

КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ И ПЕРМОТРИАСОВЫЕ ВУЛКАНИТЫ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ УРАЛА И ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Т.П. Батурина, С.В. Сараев, А.В. Травин

*Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

Рассмотрены петрография, геохимия, результаты датирования $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом и геодинамические обстановки формирования вулканитов из разрезов скважин, пробуренных в последние годы в приуральской части Западно-Сибирской геосинеклизы (верхнее течение р. Сев. Сосьва). Выделены каменноугольные, пермтриасовые базальты и менее распространенные базальтовые андезиты, трахибазальты и базальтовые туфы. Разновозрастные базальты отличаются степенью палеогипергенной и зеленокаменной измененности, а также геохимическими параметрами.

Каменноугольные и пермтриасовые базальты относятся к породам известково-щелочной серии с нормальной, реже умеренной щелочностью. Они характеризуются умеренным содержанием калия, однако в незначительном количестве каменноугольных проб его содержание низкое, в то время как в ряде пермтриасовых — высокое. И те, и другие базальты обогащены относительно N-MORB некогерентными элементами, но пермтриасовые в значительно большей степени.

По геохимическим данным базальты каменноугольного возраста относятся к вулканитам островодужного типа, а пермтриасовые — к широко распространенному в верхней перми и триасе на территории Западно-Сибирской геосинеклизы рифтогенному трапповому типу.

Базальты, абсолютный возраст, палеозой, триас, геодинамика, Западно-Сибирская геосинеклиза.

CARBONIFEROUS AND PERMO-TRIASSIC VOLCANICS IN THE URALS–WEST SIBERIA JUNCTION ZONE

T.P. Baturina, S.V. Saraev, and A.V. Travin

Study is given to the petrography, geochemistry, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age, and geodynamic settings of the formation of volcanics from boreholes drilled in the Uralian part of the West Siberian syncline (upper coarse of the Severnaya Sos'va River) in recent years. Carboniferous and Permo-Triassic basalts and scarcer basaltic andesites, trachybasalts, and basaltic tuffs have been recognized here. Heterochronous basalts differ in the degree of paleohypergene and greenstone alteration and in geochemical parameters.

The Carboniferous and Permo-Triassic basalts are rocks of calc-alkalic series with normal or, less often, medium alkalinity. They have medium contents of K, but some Carboniferous samples are poor and some Permo-Triassic samples are rich in it. Both types of basalts, particularly the Permo-Triassic ones, are enriched in incompatible elements relative to N-MORB.

According to geochemistry, the Carboniferous basalts are island-arc volcanics, and the Permo-Triassic ones are rift trap rocks, which are widespread in the Upper Permian and Triassic strata of the West Siberian syncline.

Basalts, absolute age, Paleozoic, Triassic, geodynamics, West Siberian syncline

ВВЕДЕНИЕ

Глубокие скважины, пробуренные в последние годы в верхнем течении р. Сев. Сосьва (Мапасийская-11203, Нерохская-11201, Южно-Сарманская-11204) вблизи западной границы Западно-Сибирской геосинеклизы (ЗСГ) (рис. 1), вскрыли новые разрезы доюрских вулканогенных отложений. Указанная граница достаточно условна и традиционно проводится по распространенности мезозойско-кайнозойских отложений, слагающих чехол геосинеклизы.

Район заложения скважин принадлежит к области погружения палеозойских комплексов Тагильского синклиория Уральского складчатого пояса под мезозойско-кайнозойские отложения и приурочен к западному борту Ляпинского мегапрогиба [1], в пределах которого обособляются несколько триасовых угленосных впадин и грабенов [2]. В самое последнее время здесь выделен Северо-Сосьвинский грабен протяженностью (в меридиональном направлении) более 400 км и шириной 20—60 км [3].

Определения абсолютного возраста вулканитов $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом позволили выделить две группы разновозрастных вулканитов: каменноугольные, представленные в восточной части района в разрезе скв. Мапасийская-11203, и вулканиты пермтриасового возраста, вскрытые скв. Нерохская-11201 на западе. Вулканогенная толща, пройденная скв. Южно-Сарманская-11204 (см. рис. 1), по строению аналогична нерохскому разрезу, породы сходны по петрографическим и геохимическим характеристикам.

Рис. 1. Местоположение скважин, открывших каменноугольные и пермотриасовые вулканиты.

Граница 100-метровой глубины погружения доюрского основания, по [3], показана штрихпунктирной линией.

На этом основании она рассматривается в составе пермотриасовых отложений, хотя абсолютные датировки вулканитов скв. Южно-Сарманская-11204 отсутствуют.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ РАЙОНА ЗАЛОЖЕНИЯ СКВАЖИН

Геологии и палеогеодинамической позиции в позднем палеозое и раннем мезозое Северного и Полярного Урала, а также погруженной под мезозойско-кайнозойский чехол его восточной области, в пределах которой расположен исследуемый район, посвящена обширная литература. Не претендуя на полный ее обзор, остановимся только на некоторых, не всегда окончательно решенных проблемах геологической истории исследуемого района.

Тагильская островная дуга, имевшая восточную полярность и включающая как энсиматические (Полярный Урал), так и энсиалические (Северный Урал) образования, возникла в позднем ордовике—силуре к востоку от Восточно-Европейского континента (ВЕК) [4—6]. Островодужная система в пределах Полярного Урала закончила свое существование в раннем девоне с образованием Тагильской аккреционной системы, совмещенной, по данным одних исследователей, с краем ВЕК [4], по данным других — с краем Казахстанского континента [7]. На Северном Урале аккреционная призма соответствует Краснотурьинскому вулканоплутоническому поясу, маркирующему западный край Казахстанского каледонского континента [8].

Тектоническая коллизия ВЕК и Казахстанского континента произошла не одновременно, она распространялась с юга на север и отчетливо проявилась лишь на Южном и Среднем Урале. На Полярном Урале она была прервана формированием Урало-Арктического океана, выделенного в последнее время [4].

По данным [7], в пределах Уральского палеоокеана выделяются три этапа существования палеозон субдукции: поздний ордовик-силурийский с островодужным режимом, девонский и каменноугольный, имеющие окраинно-континентальный режим. Палеозоны скачкообразно мигрировали с востока на запад от Казахстанского континента. Если для первых двух этапов, по данным [7], наклон сейсмофокальных палеозон реставрируется в восточном направлении под Казахстанский континент (при этом он, а не ВЕК наращивался при аккреции островных дуг и микроконтинентов), то для карбона этот вывод не вполне однозначный.

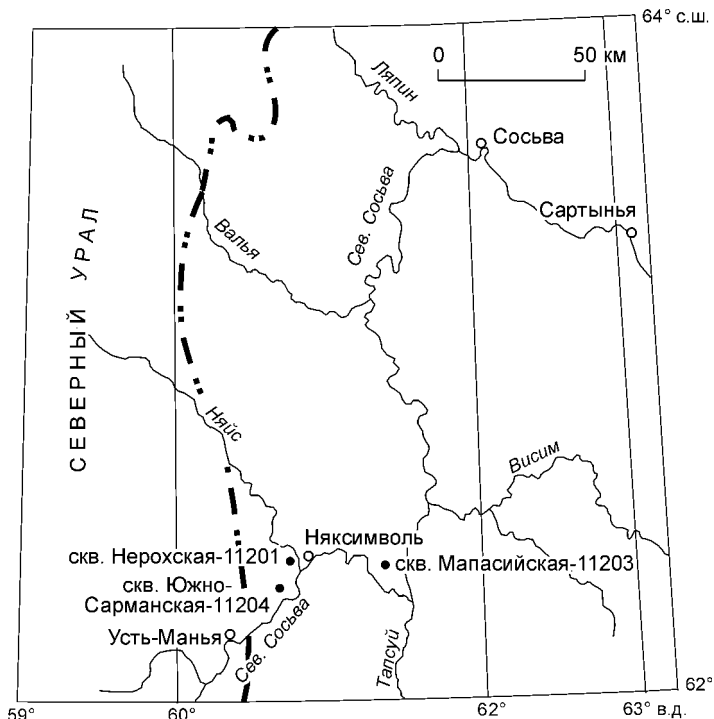
В раннем—среднем триасе на территории ЗСГ широко проявились процессы континентального рифтогенеза [9—12]. Выделяются 9 крупных рифтов и приуроченных к ним надрифтовых желобов. Более мелкие изолированные раннетриасовые грабены, по данным вышеперечисленных исследователей, выделяются и в Шеркалинской зоне Приуралья.

