

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

**ПЕРМОТРИАСОВЫЕ ВУЛКАНИТЫ КОЛТОГОРСКО-УРЕНГОЙСКОГО РИФТА
ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ**

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

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

** Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

Рассмотрен вещественный состав базальтов и приведены их $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки для наиболее полных разрезов Колтогорско-Уренгойского рифта. Возраст базальтов из нижней части разреза скв. Никольская-1 (бергамакская свита) — 272.9 ± 10.5 и 249.5 ± 3 млн лет, из самой верхней части разреза (войновская свита) — 247.5 ± 2.9 млн лет, из нижней части разреза скв. ТСГ-6 (коротчаевская свита) — 251.2 ± 2 млн лет. На основании этих и палеомагнитных данных трапповый магматизм в пределах Колтогорско-Уренгойского рифта начинался в перми и заканчивался в раннем триасе, в то время как, по палеонтологическим данным, он начинался в раннем триасе и заканчивался в конце среднего триаса.

В разрезе ТСГ-6 выделены как низкокальциевые толеитовые, так и субщелочные и щелочные умеренно- и высококальциевые известково-щелочные базальты, образующие крупные переслаивающиеся пакеты мощностью до 480 м. Этот разрез может быть сопоставлен с аномальными разрезами трапповой формации Сибирской платформы вблизи краевых зон Тунгусской синеклизы. Разрез скв. Никольская-1 сложен главным образом умеренно- и высококальциевыми субщелочными базальтами с редкими потоками низкокальциевых. Отличие низкокальциевых базальтов от умеренно- и высококальциевых заключается в более низких содержаниях в первых TiO_2 , P_2O_5 , Ba, Rb, Th, суммы легких РЗЭ.

Для базальтов разреза ТСГ-6 характерны палеогипергенные изменения с развитием более пяти уровней глиноземисто-железистых кирас, а также наложенные на них хлоритизация, серицитизация (гидрослюдизация), карбонатизация, цеолитизация, окварцевание и эпидотизация. В отличие от этого базальты Никольской скважины подвержены в основном карбонатизации, хлоритизации и гидрослюдизации.

Делается вывод, что существование в пределах Западно-Сибирской геосинеклизы в пермтриасе обширного мегасвода над суперплюмом осложнялось Колтогорско-Уренгойским рифтом. Среди триасовых отложений рифта наряду с континентальными имеют место типично морские отложения (песчаники и алевролиты с глауконитом, кокколитовые илы, шаровые лавы, гиалокластиты). Основной вулканизм в пределах рифта обладает чертами как рифтогенных, так и покровных базальтов, а также признаками, характерными для обогащенных базальтов (E-MORB).

Западно-Сибирская геосинеклиза, пермтриас, вулканизм, геохимия, геодинамика.

**PERMO-TRIASSIC VOLCANICS OF THE KOLTOGORY-URENGOI RIFT
OF THE WEST SIBERIAN GEOSYNECLISE**

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

The lithologic composition of basalts from the most complex sections of the Koltogory-Urengoi Rift is considered, and their $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages are given: basalts from the lower section of Nikol'skaya BH-1 (Bergamak Formation) — 272.9 ± 10.5 and 249.5 ± 3.0 Ma, basalts from the uppermost section (Voinov Formation) — 247.5 ± 2.9 Ma, and basalts from the lower section of Tyumenskaya SDB-6 (Korotchaevo Formation) — 251.2 ± 2.0 Ma. According to these and the paleomagnetic data, trap magmatism began in the Koltogory-Urengoi Rift in the Permian and ended in the Early Triassic, whereas the paleontological data suggest its beginning in the Early Triassic and its termination in the late Middle Triassic.

In Tyumenskaya SDB-6 we have recognized both low-K tholeiitic and medium- to high-K subalkalic and calc-alkalic basalts, which form large alternating packets up to 480 m thick. This section is juxtaposed to the anomalous sections of the Siberian Platform trap formation near the margins of the Tunguska syncline. The section of Nikol'skaya BH-1 is composed mainly of medium- and high-K subalkaline basalts with scarce flows of low-K ones. The low-K basalts differ from the medium- and high-K varieties in having lower contents of TiO_2 , P_2O_5 , Ba, Rb, Th, and ΣLREE .

