изменяются вверх по разрезу от 36 в малосалаиркинских слоях до 29 в керлегешских, несколько превышая в нижней части разреза значения, характерные для прибрежных отложений. Модуль Zr/Hf в прибрежных осадках трансихоокеанского профиля составил около 33, в пелагических осадках 40—45, а в приспредиговой зоне 49 [Стрекопытов и др., 1995].

Величина отрицательной цериевой аномалии (Ce/Ce*) в породах среднего девона Салаира и Кузнецкого прогиба также может быть использована в качестве индикатора глубины палеобассейна и насыщенности морских вод кислородом [Murray et al., 1990; Мигдисов и др., 1998]. В глинистых породах среднего девона она выражена слабо (медиана для разных слоев от 0.87 до 0.99), отвечая окраинно-континентальным обстановкам.

Реконструкция палеогеодинамических обстановок. Отношение Cr/Th в изученном разрезе претерпевает незначительное изменение, что свидетельствует об определенном постоянстве палеотектонической обстановки [Condie, Wronkiewicz, 1990]. Среднедевонские песчаники Салаира и Кузнецкого прогиба на геодинамической диаграмме Б. Розера и Р. Корша [Roser, Korsch, 1986] попадают главным образом в поле островных дуг и незначительная часть в поле активных континентальных окраин (рис. 8, *а*). Соотношение K₂O/Na₂O и (Fe₂O₃+MgO) в песчаниках Салаира и Кузнецкого прогиба на диаграмме М. Бхатиа [Bhatia, 1983] близко песчаникам океанических (юных) островных дуг (см. рис. 8, *б*). Диаграммы, построенные на соотношениях Sc, Th, Co, Zr (см. рис. 7, *в*, *г*) [Bhatia, Crook, 1986], дают подобные же результаты — точки составов концентрируются в поле океанических островных дуг.