Рифтогенный магматизм в поздней перми — раннем триасе на территории ЗСГ связывают с проявлением Сибирского суперплюма [13, 14]. Возрастные характеристики рифтогенных и покровных базальтов укладываются в довольно узкий интервал (поздняя пермь—ранний триас) [3, 15—17 и др.].

Северо-Сосьвинский грабен, по мнению авторов [3], в процессе формирования получил асимметричное строение. К восточной его части приурочена скв. Мапасийская-11203, в которой вскрыты наиболее древние отложения основания грабена — вулканиты каменноугольного возраста, а к западной, опущенной, — скв. Нерохская-11201 и Южно-Сарманская-11204, где вскрыты пермотриасовые вулканиты.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА БАЗАЛЬТОВ

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование возраста вулканитов проводилось методом ступенчатого прогрева по моноклинному пироксену, выделенному из базальтов посредством тонкой магнитно-сепарационной техно-



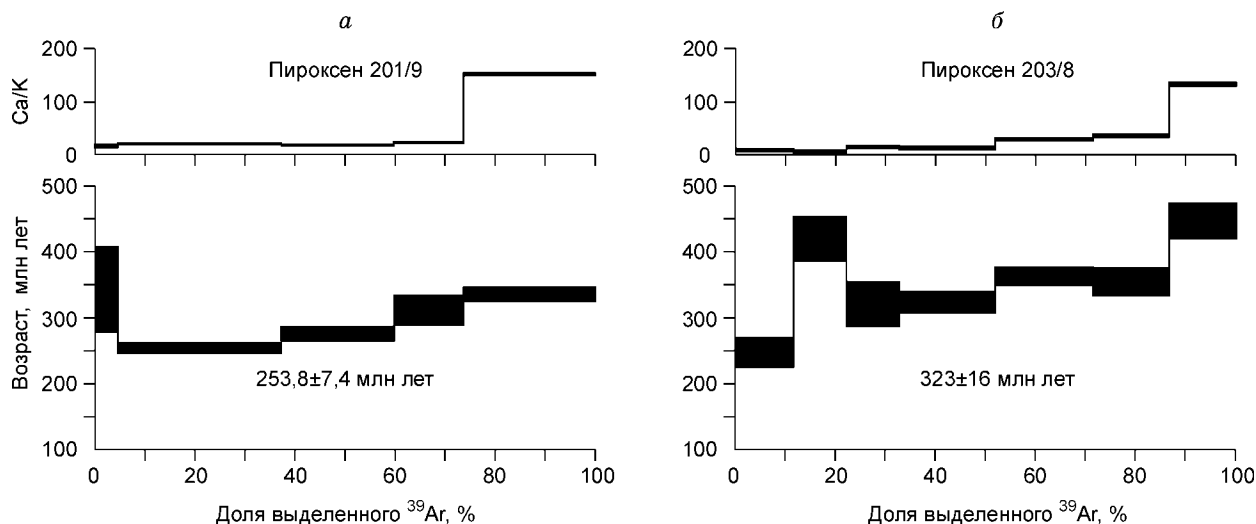


Рис. 2 Возрастной и Са/К спектры для пироксенов:

а — из разреза скв. Нерохская-11201; *б* — из разреза скв. Мапасийская-11203.

логии [18]. Для анализа отобраны образцы базальтов пойкилофитовой структуры из скв. Нерохская-11201 (инт. 2275—2286 м) и из скв. Мапасийская-11203 (инт. 1542—1550 м). Критерием отбора явилось следующее: породообразующие минералы в них очень незначительно подвержены вторичным изменениям, базальты хорошо раскристаллизованы, размер кристаллов клинопироксена достигает 2—2,2 мм. Результаты ступенчатого прогрева пироксеновой фракции размерностью 0,1—0,3 мм представлены в виде возрастного спектра (рис. 2), на котором рассчитанный для последовательных температурных ступеней возраст показан в зависимости от доли выделенного ³⁹Ar.

Возрастной спектр обоих образцов имеет так называемую „седлообразную“ форму [19], которая, как правило, свидетельствует о присутствии в образцах избыточного ⁴⁰Ar, приводящего к завышению рассчитанных возрастов. В этом случае минимальные значения возраста в средней части возрастного спектра приближаются сверху по своей величине к возрасту кристаллизации. Для обоих образцов Са/К меняется на протяжении большей части спектра (см. рис. 2) в небольших пределах, свидетельствуя о минералогической однородности источников аргона для соответствующих температурных ступеней. На основе минимальных значений в средней части возрастного спектра можно сделать вывод о том, что формирование долеритобазальта, вскрытого скв. Нерохская-11201, произошло не раньше чем 253,8 ± 7,4 млн лет назад, что соответствует самой поздней перми либо пограничной области перми и триаса, а вулканита из скв. Мапасийская-11203 — не ранее чем 323 ± 16 млн лет назад, что соотносится с каменноугольным периодом (серпухов). Для более уверенного определения возраста базальтов скв. Мапасийская-11203 планируются дополнительные исследования.

Таким образом, полученные возрастные данные не противоречат выделению двух групп разновозрастных вулканитов: каменноугольных и пермотриасовых.

КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ВУЛКАНИТЫ

Каменноугольная вулканогенная толща пройдена в восточной части района скв. Мапасийская-11203. Для вскрытой части разреза мощностью около 650 м характерно переслаивание базальтов и долеритов, в керновом материале наблюдаются слабо проявленные структурные переходы, связанные со степенью раскристаллизации пород. Можно предполагать, что разрез состоит из лавовых потоков базальтов, наиболее мощные из которых существенно раскристаллизованы в центральной части и имеют облик долеритов. На некоторых уровнях среди вулканитов появляются брекчированные разновидности, лавобрекчии образуются в краевых частях эффузивных тел, к ним приурочены многочисленные прожилки кальцита и иногда цеолитов.

Базальты обладают зеленовато-серой окраской, встречаются темно-серые, почти черные разновидности, локально наблюдается очень слабая красновато-вишневая пятнистость. Представлены они плагиофиновыми и реже афиновыми разновидностями, обладают массивной, миндалекаменной, иногда неотчетливо слоистой такситовой текстурой. Фенокристаллы размером до 4—5 мм составляют 5—10 об.% и представлены андезином, андезин-лабрадором. Основная их масса характеризуется интерсертальной, часто с элементами микродолеритовой, иногда микролитовой или несовершенной пилотакситовой струк-

Таблица 1. Химический и компонентный составы пироксенов (Px) и плагиоклазов (Pl) из каменноугольного (М-203/16) и триасового (Н-201/43) базальтов