The Tyumenskaya SDB-6 basalts are characterized by paleohypergene alterations, up to the development of more than five levels of alumina-ferruginous cuirasses, as well as superposed chloritization, sericitization (hydromication), carbonatization, zeolitization, silicification, and epidotization, whereas the Nikol'skaya BH-1 basalts are subjected mainly to carbonatization, chloritization, and hydromication.

We have concluded that the existence of a vast mega-arch above the superplume within the West Siberian geosyncline in the Permo-Triassic was complicated by the Koltogory-Urengoi Rift. The Triassic rift deposits are both continental and marine sediments (sandstones and siltstones with glauconite, coccolith oozes, spherulitic lavas, and hyaloclastites). The basic volcanism within the rift showed the features of both rift and flood basalts as well as E-MORB.

Volcanism, geochemistry, geodynamics, Permo-Triassic, West Siberian geosyncline

ВВЕДЕНИЕ

О составе базальтов из разрезов скважин, расположенных в области Колтогорско-Уренгойского рифта (рис. 1), в литературе имеются противоречивые сведения. Так, в одной из ранних публикаций, по материалам Тюменской сверхглубокой скважины 6 (ТСГ-6) [Казанский и др., 1995], на основе только петрографических данных они были отнесены к андезитобазальтам. Впервые низкокальциевые толеитовые базальты в разрезе скв. ТСГ-6 были установлены В.С. Бочкаревым [1996]. В работе [Кременецкий, Гладких, 1997] основная часть разреза ТСГ-6 (более 80 % его мощности) отнесена к низкокальциевым толеитовым базальтам, при этом, как и на Сибирской платформе, субщелочные и щелочные базальты в ней прогнозируются в основании разреза — ниже забоя скв. ТСГ-6. В совместных публикациях группы исследователей [Альмухамедов и др., 1998, 1999, 2000; Медведев и др., 2003; Reichow et al., 2005] пермотриасовые базальты Западно-Сибирской геосинеклизы (ЗСГ) сравниваются с субщелочными базальтами инициального (рифтогенного) этапа на Сибирской платформе, а существование ранее установленных вышеназванными исследователями низкокальциевых толеитовых базальтов в разрезе ТСГ-6 ставится под сомнение. Представления об океанической природе базальтов Колтогорско-Уренгойского рифта [Аплонов, 1987, 1989] основаны только на геофизических данных.

В предлагаемой статье приводятся результаты изучения наиболее представительных осадочно-вулканогенных разрезов Колтогорско-Уренгойского рифта — скважин Никольская-1 и ТСГ-6 (см. рис. 1).

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ

Краткая характеристика разрезов приводится по материалам, полученным авторами при детальном послонном изучении керн скважин (рис. 2, 3).

Пермотриасовый осадочно-вулканогенный разрез, вскрытый скв. ТСГ-6 (см. рис. 2), согласно [Решение..., 2004], подразделяется на три свиты (снизу вверх): аймальскую, коротчаевскую и трыбьяхскую (хадырьяхскую).

Аймальская свита (7309—7502 м, подошва не вскрыта) состоит из четырех контрастно различающихся между собой пачек. В интервале 7486—7502 м преобладают хлоритизированные базальты с секущими дайками долеритов, интервал 7463—7486 м представлен чередованием горизонтов глиноземисто-железистых пород с гиббситом, каолинитом, гематитом (кираса) и в разной степени палеогипергенно измененных базальтовых туфов и базальтов. Интервал 7408—7463 м сложен хлоритизированными туфами и базальтами. В интервале 7309—7408 м наблюдается чередование базальтов (преобладают), базальтовых лавобрекчий, долеритов, лито-, витрокластических туфов, гиадокластитов, прослоев углеродистых аргиллитов, углеродсодержащих граувакковых песчаников, градационно-слоистых алевролитов, углеродистых глинистых силицитов со спикулами губок, тефроидов и туффитов.

Коротчаевская свита (6509—7309 м) представляет собой чередование девяти пачек, в составе которых преобладают либо базальтовые туфы, либо базальты, редко долериты. Эта ритмичность усложняется появлением горизонтов палеовыветрелых вулканитов, местами переходящих в глиноземисто-железистые кирасы.