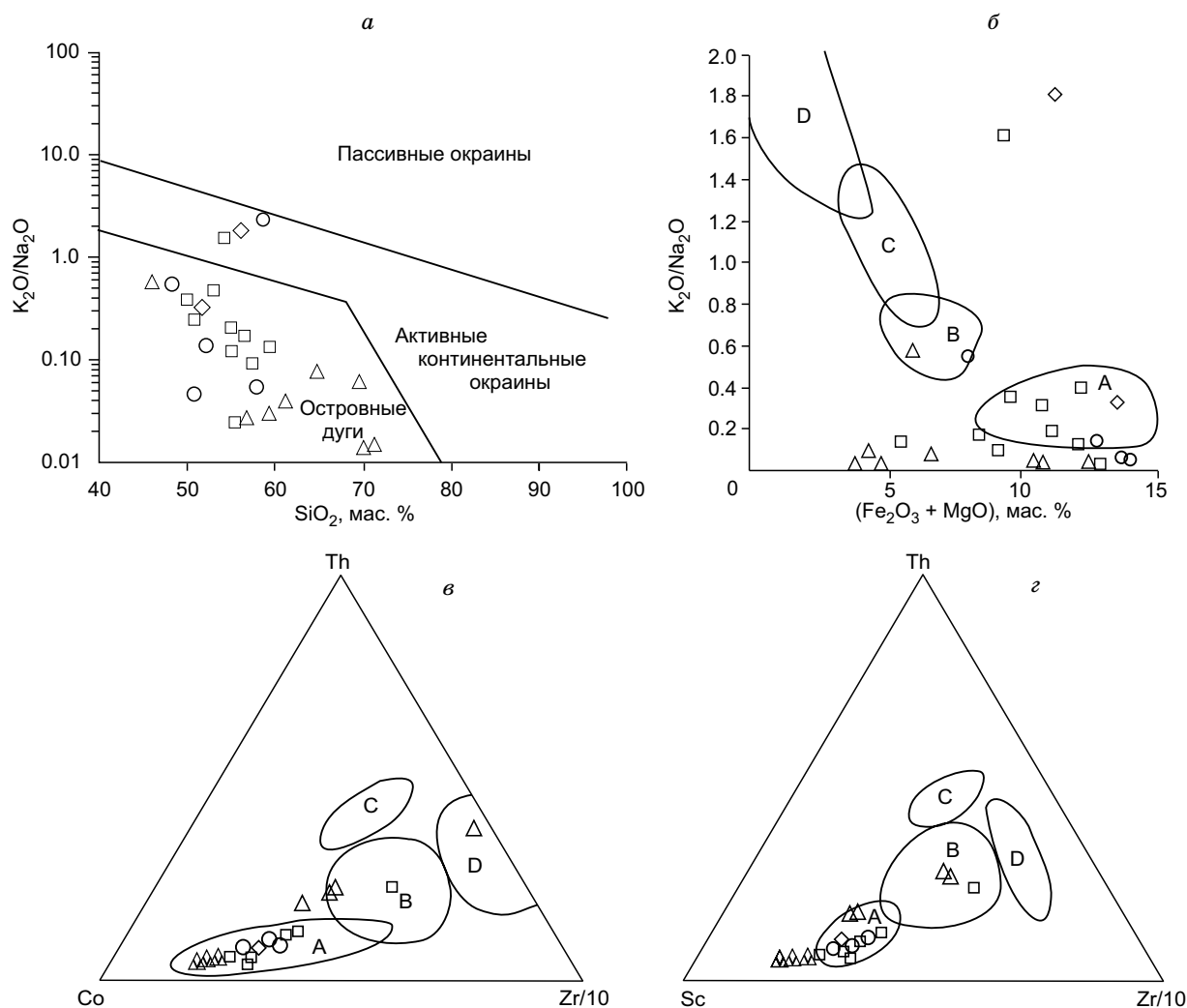


Рис. 8. Дискриминационные диаграммы для среднедевонских песчаников Салаира и Кузнецкого прогиба:

а — по [Roser, Korsch, 1986], *б* — по [Bhatia 1983], *в*, *г* — по [Bhatia, Crook, 1986]. А — океанические островные дуги, В — континентальные островные дуги, С — активная континентальная окраина, D — пассивная континентальная окраина. Усл. обозн. для пород см. на рис. 4.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

В последнее время на основании ревизии палеонтологического материала и биостратиграфического анализа имеющихся коллекций макро- и микрофауны (брахиоподы, конодонты, амmonoидеи и остракоды) из типовых разрезов малосалаиркинских, пестеревских, акарачкинских, сафоновских и керлегешских слоев среднего девона Салаира была уточнена стратиграфическая последовательность региональных подразделений среднего девона Салаира [Языков, Изох, 2014; Языков и др., 2014; Изох и др., 2022]. В составе мамонтовского горизонта рассматриваются малосалаиркинские и пестеревские слои, отвечающие интервалам конодонтовых зон *Polygnathus patulus* (верхний эмс), *Polygnathus partitus*, *Polygnathus costatus*, *Polygnathus pseudofolius*, *Tortodus australis* (эйфель). Акарачкинские, сафоновские и керлегешские слои включены в состав заречного горизонта. Акарачкинские слои сопоставлены с конодонтовыми зонами *Tortodus kockelianus* и *Polygnathus eiflius*. В верхней части этих слоев по амmonoидеям установлена верхнеэйфельская генозона *Agoniatites*. Сафоновские слои содержат комплекс фауны (брахиоподы, конодонты, остракоды) характерных для интервала зон — от *Polygnathus ensensis* верхнего эйфеля по низы *Polygnathus ansatus* среднего живета [Изох и др., 2022]. Керлегешские слои охарактеризованы брахиоподами и остракодами среднего живета. Следует также отметить, что расширен интервал распространения биостратиграфического подразделения в ранге слоев с остракодами *Miraculum*

ornatus для верхней части акарачкинских слоев, сафоновских и керлегешских слоев заречного горизонта. Ранее эти слои соответствовали только керлегешским слоям [Бахарев, Базарова, 2004].