Компонент	Скв. Мапасийская-11203, обр. М-203/16							Скв. Нерохская-11201, обр. Н-201/43				
	Порода	Px	Px	Px	Px	Pl	Pl	Порода	Px	Px	Pl	Pl
SiO _{2,мас.%}	47,13	50,03	50,12	50,26	50,55	57,01	56,70	49,25	52,71	52,81	58,94	59,41
TiO ₂	1,734	1,45	1,50	1,46	1,46	0,151	0,139	1,47	0,737	0,721	0,130	0,127
Al ₂ O ₃	15,01	2,12	2,12	1,97	2,03	26,43	26,47	13,59	1,31	1,37	25,43	25,02
Fe ₂ O ₃	11,55	—	—	—	—	—	—	12,58	—	—	—	—
FeO	—	10,88	10,87	11,35	11,35	0,815	0,703	—	12,34	12,45	0,655	0,655
MnO	0,185	0,323	0,333	0,321	0,342	0,012	0,009	0,196	0,353	0,362	0,013	0,021
MgO	7,26	13,73	13,76	13,92	13,87	0,095	0,148	4,1	15,89	15,88	0,060	0,107
CaO	10,16	19,54	19,46	19,46	19,47	8,85	9,06	9,36	16,01	15,83	8,35	7,82
Na ₂ O	3,46	0,503	0,463	0,469	0,491	6,21	6,10	2,48	0,267	0,252	6,09	6,34
K ₂ O	0,55	0,003	0,015	0,000	0,004	0,359	0,320	1,18	0,021	0,000	0,574	0,580
P ₂ O ₅	0,368	—	—	—	—	—	—	0,709	—	—	—	—
Ba	0,019	—	—	—	—	—	—	0,052	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	0,005	0,002	0,008	0,000	0,023	0,000	—	0,084	0,091	0,022	0,028
П.п.п.	2,22	—	—	—	—	—	—	3,32	—	—	—	—
Сумма	99,66	98,59	98,63	99,21	99,56	99,96	99,66	98,28	99,72	99,77	100,26	100,11
Wo, %		41,36	41,06	40,91	40,82	—	—		33,33	33,03	—	—
En		40,44	40,50	40,72	40,46	—	—		46,03	46,1	—	—
Fs		18,20	18,34	18,37	18,71	—	—		20,63	20,87	—	—
Ab		—	—	—	—	54,78	53,90		—	—	54,95	57,41
San		—	—	—	—	2,08	1,86		—	—	3,41	3,46
An		—	—	—	—	43,14	44,24		—	—	41,64	39,13

Примечание. Анализы выполнены в Аналитическом центре ОИГТМ СО РАН (г. Новосибирск) рентгеноспектральным методом (прибор Camebax-Micro), аналитик В.Н. Корольюк. Компоненты: Wo — волластонитовый, En — энстатитовый, Fs — ферросилитовый, Ab — альбитовый, San — санидиновый, An — анортитовый.

турой. Состоят они из тонких призм и микролитов плагиоклаза, ксеноморфных зерен клинопироксена, вкрапленности магнетита и ильменита. В основной массе обильно развиты хлорит, эпидот, актинолит, лейкоксен, карбонат, иногда микрочешуйчатый или пластинчатый биотит и тонкодисперсный гематит. Магматические пустоты заполнены агрегатом хлорита, эпидота, кварца, халцедона, кальцита, изредка цеолитов.

Долериты варьируют от микро- до среднекристаллических. Для существенно раскристаллизованных разновидностей характерна пойкилоофитовая структура, для тонкокристаллических — долеритовая, часто можно видеть сочетание элементов обеих. Долериты состоят из тех же минералов, что и базальты. В пойкилоофитовых разновидностях авгит (25—35 %) представлен ойкокристаллами размером до 2—2,5 мм и мелкими ксеноморфными зернами. Микронзондовый анализ (табл. 1) показал, что моноклинные пироксены и плагиоклазы варьируют в минимальном составе в незначительном диапазоне. Пироксены соответствуют авгиту (Wo₄₁En₄₀₋₄₁Fs₁₈₋₁₉), плагиоклазы соотносятся с андезином (Ab₅₄₋₅₅San₂An₄₃₋₄₄).

Степень вторичных преобразований сильно варьирует по разрезу. Наименее затронуты ими раскристаллизованные пойкилоофитовые долериты, на некоторых уровнях в базальтах замещение породообразующих минералов идет так интенсивно, что сохраняются только реликтовые теневые структуры первичных пород. Плагиоклаз сосюритизирован, частично замещен альбитом, хлоритом, пироксены — актинолитом, хлоритом. Породам, подвергшимся интенсивной локальной эпидотизации, характерна пятнистость с исчезновением первичного строения исходных пород.

ПЕРМОТРИАСОВЫЕ ВУЛКАНИТЫ

Реальная мощность пермотриасовых вулканитов не установлена. В разрезе, вскрытом скв. Нерохская-11201, она составляет более 2,5 тыс. м. Вулканогенная толща представлена чередованием эффузивных тел базальтов мощностью от первых до первых десятков метров с редкими прослоями туфов и лавокластитов. В керновом материале соотношение вулканокластических пород и базальтов приблизи-

тельно 1:35. Несмотря на значительную мощность вскрытых разрезов, в них не встречено прослоев осадочных пород, а также секущих контактов или зон закалки, свидетельствующих о присутствии интрузивных субвулканических образований. Признаки эксплозивного дробления магмы наблюдаются в средней части разреза скв. Нерохская-11201 (инт. 3247—3260 м), где тела массивных плагиофировых базальтов видимой мощностью около 0,5 м чередуются с сопоставимыми по мощности зонами лавокластитов.

Эффузивные тела имеют закономерное строение. В пределах одного кернового интервала (около 10 м) можно наблюдать постепенные переходы от миндалекаменных афанитовых и тонкокристаллических порфировых базальтов, слагающих краевые зоны эффузивных тел, к массивным, хорошо раскристаллизованным породам долеритового облика в центральных их частях. На некоторых уровнях намечаются границы, соответствующие разделу между эффузивными телами, вблизи них появляется скорлуповато-шаровая отдельность, связанная с термической фрагментацией пород при снятии напряжений в магме, подвергшейся быстрому закаливанию. Окраска пород изменяется закономерно: в миндалекаменных базальтах краевых частей эффузивных тел изобилуют красновато-вишневые тона, связанные с присутствием тонкодисперсного пигментного гематита, в раскристаллизованных массивных базальтах преобладает темно-серая со слабым зеленоватым оттенком, иногда почти черная окраска.

В разрезе представлены афировые, плагиофировые и пойкилоофитовые базальты, имеющие облик долеритов (долеритобазальты). Для пород характерен разнообразный структурный рисунок, сочетающий элементы интерсертальной, микродолеритовой, пойкилоофитовой, такситоофитовой и изредка сидеритовой структур. В краевых частях эффузивных тел развиты интерсертальная, микролитовая, редко гиалиновая и несовершенная вариолитовая структуры. В составе пород преобладают плагиоклаз (40—60 %) и клинопироксен (15—30 %), оливин сохраняется в очень редких мелких реликтах, вкрапленность титаномагнетита или ильменита иногда достигает первых процентов. В качестве акцессорного минерала в пойкилоофитовых базальтах присутствует апатит. В интерстициях породообразующих минералов в переменных количествах находятся буроватый мезостазис, встречаются обособления палагонита, отмечается развитие микрочешуйчатых агрегатов и субидиоморфных пластинок биотитоподобного минерала.

Анализ выделений клинопироксена (см. табл. 1) показывает, что они представлены авгитом и имеют средний минеральный состав ($Wo_{33}En_{46}Fs_{21}$), плагиоклаз является андезином ($Ab_{55-57}San_3An_{39-42}$).

Степень вторичных преобразований пород существенно варьирует по разрезу, при этом выявляются как реликты палеогипергенных преобразований (гематитизация, пелитизация), так и сравнительно слабые зеленокаменные изменения. Наиболее интенсивные изменения претерпевают базальты в краевых частях эффузивных тел, где отмечается опацизация фемических минералов, широко проявлены гематитизация, карбонатизация, цеолитизация. Степень преобразования долеритобазальтов незначительна, они имеют наиболее „свежий“ облик. Вторичные минеральные парагенезисы представлены хлоритом с очень небольшой долей актинолита, замещающими пироксен боулингитом или иддингситом, образующимися за счет оливина, по плагиоклазам развит сосюрит, иногда серицит, альбит.

Большая часть миндалекаменных текстур приурочена к краевым частям эффузивных тел (содержание миндалинов может достигать 10—15 %). Миндалины часто имеют почковидное строение, по данным рентгеноструктурного анализа в их составе присутствуют цеолиты (гмелинит, гейландит, брүстерит, шабазит), кварц, сидерит, гематит.