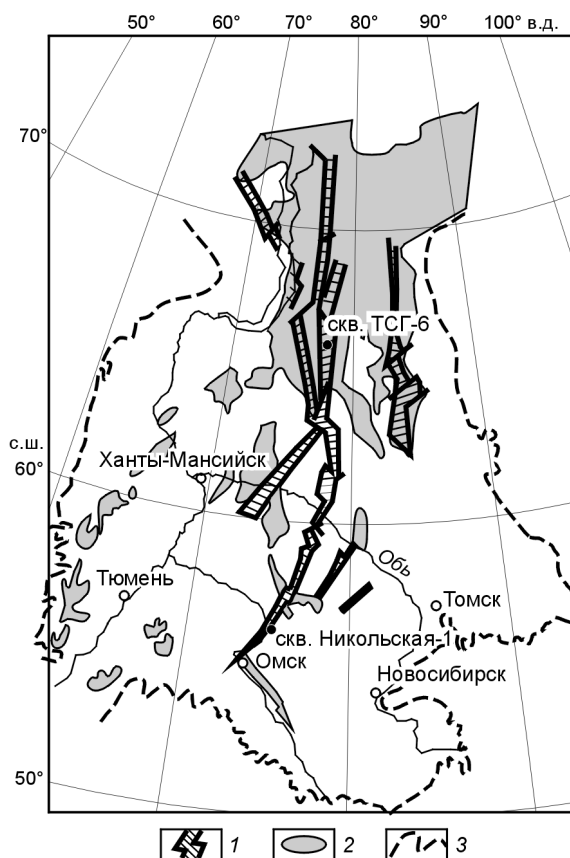


Рис. 1. Местоположение скважин.

Рифтовая система ЗСГ дана по [Сурков и др., 1997]. 1 — рифты, 2 — эффузивно-осадочный комплекс T_1 — T_2 , 3 — границы Западно-Сибирской геосинеклизы.