Подводя итог изучения литологии и геохимии реперных разрезов среднего девона Салаира и Кузнецкого бассейна, необходимо подчеркнуть генетические их особенности, позволяющие сделать палеогеографические и палеогеодинамические выводы.

Формирование **малосалаиркинских слоев** происходило в глубоководных обстановках с проявлением как бассейновых (равнинных), так и склоновых фаций. На это указывает преобладающая тонко-, мелкодетритовая структура известняков, а также широкое распространение тонкой градиционной слойчатости, типичной для дистальных турбидитов. Наряду с этим в разрезе постоянно встречаются конгломератовидные известняки (глинисто-известняковые палеосейсмита), как правило, указывающие на бассейновый (не склоновый!) характер отложений. Вместе с тем появление редких слоев олистостромовых брекчий может служить указанием на переходные обстановки — от плоского дна бассейна к склону. Эти выводы не противоречат данным о ярко выраженном турбидитовом характере подстилающих нижнедевонских отложений шандинских слоев, что свидетельствует об одной обстановке седиментации в раннем и среднем девоне. Важно, что верхняя часть глубоководных отложений шандинских слоев около г. Гурьевск обогащена органическим веществом, как и органоминеральные образования, расположенные выше, в основании малосалаиркинских слоев. Эти углеродистые породы по обстановкам формирования более близки к типичным горючим сланцам морского генезиса. Они накапливались в более глубоководных морских условиях, чем «барзасситы», вскрывающиеся в 160 км северо-восточнее.

Андезитовый состав пирокластики песчаных тефроидов малосалаиркинских слоев и преобладающий монтмориллонитовый состав глинистых отложений свидетельствует о достаточно протяженном во времени характере андезитового вулканизма островодужного типа, оказывавшего значительное или определяющее влияние на осадконакопление.

В нижней части **пестеревских слоев** вскрываются карбонатно-терригенные турбидитовые отложения крупного канала глубоководного фэна, включающие прослои песчаных андезитовых тефроидов (разрез Б-845). Вышезалегающие отложения (разрез Б-885) представлены главным образом крупными олистоплаками биокластических известняков, полностью лишенных силикокластики (включая и тефру), что говорит о перерыве эруптивной вулканической деятельности во время накопления этих карбонатных осадков.

Таким образом, пестеревские слои начинаются турбидитными, феновыми каналовыми отложениями и сменяются выше крупнооползневыми олистостромовыми отложениями разреза Б-885, указывающими на проградацию в бассейн склоновых фаций.

Акарачкинские слои как на Салаире в районе Гурьевска, так и в Кузнецком прогибе — в окрестностях г. Прокопьевск представлены переслаивающимися алевропесчаными тефроидными турбидитами преобладающего андезитового состава, более редкими феновыми каналитами, конгломератовидными известняками (палеосейсмитами) и отдельными слоями олистостромовых брекчий с олистолитами мелкообломочных известняков, лишенных примеси пирокластики, и с матриксом, отвечающим песчаному тефроиду. По-видимому, вниз по склону сползали фрагменты слоев известняков «пестеревского типа», отложение которых происходило во время «вулканического затишья».

Анализ распределения генетических типов отложений в вертикальном разрезе **сафоновских слоев** свидетельствует о изменчивых обстановках осадконакопления. Биокластические известняки снизу вверх сменяются преобладающими песчаными андезитовыми тефроидными турбидитами, появлением олистостромов с крупными олистолитами известняков. Важно отметить, что в оползающих олистолитах известняков наблюдается совершенно другой тип примесной силикокластики — кислой по составу. Во время накопления исходных известковых осадков в них попадала только тонкая кислая пирокластика, как правило, распространяющаяся эоловым путем на значительные расстояния от удаленных извержений, в то время как базальтовая и андезибазальтовая вулканокластика в матриксе может быть связана с проявлением подводного вулканизма [Геппнер, 1988]. Появление в верхней половине общего разреза крупнообломочных кальцудитов и фрагментов колоний табулят (обломочный шлейф передового склона) указывают на проградацию рифовой системы в сторону бассейна.