Литокластические туфы базальтового состава в разрезе скв. Нерохская-11201 охарактеризованы керном в инт. 3340,5—3345,5 м, предполагаемая их мощность, по данным ГИС, составляет 25—30 м. Для туфов характерна красновато-сургучная окраска, они представлены псефитоагломератовыми, псаммопсефитовыми разновидностями. В составе обломков различимы микродолериты и базальты интерсертальной и гиалиновой структуры. В целом для туфов не характерна сортировка и выраженная слоистость, но в верхней части кернового интервала отчетливо выделяется прослой мощностью около 0,5 м с крупногубо-псаммитовой пирокластикой. Цемент туфов состоит из кальцита, железистого карбоната, микрокристаллического кремнистого материала, характерна гематитизация пород.

ГЕОХИМИЯ ВУЛКАНИТОВ

Химический состав наиболее полно проанализированных и наиболее свежих эффузивных пород из разрезов скв. Мапасийская-11203, Нерохская-11201 и Южно-Сарманская-11204 приведен в табл. 2 и отражен на петрохимических диаграммах (рис. 3, 4). Для построения диаграмм кроме анализов, приведенных в таблице, использовались также анализы, где были определены только породообразующие оксиды. Необходимо отметить, что изучаемые разновозрастные эффузивные породы отличаются по степени палеогипергенных и зеленокаменных изменений, что в первую очередь сказывается на величине

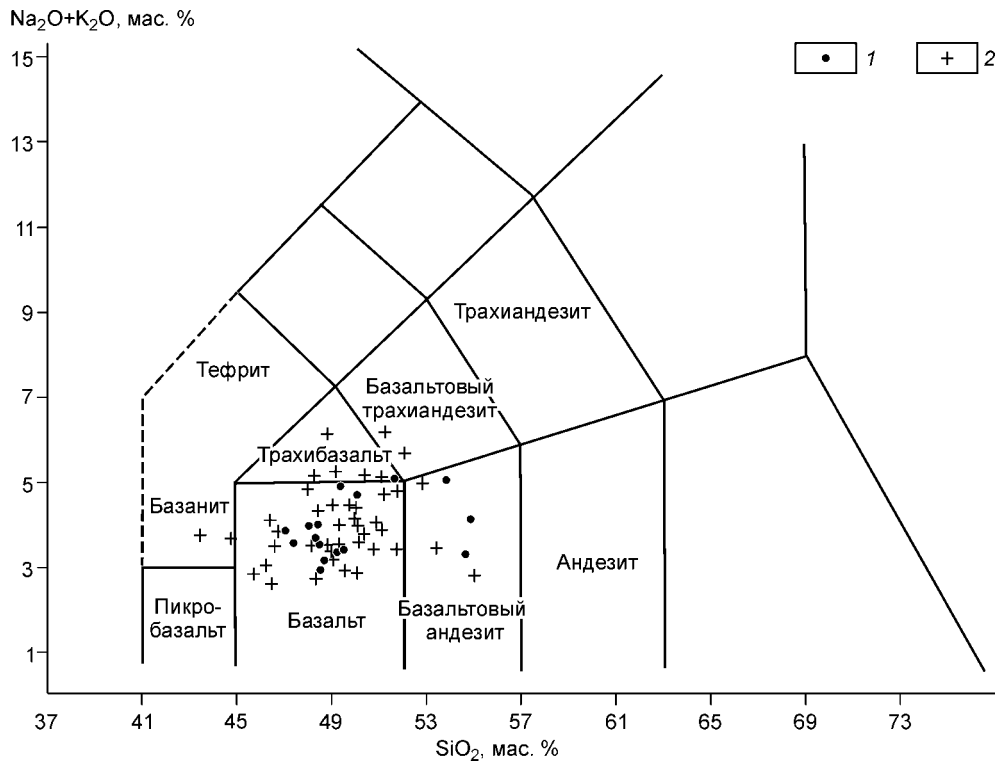


Рис. 3 Диаграмма TAS для каменноугольных и пермтриасовых эффузивных пород.

1 — каменноугольные (скв. Мапасийская-11203; 2 — пермтриасовые (скв. Нерохская-11201, Южно-Сарманская-11204).

П.п.п. Если для базальтов каменноугольного возраста по величине П.п.п. составить выборку сравнительно свежих пород достаточно просто, то для пермтриасовых — сложнее.

Основная часть проб эффузивных пород каменноугольного возраста по своему составу соответствует базальтам и лишь 3 пробы — базальтовым андезитам (см. рис. 3). По соотношению петрогенных компонентов они относятся к известково-щелочной серии с нормальной, реже умеренной щелочностью (см. рис. 3). Для них характерен натриевый тип щелочности, умеренные и в незначительном количестве проб низкие значения содержаний K_2O (см. рис. 4). Каменноугольные вулканиды по химическому составу наиболее близки к известково-щелочным базальтам областей сжатия [20], при этом имеющиеся отклонения в содержании некоторых элементов имеют направленность в сторону содержаний, свойственных для толеитовых базальтов из областей сжатия [20, табл. 143].

Для реконструкции геодинамических обстановок формирования базальтов существует большое количество дискриминационных диаграмм и уравнений. Для разновозрастных базальтов исследуемых разрезов скважин кроме определенной информации о геодинамической природе магматических образований эти диаграммы оказались очень наглядны для выявления отличия каменноугольных и пермтриасовых базальтов.

На диаграммах Д. Вуда Th—Hf—Ta [21], Дж. Пирса Cr—Ce/Sr [22], Э. Муллена $MnO—TiO_2—P_2O_5$ [23] (рис. 5—7) каменноугольные базальты скв. Мапасийская-11203 принадлежат базальтам вулканических дуг

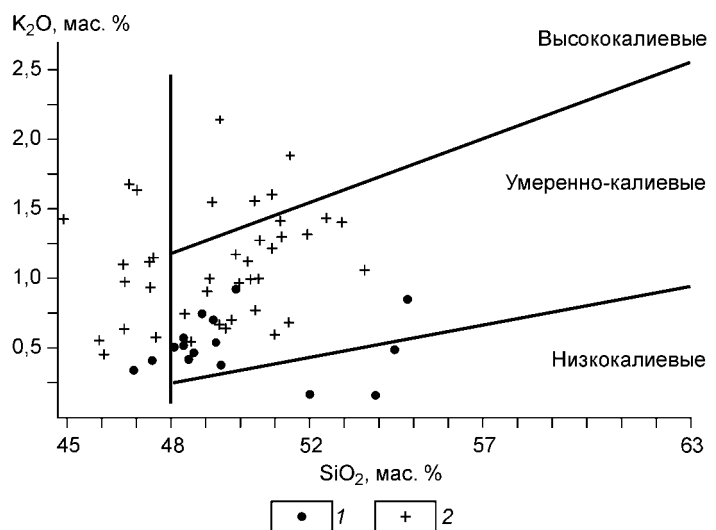


Рис. 4. Диаграмма $K_2O—SiO_2$ для каменноугольных (1) и пермтриасовых (2) базальтов.

Таблица 2.