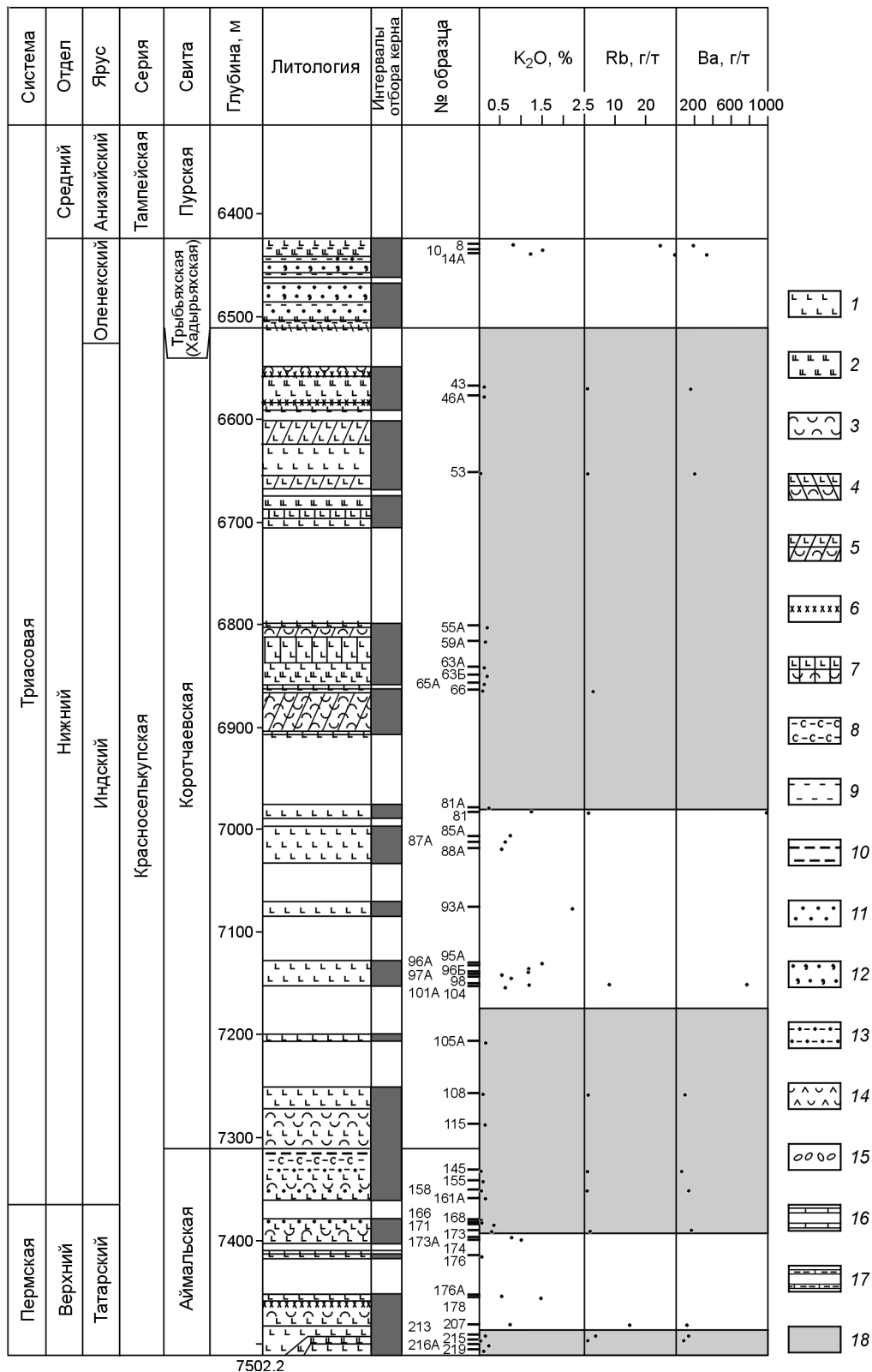


Рис. 2. Осадочно-вулканогенный разрез скв. ТСГ-6 и вариации содержаний элементов в наименее измененных базальтах.

1 — базальты, базальтовые лавобрекчии, 2 — долериты, 3 — туфы, 4 — глинизированные вулканыты, 5 — гематитизированные и гидрослюдизированные вулканыты, 6 — глиноземисто-железистые породы (кираса), 7 — цеолитизированные вулканыты, 8 — силициты глинистые, 9 — аргиллиты, 10 — аргиллиты углеродсодержащие, 11 — песчаники, 12 — песчаники с глауконитом, 13 — алевролиты, 14 — туффиты, 15 — конгломераты, 16 — известняки, 17 — аргиллиты известковые, 18 — горизонты низкокальциевых базальтов. Стратиграфическое расчленение разреза, согласно [Решение..., 2004]. Номера образцов соответствуют табл. 1.

Рис. 3. Осадочно-вулканогенный разрез скв. Никольская-1.

Стратиграфическое расчленение разреза, согласно [Решение..., 2004]. Усл. обозн. см. на рис. 2. Номера образцов соответствуют табл. 2.

Туфы в отдельных участках обладают игнибритовым строением. Зоны окварцевания, эпидотизации, цеолитизации встречаются локально. По туфам и базальтам местами развиваются горизонты разуплотненных гематит-гидрослюдисто-цеолитовых пород. Процессы цеолитизации накладываются на уже ожелезненные палеовыветрелые породы. В верхней части свиты по туфам развиваются глиноземисто-железистые древние коры выветривания.

Трыбяхская (хадырбяхская) свита (6422—6509 м) подразделяется на семь пачек.

Интервал 6500—6509 м сложен переслаивающимися сильноизмененными глинизированными базальтами, долеритами и алевритовыми аргиллитами.

Интервал 6482—6500 м представлен ритмично переслаивающимися граувакковыми песчаниками, алевролитами, черными, темно-серыми, зелено-серыми аргиллитами с примесью углефицированного растительного детрита и редкими гравелитами. Характерна градационная слоистость как для тонких слойков, так и для крупных ритмов мощностью до 1.3 м. В нижней части пачки появляются редкие маломощные прослои гравелитов и присыпки гравийного материала с примесью вымытых из базальтов кремнистых концентрически-зональных миндалин. У основания пачки отмечен прослой мощностью около 1 м светло-зеленых аргиллитов с восковидным блеском (перемытая кора выветривания по вулканитам (?)).

Интервал 6462—6482 м сложен граувакковыми песчаниками с окатанными фрагментами глинистых прослоев с примесью в отдельных прослоях растительного детрита или глауконита.