Установленные признаки **керлегешских слоев** свидетельствуют о типичном бассейновом их характере с иловым известковым типом осадков, с концентрацией глинистого вещества в тонких прослоях в периоды замедленной седиментации, с появлением типичной для этой обстановки известняковых палеосейсмитов и признаков твердого дна. Этот период отвечал полному прекращению вулканической деятельности, что нашло отражение в «стерильности» осадков в отношении даже тонкой пирокластики.

В разрезе **буготакской** свиты по р. Изылы в районе с. Вассино нижняя часть разреза представлена песчаными тефроидами и туфами андезитов, андезибазальтов, выше резко сменяющимися контрастными по составу тефроидными песчаниками, конгломератами, туфами дацитов и риолитов. Венчает разрез толща андезибазальтов, базальтов, трахибазальтов с подушечным строением подводных лавовых потоков.

Строение разреза указывает на резкое усиление вулканической активности и определяющее значение вулканизма на состав отложений. Не исключено, что представленная в статье нижняя часть разреза по р. Изылы, относящаяся к буготакской свите [Язиков и др., 2013, рис. 3], по скрытому нарушению (не обнажено) принадлежит к Колывань-Томскому тектоническому блоку (террейну?) (см. рис. 1) со своеобразным, отличающимся от Кузнецкого прогиба геологическим строением и составом девонских отложений.

Полученные седиментологические и геохимические материалы позволяют сделать вывод, что в позднем эмсе—живете на изученной территории Салаира и Кузнецкого прогиба господствовали глубоководные обстановки осадконакопления, в целом отвечающие задуговому (окраинному) бассейну. При этом широко распространены как склоновые обстановки (олистостромы, оползневые брекчии, обломочные шлейфы передового склона рифа), так и бассейновые обстановки с выровненным рельефом (турбидиты, феновые каналиты, глинисто-известняковые палеосейсмиты).

С помощью как петрографических, так и геохимических данных установлено преобладание в составе терригенного силикокластического материала андезитовой пирокластики и вулканокластики, наиболее широко развиты мелкозернистые песчаные и алевритовые тефроиды. Если судить об источниках этого материала, то среднедевонский вулканизм непосредственно в пределах Салаира и Кузбасса был сравнительно слабым, чтобы обеспечить все его количество. Тонко-, мелкозернистый состав переотложенной пирокластики указывает на сравнительно удаленные вулканические его источники. Перспективы уверенного выявления среднедевонских вулканов к востоку от Кузнецко-Алтайского разлома не высоки из-за значительных горизонтальных перемещений по нему. Островная магматическая дуга в среднем девоне существовала в 400 км к юго-западу от Салаира на территории Рудного Алтая, хотя между ними также располагаются несколько крупных разломов трансформного типа.

Оценка химической зрелости пород изученных разрезов и установление климатических условий среднедевонской седиментации сталкивается с трудностями, обусловленными как широким развитием тонкого вулканического материала, в изобилии включающего реакционно-способные стекловатые обломки, а также из-за периодического захоронения в осадках свежей пирокластики, перемещающейся в воздушной среде и резко снижающей «зрелость» обломочных и глинистых осадков.

Дальнейшее развитие исследований видится в сравнительном изучении палеогеографии и литогеодинамики палеозоя Салаира, Кузбасса и пограничной Колывань-Томской складчатой области и северо-западного продолжения под чехлом ЗСГ [Мегакомплексы..., 1986] — нефтегазоносного палеозойского Нюрольского осадочного бассейна.

Авторы признательны Ю.К. Советову за обстоятельный критический анализ статьи и конструктивные замечания.

Литологическая и геохимическая часть работы выполнена в рамках научной темы FWZZ-2022-0007 государственной программы ФНИ.

Биостратиграфическое исследование выполнено при поддержке проекта РНФ № 22-27-00703 и научно-методической поддержке ФНИ (FWZZ-2022-0003, FWZZ-2022-0005).