Химический (мас.%) и редкоземельный (г/т) составы

Компонент	М-203/7	М-203/8	М-203/9	М-203/10	М-203/19	М-203/25	М-203/30	Н-201/14	Н-201/17	Н-201/12	Н-201/5	Н-201/9	Н-201/1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	52,48	47,54	45,87	47,43	47,33	53,53	48,62	47,34	10,16	49,73	47,66	49,44	47,15
TiO ₂	2,514	1,494	1,693	1,736	1,466	1,364	1,361	1,899	1,707	2,002	2,296	2,232	1,374
Al ₂ O ₃	15,08	17,20	17,72	18,02	17,79	17,90	16,29	17,04	15,76	15,63	13,57	14,39	14,27
Fe ₂ O ₃	12,61	9,64	10,53	10,53	10,83	10,34	10,08	10,42	10,48	11,00	12,27	11,78	10,25
MnO	0,283	0,176	0,169	0,160	0,242	0,202	0,191	0,305	0,271	0,326	0,213	0,260	0,337
MgO	4,00	7,66	7,13	7,74	6,69	3,52	6,36	5,14	4,39	4,65	4,78	4,69	7,80
CaO	4,77	10,69	10,32	3,70	8,07	6,16	9,01	7,47	8,03	8,68	8,16	8,92	9,76
Na ₂ O	4,77	2,28	3,44	4,42	2,59	2,90	3,78	3,09	2,03	2,17	3,24	3,12	2,17
K ₂ O	0,18	0,46	0,33	0,32	0,46	0,52	0,86	1,11	1,49	1,28	0,91	0,63	0,61
P ₂ O ₅	0,479	0,237	0,298	0,326	0,199	0,250	0,346	0,904	0,815	0,913	1,221	1,033	0,601
П.п.п.	2,29	2,08	2,43	4,03	3,07	1,62	2,26	4,92	3,28	2,80	4,50	2,97	4,63
Сумма	99,47	99,46	99,94	98,42	98,74	98,33	99,29	99,72	98,51	99,28	98,92	99,54	99,06
Li	8	9	12	11	9	3	7	6	7	8	10	5	6
Sc	30,0	28,0	31,0	29,0	27,8	23,7	30,1	27,0	26,0	28,0	30,0	29,0	35,0
V	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	160	124	172	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
Cr	»	»	»	»	101	71	150	»	»	»	»	»	»
Co	17	37	45	45	50	32	38	34	27	34	39	37	47
Ni	11	104	100	135	93	56	84	64	64	61	70	70	146
Cu	355	20	68	25	39	10	16	39	36	39	33	33	74
Zn	109	71	75	97	67	6	86	124	118	128	153	143	110
Rb	3	7	8	7	13	12	19	6	18	11	14	6	5
Sr	186	330	310	315	335	428	485	581	535	504	480	500	540
Cs	0,1	0,6	0,5	0,3	0,9	0,5	0,4	0,0	0,3	0,1	0,3	0,4	0,0
Ba	31	79	27	70	78	176	210	668	644	635	497	552	463
La	15,6	7,2	7,8	9,8	9,1	12,9	13,4	47,3	45,9	40,3	39,8	36,9	22,4
Ce	35	17	18	25	23,9	30,3	32,9	91	93	85	76	76	47
Nd	23,0	11,0	12,0	16,0	16,8	18,6	19,5	42,0	45,0	40,0	38,0	37,0	24,0
Sm	6,70	3,40	3,50	4,20	4,53	5,22	5,30	8,40	8,30	8,20	8,20	7,70	5,30
Eu	2,62	1,41	1,39	1,49	1,62	1,69	1,76	2,48	2,45	2,53	2,66	2,59	1,82
Gd	8,2	4,2	4,2	5,2	5,6	5,4	5,6	8,9	9,0	8,5	8,2	7,7	6,3
Tb	1,38	0,70	0,71	0,90	0,94	1,04	0,94	1,35	1,35	1,34	1,35	1,30	0,85
Tm	0,70	0,30	0,40	0,40	0,54	0,60	0,50	0,70	0,60	0,60	0,70	0,60	0,50
Yb	4,36	2,25	2,30	2,80	3,23	3,66	3,09	4,02	4,02	4,17	4,24	4,04	2,85
Lu	0,63	0,32	0,35	0,40	0,46	0,56	0,48	0,57	0,58	0,62	0,62	0,61	0,41
Hf	5,0	2,5	2,5	3,5	3,6	4,6	3,7	6,6	6,4	5,7	4,8	4,7	3,0
Ta	0,32	0,16	0,18	0,23	0,23	0,29	0,32	0,93	0,90	0,84	0,77	0,75	0,30
Pb	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Th	1,4	0,5	0,4	0,7	1,2	2,1	1,3	4,6	4,5	4,1	2,6	2,5	2,2
U	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	1,5	1,1	2,1	<0,4	<0,4	1,5

(за исключением отдельных проб). Распределение элементов-примесей (рис. 8, 9) характерно для этого типа базальтов.

Эффузивные породы пермтриасового возраста из разрезов скв. Нерохская-11201 и Южно-Сарманская-11204 по химическому составу относятся к базальтам (см. табл. 2, рис. 3) и лишь несколько проб к

каменноугольных и пермтриасовых вулканитов

Н-201/61	Н-201/26	Н-201/39	Н-201/28	Н-201/53	С-204/65	С-204/69	С-204/71	С-204/75	С-204/78	С-204/79	С-204/80	С-204/84	С-204/86
14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
47,22	46,97	46,58	42,36	42,49	44,16	47,35	40,86	47,31	50,28	48,93	45,27	42,52	43,77
2,047	1,434	1,973	1,934	1,674	2,426	1,930	1,781	2,074	2,056	2,193	2,098	2,161	2,320
13,91	16,85	13,32	21,06	14,79	14,95	15,14	14,57	16,38	16,75	14,64	14,64	15,53	16,03
13,63	10,21	14,69	12,81	11,96	14,98	13,45	13,93	10,13	10,28	13,09	15,80	10,74	13,17
0,266	0,259	0,077	0,102	0,237	0,327	0,198	0,190	0,430	0,398	0,228	0,341	0,425	0,132
5,70	4,73	5,57	2,22	4,38	5,47	4,43	8,81	5,85	4,65	4,02	4,68	6,92	5,35
8,94	9,39	6,65	1,64	10,08	8,41	8,38	9,02	8,03	7,07	7,18	8,61	9,91	7,16
2,63	3,43	2,04	1,17	2,68	1,53	3,85	3,02	5,07	4,13	3,47	2,78	2,22	2,12
0,58	0,83	0,62	1,84	0,61	0,94	1,11	0,43	1,00	1,88	1,52	1,04	0,50	1,58
1,036	0,736	1,033	0,133	0,739	1,155	0,964	0,928	0,963	0,921	1,007	0,975	1,083	1,138
2,38	4,19	6,22	13,95	8,76	4,93	1,88	5,59	3,28	1,85	2,59	2,72	7,06	6,19
98,41	99,07	98,82	99,29	98,44	99,39	98,73	99,16	100,61	100,35	98,95	99,05	99,11	99,04
5	4	6	32	2	3	5	10	7	8	7	5	3	5
31,0	28,4	31,5	34,1	30,6	31,5	28,0	31,3	29,3	31,3	29,8	29,1	31,9	32,6
206	192	188	192	182	263	224	260	226	200	253	235	242	256
135	162	134	106	172	108	88	412	92	85	105	114	119	150
39	35	44	28	42	37	42	49	46	31	78	38	37	49
80	57	76	52	79	67	79	179	67	67	74	61	97	103
34	37	58	7	36	35	30	9	37	37	27	29	37	26
156	124	94	112	292	178	139	126	153	126	135	135	169	363
7	22	9	37	15	22	26	13	11	18	29	14	12	32
590	728	658	406	667	682	604	522	665	711	595	598	657	407
0,6	0,4	0,3	2,3	0,4	0,3	0,4	0,2	0,2	0,7	0,5	0,9	0,2	0,6
534	498	366	495	216	722	562	318	709	809	703	730	411	446
34,6	29,9	33,3	66,5	32,1	41,5	26,5	17,3	40,7	51,5	43,4	41,7	39,1	38,2
72,5	62,6	73,6	110,4	66,7	88	58,6	38,9	89,3	102,3	88,1	83,7	83,2	80,7
37,7	31,2	39,4	48,3	35,5	48,9	32,9	25,0	45,6	51,3	46,2	48,6	44,6	43,0
8,81	6,63	8,85	6,71	7,66	9,19	7,09	5,29	9,81	10,90	9,70	9,37	9,41	9,08
2,62	2,07	2,59	1,62	2,30	2,93	2,42	1,96	2,72	2,83	2,76	2,65	2,85	2,74
8,1	6,7	9,1	5,5	7,3	8,4	7,9	5,4	8,8	10,0	9,0	8,1	7,8	8,5
1,28	1,02	1,39	0,88	1,27	1,39	1,16	0,87	1,53	1,71	1,53	1,44	1,43	1,39
0,72	0,50	0,74	0,47	0,63	0,68	0,62	0,40	0,71	0,80	0,76	0,75	0,73	0,66
4,20	3,24	4,36	2,83	4,01	4,38	3,61	2,82	4,70	5,02	4,60	4,63	4,57	4,10
0,65	0,50	0,67	0,41	0,60	0,66	0,55	0,43	0,73	0,75	0,72	0,69	0,72	0,61
4,3	3,6	4,7	7,7	4,1	5,1	3,6	2,0	6,3	6,8	5,4	5,2	4,6	4,8
0,80	0,58	0,88	1,14	0,71	0,93	0,47	0,26	0,99	1,11	0,93	0,84	0,87	0,85
<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	63
1,8	2,8	1,5	6,4	1,9	2,9	1,7	1,0	4,5	4,9	3,3	3,0	2,2	2,2
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.