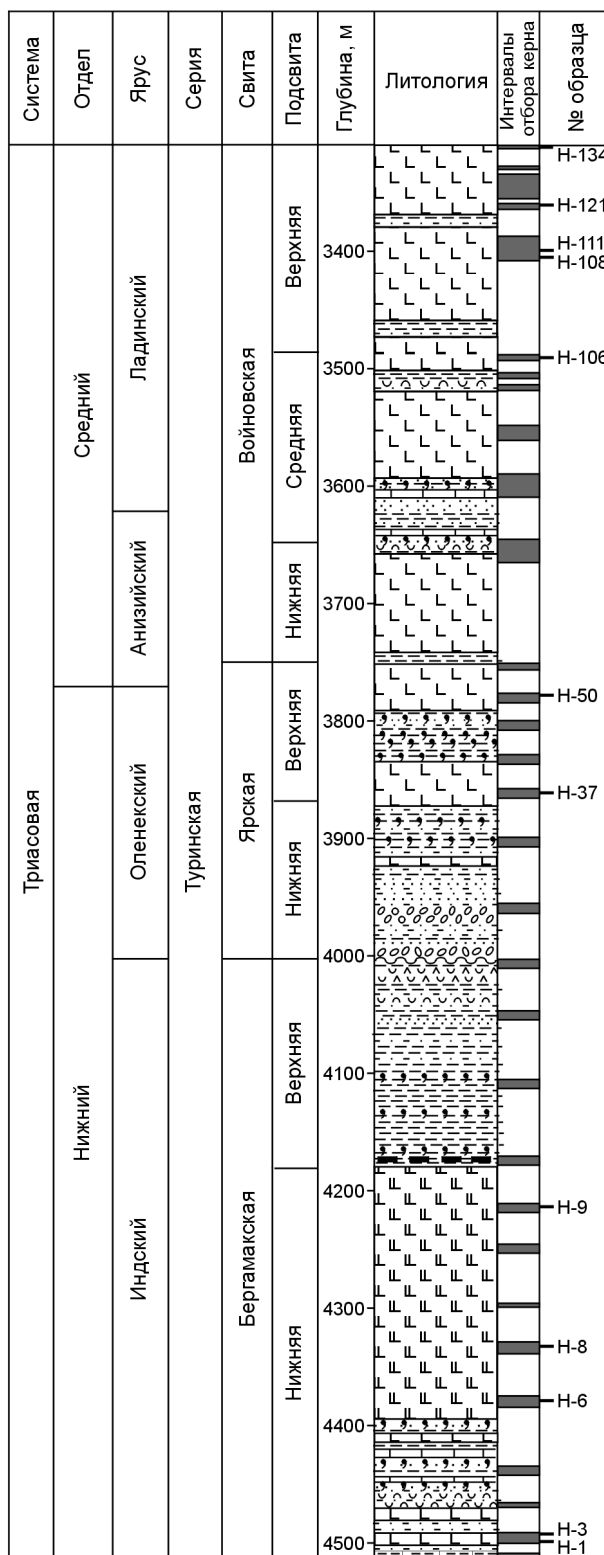
Интервал 6453—6462 м представлен темно-серыми до черных, серыми, зеленовато-серыми алевритистыми аргиллитами с растительным детритом.

Интервал 6443—6453 м сложен граувакковыми песчаниками с примесью глауконита в верхней половине пачки. В нижней ее части устанавливаются градационные ритмы мощностью 20—30 см, здесь же встречаются окатанные фрагменты глинистых слойков.

Интервал 6438—6443 м представлен переслаивающимися алевролитами и аргиллитами с углефицированным растительным детритом.

Интервал 6422—6438 м сложен долеритами, базальтами. В верхней части устанавливается пакет переслаивающихся черных аргиллитов и зеленых туфов. Долериты и базальты интенсивно хлоритизированы, гидрослюдизированы и кальцитизированы.

Осадочно-вулканогенный разрез, вскрытый скв. Никольская-1, согласно [Решение..., 2004], подразделяется на три свиты, каждая из которых разделяется на подсвиты (см. рис. 3).



Нижняя подсвета бергамаской свиты (4180—4520 м) сложена градиционно-, параллельно-слоистыми вулканомиктовыми песчаниками, аргиллитами, туффитовыми алевролитами с тонкими прослоями кремнисто-известковых аргиллитов, известняков, содержащих включения кокколитов [Липатова и др., 2001а], а также потоками базальтов и долеритов.

Верхняя подсвета бергамаской свиты (4005—4180 м) сложена туфами, туффитами, аргиллитами, градиционно-слоистыми песчаниками, алевролитами. В нижней ее части выделяется пачка углеродсодержащих, пиритоносных аргиллитов с прослоями алевроаргиллитов.

Нижняя подсвета ярской свиты (3875—4005 м) представлена переслаивающимися туффитами, градиционно-, косослоистыми глауконитсодержащими песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями в самой нижней части гравелитоконгломератов. Псефитопсаммитовые обломки туффитов несут признаки гальмиролиза.