ЛИТЕРАТУРА

- Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М., Наука, 1976, 268 с.
- Бахарев Н. К., Базарова Л. С. Силурийские и девонские остракоды рода *Miraculum*: новые виды, филозоны // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 6—7. Приложение к журналу «Геология и геофизика», 2004, т. 45, с. 75—88.
- 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.
- Буслов М.М. Террейновая тектоника и геодинамика складчатых областей мозаично-блокового типа (на примере Алтае-Саянского и Восточно-Казахстанского регионов): Автореф. дис... д. г.-м. н., Новосибирск, 1998, 44 с.
- Влодавец В.И. Справочник по вулканологии. М., Наука, 1984, 339 с.
- Геологическое строение и полезные ископаемые Западной Сибири. Т. 1 // Под ред. А.В. Каныгина, В.Г. Свиридова. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1999, 229 с.
- Гептнер А.Р. Влияние островного базальтового вулканизма на осадконакопление // Геология океанов и морей. Тезисы докладов 8-й Всесоюзной школы морской геологии. Т. 2. М., 1988, с. 25—26.
- Геологическая карта СССР N-(44), 45 (Новосибирск), м-б: 1:1 000 000, Мингео СССР, ВСЕГЕИ, 1987.
- Грицко Г.И., Каширцев В.А., Кузнецов Б.Н., Кочетков В.Н., Москвин В.И., Пармон В.Н., Старцев А.Н., Федорин В.А. Сапропелиты Барзасского месторождения Кузбасса. Новосибирск, ИНГГ СО РАН, 2011, 126 с.

- Дзоценидзе Г.С.** О некоторых вопросах вулканогенно-осадочного литогенеза // Вулканогенно-осадочный литогенез. Южно-Сахалинск, Дальневост. кн. изд-во, 1974, с. 9—10.
- Добрецов Н.Л.** Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 5—27.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М.** Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 93—108.
- Елкин Е.А., Бахарев Н.К., Грацианова Р.Т., Желтоногова В.А., Изох Н.Г., Язиков А.Ю., Валуявичус Ю.Ю., Вьюшкова Л.В., Талимаа В.Н.** Стратотипические разрезы нижнего и среднего девона Салаира. Теленгитский надгоризонт: терригенно-карбонатные фации. Новосибирск, ИГГ СО АН СССР, 1986, 143 с.
- Елкин Е.А., Бахарев Н.К., Грацианова Р.Т., Желтоногова В.А., Изох Н.Г., Язиков А.Ю., Вьюшкова Л.В., Мезенцева О.П., Петросян Н.М., Тимохина И.Г.** Стратотипические разрезы нижнего и среднего девона Салаира. Теленгитский надгоризонт: карбонатные фации. Новосибирск, ИГГ СО АН СССР, 1987, 194 с.
- Елкин Е.А., Сенников Н.В., Буслов М.М., Язиков А.Ю., Грацианова Р.Т., Бахарев Н.К.** Палеогеографические реконструкции западной части Алтае-Саянской области в ордовике, силуре, девоне и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 118—143.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.** Тектоника литосферных плит СССР. М., Недра, 1990, кн. 1, 238 с.; кн. 2, 333 с.
- Изох Н.Г., Попов Б.М., Соболев Е.С., Щербаненко Т.А.** Новые данные по биостратиграфии среднего девона Салаира, Юго-Западная Сибирь // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2022, т. 30, № 2, с. 3—38.
- Ключевые разрезы** девона Рудного Алтая, Салаира и Кузбасса / Ред. Е.А. Елкин. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2004, 104 с.
- Малеев Е.Ф.** Вулканогенные обломочные горные породы. М., Недра, 1977, 213 с.
- Мегакомплексы** и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты / Ред. В.С. Сурков. М., Недра, 1986, 149 с.
- Мигдисов А.А.** О соотношении титана и алюминия в осадочных породах // Геохимия, 1960, № 2, с. 149—163.
- Мигдисов А.А., Ярошевский А.А., Бреданова Н.В.** Отражение в осадочном чехле платформ изменений состава внешних оболочек Земли // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1998, с. 167—176.
- 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.
- Петрографический кодекс** России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / Под ред. О.А. Богатикова, А.Ф. Морозова, О.В. Петрова. СПб, Изд-во ВСЕГЕИ, 2009, 194 с.
- Ронов А.Б., Балашов Ю.А., Гирин Ю.П.** Закономерности распределения редкоземельных элементов в осадочной оболочке и в земной коре // Геохимия, 1972, № 12, с. 1483—1513.
- Ротараш И.А., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А., Кейльман Г.А., Милеев В.С., Перфильева А.С.** Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника, 1982, № 1, с. 44—59.
- Сараев С.В.** Палеосейсмичность в обстановках карбонатной седиментации // Материалы Всероссийского литологического совещания, Санкт-Петербург, 25—29 сентября 2012 г., т. 1, СПб, 2012, с. 247—249.
- Сараев С.В., Батурина Т.П., Бахарев Н.К., Изох Н.Г., Сенников Н.В.** Среднепозднедевонские островодужные вулканогенно-осадочные комплексы северо-западной части Рудного Алтая // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (10), с. 1285—1303.
- Систематика** и классификации осадочных пород и их аналогов // Ред. В.Н. Шванов. СПб, Недра, 1998, 351 с.
- Склярлов Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Миронов А.Г., Бараш И.Г., Буланов В.А., Сизых А.И.** Интерпретация геохимических данных. М., Интернет Инжиниринг, 2001, 288 с.
- Справочник** по литологии / Под ред. Н.Б. Вассоевича, В.Л. Либровича, Н.В. Логвиненко, В.И. Марченко. М., Недра, 1983, 509 с.
- Страхов Н.М.** Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М., Наука, 1976, 299 с.