Примечание. 1—7 — каменноугольные вулканиты (2—5, 7 — базальты, 1, 6 — базальтовые андезиты); 8—27 — пермтриасовые вулканиты (8—21, 24—27 — базальты, 22, 23 — трахибазальты). Анализы выполнены в Аналитическом центре ОИГМ СО РАН рентгенофлуоресцентным (аналитики А.Д. Киреев, Н.М. Глухова), нейтронно-активационным (аналитик М.С. Мельгунов) и атомно-абсорбционным (аналитик Л.Д. Иванова) методами.

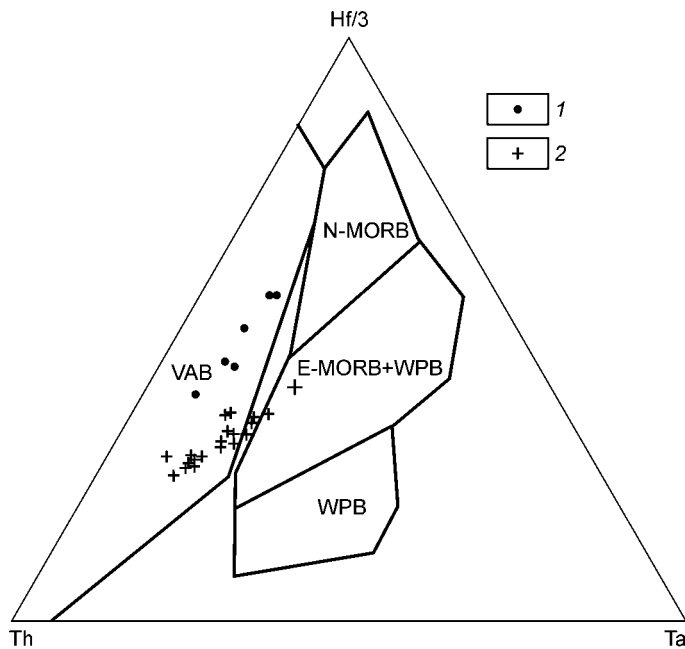


Рис. 5. Дискриминационная диаграмма Th—Hf—Ta Д. Вуда [21] для каменноугольных (1) и пермотриасовых (2) базальтов.

Базальты: MORB — срединно-океанических хребтов, WPB — внутриплитные, VAB — вулканических дуг.

базальтовым андезитам и трахибазальтам. По соотношению петрогенных компонентов они принадлежат к породам нормальной (преобладают) и умеренной щелочности (см. рис. 3). На диаграмме AFM пермотриасовые базальты попадают главным образом в поле известково-щелочной серии, образуя сравнительно обособленную от каменноугольных базальтов область точек составов. Содержание K_2O в триасовых базальтах в большинстве проб умеренное (см. табл. 2, рис. 4), хотя в ряде проб отмечено высокое, в отличие от каменноугольных, для которых характерны отдельные анализы с низким содержанием калия.

По петрохимии и содержанию элементов-примесей пермотриасовые базальты наиболее близки базальтам собственно щелочно-базальтового типа, характерным для различных геодинамических обстановок (океанические острова, континентальные рифты, континентальные окраины калифорнийского типа, траппы) [26]. Для этого типа базальтов характерны высокие содержания и литофильных элементов, и (сравнительно высокие) элементов группы железа [26], что можно видеть на рис. 8, а, б.

Геодинамические дискриминационные диаграммы, на которых вынесены пермотриасовые базальты, приведены на рис. 5—7. На диаграмме Д. Вуда (см. рис. 5) пермотриасовые базальты попадают в область известково-щелочных базальтов островных дуг и час-

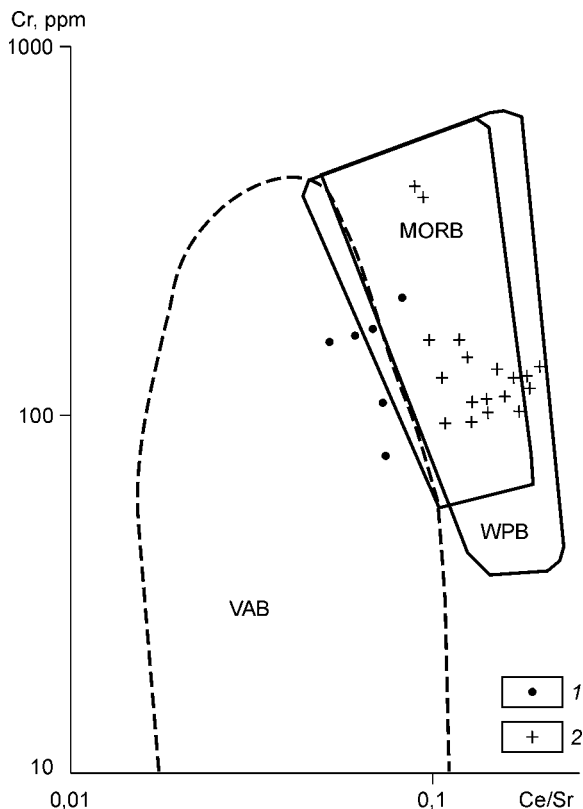


Рис. 6. Дискриминационная диаграмма Cr—Ce/Sr Дж. Пирса [22] для каменноугольных (1) и пермотриасовых (2) базальтов.

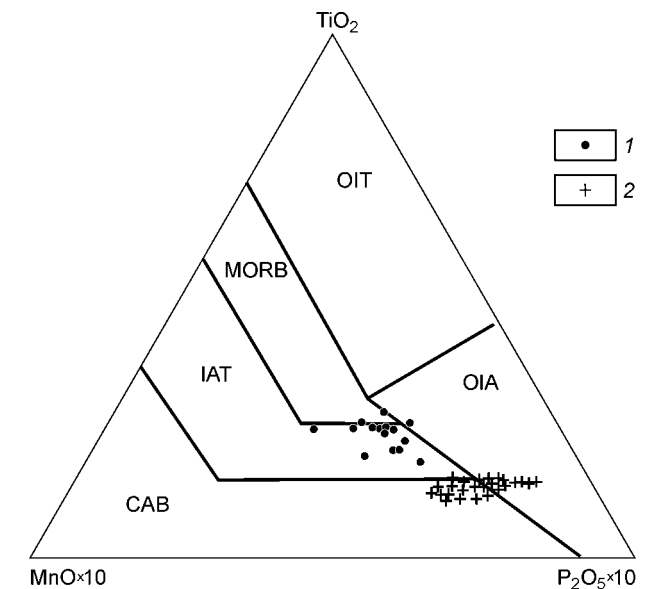


Рис. 7. Дискриминационная диаграмма MnO—TiO₂—P₂O₅ [23] для каменноугольных (1) и пермотриасовых (2) базальтов.

CAB — известково-щелочные базальты, IAT — островодужные толеиты, OIT — толеиты океанических островов, OIA — андезиты океанических островов, MORB — базальты срединно-океанических хребтов.