Верхняя подсвета ярской свиты (3745—3875 м) сложена переслаивающимися покровами базальтов и слоями песчаников, алевролитов, алевроаргиллитов, аргиллитов, туфов и туффитов, обладающих тонкой параллельной, линзовидной, косой слоистостью и содержащих ходы илоедов, растительный детрит. В составе алевролитов встречаются включения фрагментов слоев кокколитового ила и аргиллитов.

Нижняя подсвета войновской свиты (3645—3745 м) представлена базальтами, долеритами с прослоями туффитов, алевролитов, песчаников, аргиллитов и редких кокколитовых известняков. Преобладающие среди осадочных отложений аргиллиты — углеродсодержащие, пиритоносные с градиционной, параллельной слоистостью.

Средняя подсвета войновской свиты (3485—3645 м) сложена переслаивающимися измененными миндалекаменными базальтами, тонко-, мелкозернистыми песчаниками с карбонатным цементом, алевролитами, туфами, туффитами, аргиллитами и единичными тонкими прослоями кокколитовых известняков. Постоянно встречается растительный детрит, отпечатки флоры, углистые пленки на плоскостях наложения.

Верхняя подсвета войновской свиты (3307—3485 м) представлена базальтами, нередко имеющими облик лавокластитов и характеризующимися сильной изменчивостью вторичных преобразований.

К наиболее существенным отличиям в вещественном составе рассматриваемых разрезов (см. рис. 2, 3) относится появление в разрезе Никольской скважины маломощных прослоев кокколитовых илов, а в скв. ТСГ-6 — углеродсодержащих кремнистых прослоев с остатками скелетов кремнистых организмов. Характерной особенностью разреза ТСГ-6 является также присутствие глиноземисто-железистых кирас на вулканитах основного состава. В разрезе Никольской скважины влияние палеогипергенных процессов на состав отложений хотя и заметно [Сараев, Батурина, 2008], но оно не имеет такого резко выраженного характера. Отличия пород разрезов по вторичным преобразованиям и геохимии приведены ниже.

ПЕТРОГРАФИЯ БАЗАЛЬТОВ

Среди наиболее свежих эффузивных пород разреза ТСГ-6 (см. рис. 2) часто встречаются стекловатые базальты с интерсергальной, вариолитовой, реже порфировой структурой. Менее распространены долериты, обладающие офитовой структурой. Микролиты и порфировые выделения, сохранность которых нередко достигает 60 %, представлены плагиоклазом. Стекловатая основная масса, а также клинопироксен и оливин, входящие в состав пород, как правило, большей частью замещены хлоритом и палагонитом. Реликты моноклинных пироксенов, редко гиперстена и оливина чаще всего обнаруживаются в долеритах. Широко распространены миндалины мономинерального и смешанного составов (хлорит, кальцит, кварц, цеолиты, редко эпидот).

Толща вулканитов, вскрытая скв. ТСГ-6, подвержена разнообразным постмагматическим преобразованиям, интенсивность которых резко изменяется по разрезу. Близодновременно с вулканизмом в периоды снижения его активности вулканиты испытали интенсивное выветривание как в субаэральной, так и в подводной обстановках. Так, в аймальской и коротчаевской свитах установлены более пяти уровней глиноземисто-железистых кирас по базальтам и их туфам, где широко развиты гиббсит, каолинит, гидрослюда и оксидные минералы Fe, а содержание оксидов Al и Fe в сумме достигает более 60 % [Сараев и др., 2001].

Регрессивное зеленокаменное перерождение вулканитов обусловлено главным образом процессами хлоритизации и карбонатизации. С наиболее поздними гидротермально-метасоматическими изменениями, наложенными на вышеописанные преобразования, связано локальное появление кварц-эпидотовых пород, зон окварцевания и горизонтов интенсивной цеолитизации. С этим же этапом связывается появление пластов разуплотненных, как правило, цеолитсодержащих пород и участков выщелачивания минералов с образованием горизонтов с повышенной пористостью и кавернозностью.

В аймальской свите отмечаются признаки контактового метаморфизма вблизи секущих даек и субинтрузивных пластовых тел долеритов.