- Стрекопытов С.В., Дубинин А.В., Волков И.И.** Поведение РЗЭ, циркония и гафния в осадках и конкрециях трансстихоокеанского профиля // *Геохимия*, 1995, № 7, с. 985—997.
- Схемы** межрегиональной корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа / Ред. В.Л. Хомичев. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2002, 177 с.
- Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М.** Континентальная кора, ее состав и эволюция. М., Мир, 1988, 384 с.
- Уилсон Дж.Л.** Карбонатные фации в геологической истории. М., Недра, 1980, 463 с.
- Хворова И.В.** Вулканогенно-осадочные породы // *Справочник по литологии* / Под ред. Н.Б. Васильевича, В.Л. Либровича, Н.В. Логвиненко, В.И. Марченко. М., Недра, 1983, с. 232—244.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И.** О применении молибденового модуля к реконструкции газового состава вод Атлантики // *ДАН*, 2005, т. 400, № 2, с. 250—253.
- Шатров В.А.** Редкоземельные элементы как индикаторы условий образования метаосадочных пород нижнего протерозоя // *ДАН*, 2004, т. 397, № 3, с. 396—399.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** Основы литохимии. СПб, Наука, 2000, 480 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** Геохимические и минералогические индикаторы вулканогенных продуктов в осадочных толщах. Екатеринбург, РИО УрО РАН, 2010, 412 с.
- Языков А.Ю., Изох Н.Г.** Биостратиграфия девона Салаира // *Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири: материалы первой научно-практической конференции*. т. 1, Новосибирск, СНИИГГиМС, 2014, с. 254—258.
- Языков А.Ю., Бахарев Н.К., Изох Н.Г., Сараев С.В., Родина О.А., Щербаненко Т.А.** Био- и литостратиграфическая характеристика изылинского горизонта (девон, западная окраина Кузнецкого бассейна) // *Региональная стратиграфия позднего докембрия и палеозоя Сибири* / Ред. В.И. Краснов. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2013, с. 146—155.
- Языков А.Ю., Изох Н.Г., Соболев Е.С.** Взаимоотношения акарачкинского, сафоновского и керлегешского «горизонтов» среднего девона Салаира // *Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири: материалы Первой научно-практической конференции*. Т. 1. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2014, с. 250—254.
- Языков А.Ю., Изох Н.Г., Соболев Е.С.** Брахиоподы, конодонты и аммоноидеи в эмс-эйфельских стратотипических разрезах Салаира // *Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2015. XI Международный научный конгресс*, 13–25 апреля 2015 г. Новосибирск. Международная научная конференция «Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Геоэкология». Т. 1. Новосибирск, СГУГиТ, 2015, с. 217—221.
- Языков А.Ю., Изох Н.Г., Соболев Е.С.** Эволюционные преобразования биот (брахиоподы, конодонты, аммоноидеи) в эмс-эйфельских отложениях Салаирского палеобассейна // *Материалы LXII сессии Палеонтологического общества*, СПб, ВСЕГЕИ, 2016, с. 202—203.
- Becker R.T., Marshall J.E.A., Da Silva A.-C., Agterberg F.P., Gradstein F.M., Ogg J.G.** The Devonian Period // *The Geological Time Scale 2020* / Eds. F. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Amsterdam, Elsevier, 2020, v. 2, p. 733—810.
- Bhatia M.R.** Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // *J. Geol.*, 1983, v. 91, p. 611—627.
- Bhatia M.R., Crook K.A.W.** Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1986, v. 92, p. 181—193.
- Condie K.C.** Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales // *Chem. Geol.*, 1993, v. 104, p. 1—37.
- Condie K.C., Wronkiewicz D.J.** Cr/Th ratio in Precambrian pelites from Kaapvaal Craton as an index of craton evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1990, v. 97, p. 256—267.
- Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M.** Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // *Geology*, 1995, v. 23 (10), p. 921—924.
- Jones B., Manning D.A.C.** Comparison of geochemical indices, used for the interpretation of paleoredox conditions in ancient mudstones // *Chem. Geol.*, 1994, v. 111 (1—4), p. 111—129.
- Langmuir C.H., Vocke R.D., Jr., Hanson G.N., Hart S.R.** A general mixing equation with applications to Icelandic basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1978, v. 37, p. 380—392.
- Le Maitre R.W.** The chemical variability of some common igneous rocks // *J. Petrol.*, 1976, v. 17 (4), p. 589—637.
- Murray R.W., Buchholtz ten Brink M.R., Jones D.L., Gerlach D.C., Russ III G.P.** Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale // *Geology*, 1990, v. 18, p. 268—271.