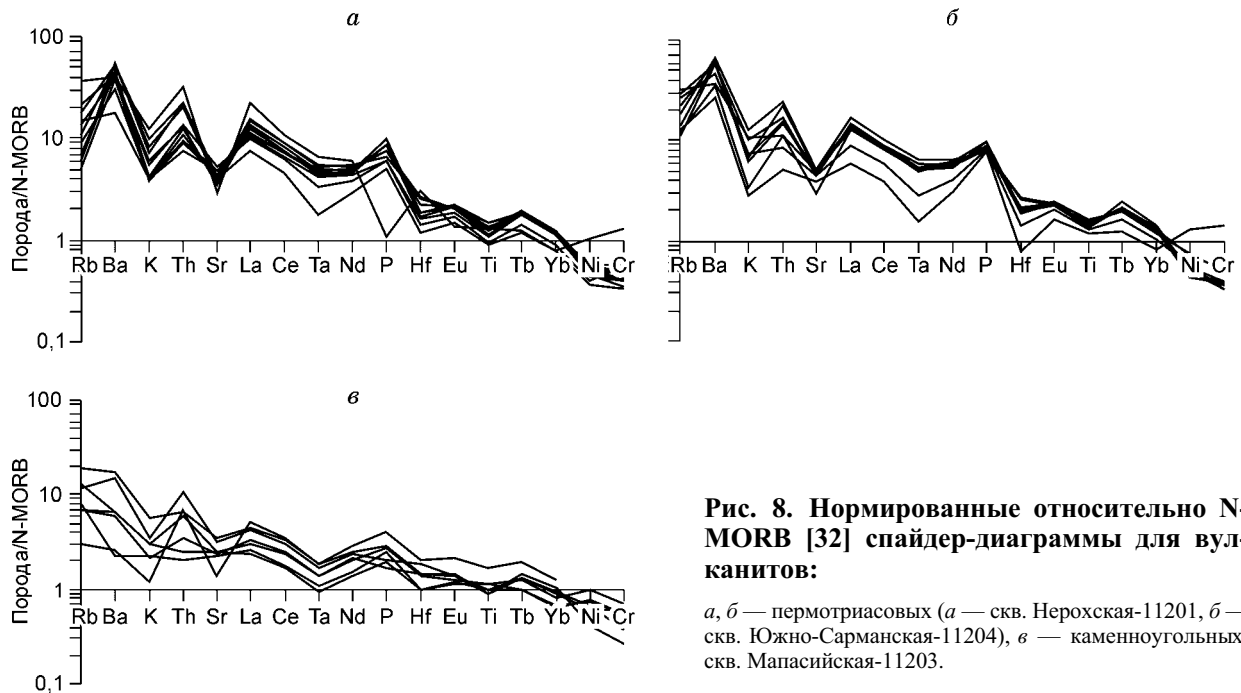


Рис. 8. Нормированные относительно N-MORB [32] спайдер-диаграммы для вулканитов:

a, б — пермотриасовых (*a* — скв. Нерохская-11201, *б* — скв. Южно-Сарманская-11204), *в* — каменноугольных, скв. Мапасийская-11203.

тично внутриплитных базальтов и E-MORB, на диаграмме Дж. Пирса (см. рис. 6) — в область внутриплитных базальтов, в значительной своей части перекрытой областью базальтов MORB, а на диаграмме Э. Муллена (см. рис. 7) отвечают известково-щелочным базальтам островных дуг, континентальных рифтов (большая часть точек) и андезитам океанических островов.

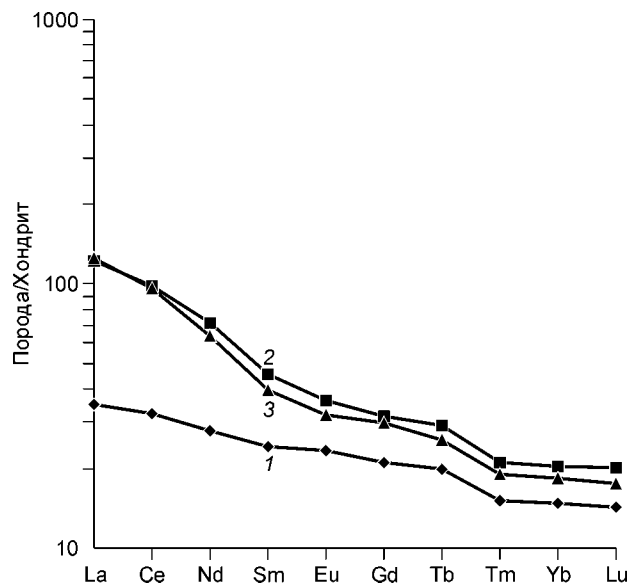
СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ВУЛКАНИТОВ

Отличительной чертой пермотриасового вулканогенного разреза в сравнении с каменноугольным является, в первую очередь, более сложное его строение. В нем среди массивных базальтов появляются прослой туфов и лавокластитов, что находит отражение в большей дифференциации каротажных кривых. Отличаются сравниваемые вулканогенные толщи и характером вторичных преобразований. Если для каменноугольных вулканитов характерны однородные по всей толще зеленокаменные изменения (эпидотизация, актинолитизация, хлоритизация, альбитизация), то для пермотриасовых преобразования этого рода значительно слабее, развиты они послойно-неравномерно с преобладанием процессов хлоритизации, карбонатизации и цеолитизации. Необходимо также отметить, что пермотриасовые вулканические породы в отличие от каменноугольных претерпели неравномерные по разрезу палеогипергенные изменения (пелитизация, гематитизация), что, по-видимому, обусловлено их континентальным происхождением.

Рассматриваемые разновозрастные вулканиты обладают различной геохимической спецификой, что видно из табл. 2 и диаграмм (см. рис. 3—9). Среди петрогенных оксидов в составе каменноугольных базальтов в меньших количествах содержатся TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , K_2O , P_2O_5 и в больших — MgO . Каменноугольные базальты по сравнению с пермотриасовыми содержат в меньших количествах как неко-

Рис. 9. Распределение нормированных относительно углистого хондрита [33] средних содержаний редкоземельных элементов в базальтах:

1 — каменноугольных, скв. Мапасийская-11203, *2, 3* — пермотриасовых (*2* — скв. Южно-Сарманская-11204, *3* — скв. Нерохская-11201).



герентные элементы (Sr, Ba, Rb, Th, La, Ce, Nd, Sm, Hf, Ta), так и отдельные элементы группы железа: Fe, Mn, V (см. табл. 2, рис. 8). Различия в содержаниях РЗЭ уменьшаются от легких к тяжелым (см. рис. 9).

В последнее десятилетие появились материалы по геохимии пермотриасовых базальтов Западно-Сибирской геосинеклизы [27—33 и др.], позволяющие использовать их для сравнительного анализа. Предварительное сравнение пермотриасовых базальтов скв. Нерохская-11201, Южно-Сарманская-11204 с общей выборкой анализов базальтов Западно-Сибирской геосинеклизы [32] свидетельствует о близости их составов. Некоторые отличия заключаются в более высоких содержаниях в исследованных базальтах TiO_2 , MnO, P_2O_5 , а также легких и промежуточных РЗЭ.

Материалы по большинству изученных пермотриасовых разрезов, включая и данные по скв. Нерохская-11201 и Южно-Сарманская-11204, свидетельствуют о широкой распространенности на территории ЗСГ рифтогенных базальтов [30, 31]. Это, по-видимому, позволило А.И. Альмухамедову и А.Я. Медведеву выразить сомнения в существовании низкокальциевых толеитовых базальтов, аналогичных покровным базальтам Сибирской платформы, выделенных в разрезе Тюменской скв. СГ-6 [28]. Вместе с тем выборка оригинальных анализов базальтов по скв. СГ-6, которыми располагают авторы статьи, и частично опубликованные нами геохимические данные по разрезу скв. СГ-6 [31] свидетельствуют о своеобразии геохимии вулканитов этой скважины. Так, содержание K_2O в выборке из 6 анализов свежих базальтов из коротчаевской свиты, относящейся к триасу [15], ниже 0,3 %, в аймальской (евояхинской) свите пермотриасового возраста (14 проб) содержание K_2O в более чем половине проб также составляет менее 0,3 %. На диаграмме Д. Вуда базальты скв. СГ-6 образуют рой точек, принадлежащих перекрывающимся областям внутриплитных толеитов и E-MORB, а также области внутриплитных базальтов [31]. Кривые распределения РЗЭ в базальтах скв. Нерохская-11201, Южно-Сарманская-11204 (см. рис. 9), СГ-6 [31] и субщелочных базальтов рифтогенного этапа Сибирской платформы [30] близки между собой.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. В пробуренных в последние годы глубоких скважинах в верхнем течении р. Сев. Сосьвы (Ляпинский мегапрогиб) вскрыты мощные разрезы вулканитов (базальты, андезитовые базальты, трахибазальты, базальтовые туфы). Определения абсолютного возраста позволили выделить в скв. Мапасийская-11203 базальты каменноугольного (серпуховский ярус), а в скв. Нерохская-11201 — пермотриасового возраста.