- 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, 1972, 535 p.
- Roser B.P., Korsch R.J.** Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio // *J. Geol.*, 1986, v. 94 (5), p. 635—650.
- Roser B.P., Korsch R.J.** Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data // *Chem. Geol.*, 1988, v. 67, p. 119—139.
- Seilacher A.** Fault-graded beds interpreted as seismites // *Sedimentology*, 1969, v. 13, p. 155—159.
- Taylor S.R., McLennan S.M.** The continental crust: its composition and evolution. Oxford, Blackwell, 1985, 312 p.
- Taylor S.R., McLennan S.M.** Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends // *J. Geol.*, 1991, v. 99, p. 1—21.
- Winchester J.A., Floyd P.A.** Geochemical magma-type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1976, v. 28, p. 459—469.
- Wronkiewicz D.J., Condie K.C.** Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: source-area weathering and provenance // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1987, v. 51, p. 2401—2416.
- Wronkiewicz D.J., Condie K.C.** Geochemistry and mineralogy of sediments from the Ventersdorp and Transvaal Supergroups, South Africa: Cratonic evolution during the early Proterozoic // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1990, v. 54, p. 343—354.
- Yang H., Kyser K., Ansdell K.** Geochemical and Nd isotopic compositions of the metasedimentary rocks in the La Ronge Domain, Trans-Hudson Orogen, Canada: implications for evolution of the domain // *Precambrian Res.*, 1998, v. 92, p. 37—64.