2. Каменноугольные и пермотриасовые базальты отличаются различной степенью палеогипергенной и зеленокаменной измененности, а также по геохимическим параметрам, что позволит использовать это при стратиграфической интерпретации разрезов скважин на территории ЗСГ, содержащих вулканиты.

3. По геохимическим данным базальты каменноугольного возраста относятся к базальтам островодужного типа, что позволяет предполагать в серпуховское время существование в месте заложения Мапасийской скважины магматических очагов над зоной субдукции.

4. Сравнение пермотриасовых базальтов скв. Нерохская-11201 и Южно-Сарманская-11204 с базальтами этого возраста из других районов ЗСГ и траппами Сибирской платформы позволяет отнести их к широко распространенному на территории геосинеклизы рифтогенному трапповому типу. Однако это не исключает появление в разрезах перми и триаса ЗСГ покровных низкокальциевых базальтов, типичными представителями которых являются базальты, вскрытые Тюменской скв. СГ-6.

Авторы выражают глубокую признательность А.Э. Конторовичу, А.И. Альмухамедову и А.Я. Медведеву за конструктивную критику и полезные советы при подготовке статьи.

Работа выполнена при частичной поддержке интеграционных проектов СО РАН — УрО РАН: „Восточная граница Уральского подвижного пояса“, „Строение и природа доюрского фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна“ и гранта РФФИ № 04-05-64318.

ЛИТЕРАТУРА

1. Рудкевич М.Я. Тектоника Западно-Сибирской плиты и ее районирование по перспективам нефтегазоносности. Тюмень, 1969, 278 с. (Тр. Зап.-Сиб. научн.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 14).
2. Северо-Сосьвинский угленосный район / А.И. Сидоренков, А.А. Нежданов, Е.В. Бобров и др. М., Недра, 1977, 80 с.
3. Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Коротеев В.А. Строение и природа области сочленения Урала и Западной Сибири // Докл. РАН, 2003, т. 393, № 5, с. 647—651.
4. Тектоническая история Полярного Урала / А.Н. Диденко, С.А. Куренков, С.В. Руженцев и др. М., Наука, 2001, 191 с.
5. Пучков В.Н. Уралиды и тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского складчатого пояса // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 1—2, с. 28—39.
6. Бочкарев В.В., Язева Р.Г. Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург, Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2000, 255 с.

7. **Коротеев В.А., Язева Р.Г., Иванов К.С., Бочкарев В.В.** Палеозоны субдукции в геологической истории Урала // Отечественная геология, 2001, № 6, с. 50—57.
8. **Язева Р.Г., Бочкарев В.В.** Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика // Геотектоника, 1995, № 6, с. 32—43.
9. **Сурков В.С., Жеро О.Г.** Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М., Недра, 1981, 143 с.
10. **Нефтегазоносные** бассейны и регионы Сибири. Вып. 2: Западно-Сибирский бассейн / А.Э. Конторович, В.С. Сурков, А.А. Трофимук и др. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1994, 201 с.
11. **Сурков В.С., Трофимук А.А., Жеро О.Г. и др.** Триасовая рифтовая система Западно-Сибирской плиты, ее влияние на структуру и нефтегазоносность платформенного мезозойско-кайнозойского чехла // Геология и геофизика, 1982, № 8, с. 3—15.
12. **Сурков В.С., Смирнов Л.В.** Тектоника нижнеплитного нефтегазоносного структурного этажа Западно-Сибирской плиты // Отечественная геология, 2003, № 4—5, с. 22—26.
13. **Добрецов Н.Л.** Пермско-триасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН, 1997, т. 354, № 2, с. 220—223.
14. **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.
15. **Казанский А.Ю., Казанский Ю.П., Сараев С.В., Москвин В.И.** Граница перми и триаса в вулканогенно-осадочном разрезе Западно-Сибирской плиты по палеомагнитным данным (по материалам изучения керна Тюменской скв. СГ-6) // Геология и геофизика, 2000, т. 41, № 3, с. 327—339.
16. **Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V. et al.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates from the West Siberian Basin: Siberian flood basalt province doubled // Science, 2002, v. 296, p. 1846—1849.
17. **Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Рейчов М.К. и др.** Абсолютный возраст базальтов доюрского основания Западно-Сибирской плиты (по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным) // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 6, с. 617—620.
18. **Пономарчук В.А., Лебедев Ю.Н., Травин А.В. и др.** Применение тонкой магнитно-сепарационной технологии в K-Ar, ^{40}Ar - ^{39}Ar , Rb-Sr методах датирования пород и минералов // Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 1, с. 55—64.
19. **Lanphere M.A. and Dalrymple G.B.** A test of the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum technique on some terrestrial materials // Earth Planet. Sci. Lett., 1971, v. 12, p. 359—372.
20. **Магматические** горные породы, Т. 3 / Е.Д. Андреева, О.А. Богатилов, А.М. Борсук и др. М., Наука, 1985, 487 с.
21. **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.
22. **Pearce J.A.** Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // Andesites: orogenic andesites and related rocks. R.S. Thorpe (ed.), Wiley, Chichester, 1982, p. 525—548.
23. **Mullen E.D.** MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // Earth Planet. Sci. Lett., 1983, v. 62, p. 53—62.
24. **Bevins R.E., Kokelaar B.P., Dunkley P.N.** Petrology and geochemistry of lower to middle Ordovician igneous rocks in Wales: a volcanic arc to marginal basin transition // Proc. Geol. Ass., 1984, v. 95, p. 337—347.
25. **Evensen N.M., Hamilton P.J., O’Nions R.K.** Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta, 1978, v. 42, p. 205—209.
26. **Интерпретация** геохимических данных / Е.В. Скляр, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская и др. М., Интернет Инжиниринг, 2001, 287 с.
27. **Казанский Ю.П., Мозгунова Е.В., Москвин В.И., Солотчина Э.П.** Состав и строение триасовых вулканогенных отложений сверхглубокой скважины ТСГ-6 (Уренгойский район, Западная Сибирь) // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 6, с. 157—164.
28. **Кременецкий А.А., Гладких В.С.** Низкокальциевые толеитовые базальты — индикатор эволюции палеогеодинамических обстановок и прогноза углеводородного сырья (по данным Тюменской сверхглубокой скв. СГ-6) // Геохимия, 1997, № 6, с. 609—617.
29. **Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П., Батурина Т.П.** Триасовый вулканогенный комплекс Западной Сибири // Докл. РАН, 1998, т. 362, № 3, с. 372—377.
30. **Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П.** Сравнительный анализ геодинамики перм-триасового магматизма Западной и Восточной Сибири // Геология и геофизика, 1999, т. 49, № 11, с. 1575—1587.

31. **Сараев С.В., Филиппов Ю.Ф., Пономарчук В.А., Мельгунов М.С.** Седиментология, геохимия, абсолютный возраст и геодинамические обстановки формирования доюрских вулканогенных и осадочных толщ из разрезов глубоких скважин Западно-Сибирской плиты // Критерии оценки нефтегазоносности ниже промышленно освоенных глубин и определение приоритетных направлений геолого-разведочных работ, Кн. 2 / Под ред. М.Б. Келлера, А.В. Липилина. Пермь, КамНИИКИГС, 2001, с. 140—152.
32. **Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Кирда Н.П.** Геохимия пермтриасовых вулканитов Западной Сибири // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 1—2, с. 86—100.
33. **Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П.** Палеозой и триас Западной Сибири (комплексные исследования) // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 1—2, с. 120—143.

*Рекомендована к печати 22 октября 2004 г.
Ю.Р. Васильевым*

*Поступила в редакцию
17 мая 2004 г.*