В трибьяхской свите выветривание вулканитов происходило в подводных условиях с появлением глауконита, конденсированных горизонтов вымытых из базальтов миндалин кремнистого состава и перемытых кор выветривания, лишенных красноцветных оксидных минералов железа.

Базальты бергамакской свиты в разрезе скв. Никольская-1 (см. рис. 3) характеризуются плагиофировой интерсертальной структурой. Базис породы образован тонкими лейстами плагиоклаза, интерстиции заполнены буроватым мезостазиом и агрегатом смектита. Плагиоклаз почти не затронут изменениями, лишь только по микротрещинам незначительно подвержен пелитизации.

Долериты характеризуются средне- и крупнокристаллическим строением и массивной текстурой, обладают пойкилоофитовой и долеритовой структурами. Местами наблюдается слабоокристаллизованная стекловатая фаза метельчатой структуры. Идиоморфные индивиды плагиоклаза (до 5—7 мм в длину) изредка зональны и почти не затронуты вторичными изменениями. Фемические минералы представлены клинопироксеном (20—30 %) и реликтами оливина. Оливин развит не повсеместно в виде округлых реликтовых зерен, по микротрещинам и периферии они замещаются идингситом—боулингитом. В долеритах присутствуют равномерная вкрапленность магнетита, часто в виде скелетных форм, и акцессорные кристаллы апатита, редко отмечаются мелкие ксеноморфные выделения кварца.

По данным микронзондового анализа, плагиоклаз соответствует лабрадору с минимальным составом $Ab_{37}Or_1An_{62}$, моноклинный пироксен представлен авгитом — $Wo_{39}En_{46}Fs_{15}$, состав оливина — $Fo_{51}Fa_{49}$ (аналитик В.Н. Королюк, прибор Camebax-Micro, ИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

Базальты ярской свиты мелко-, тонкокристаллические, иногда они обнаруживают признаки течения. Породы неравномерно насыщены миндалинами, содержание которых увеличивается в краевых частях лавовых потоков.

Плагиофировые и афировые базальты обладают микродолеритовой, интерсертальной или микролитовой структурами. Породы сложены плагиоклазом, моноклинным пироксеном, в межкристаллическом пространстве которых расположен слабелейкоксенизированный стекловатый мезостазио, отмечается тонкая вкрапленность магнетита. Плагиоклаз вкрапленников и основной массы, как правило, прозрачный, свежий, незначительно замещается микрокристаллическим кальцитом либо слабо пелитизирован по микротрещинам. Темноцветные минералы частично или полностью могут замещаться агрегатами смектита (?).

Базальты войновской свиты неравномерно окристаллизованы, афировые, плагиофировые, редко пироксен-плагиофировые и пойкилоофитовые, иногда отмечаются гиалобазальты. Наиболее широко развита интерсертальная структура, менее представлена пойкилоофитовая и микролитовая с элементами пилотакситовой и гиалиновой. Основной плагиоклаз, по составу соответствующий лабрадору, образует крупные фенокристаллы (до 5—8 мм длиной), тонкие лейсты или микролиты основной массы, иногда обнаруживающие субпараллельную ориентировку. Наряду со свежими почти не затронутыми постмагматическими изменениями наблюдаются кристаллы, замещенные микрокристаллическим кальцитом и пелитовым агрегатом. Моноклинный пироксен развит непостоянно, доля его снижена по сравнению с базальтами нижележащих свит. Он образует мелкие ксеноморфные зерна в интерстициях индивидов плагиоклаза. Пироксен, как правило, отличается свежестью, реже встречаются его выделения, частично или полностью преобразованные в агрегат смектита(?) или замещенные кальцитом. Содержание бурой стекловатой фазы очень изменчиво, обычно она заполняет интерстиции породообразующих минералов совместно с вкрапленностью магнетита, может достигать 50 % и более в гиалиновых базальтах.

Микронзондовый анализ показал, что плагиоклазы относятся к лабрадору $Ab_{34-40}Or_2An_{58-64}$ минимальный состав клинопироксенов — $Wo_{33-38}En_{43-47}Fs_{15-24}$ (аналитик В.Н. Королюк).

Необходимо отметить, что в базальтах Никольской скважины развиты в различной степени раскристаллизованные метакolloидные агрегаты, сложенные минералами главным образом монтмориллонитового ряда. Они замещают первичный хлорофит. Известно, что хлорофитовые базальты широко представлены в туринской серии Кушмурунского грабена [Коробов, 1985], расположенного к юго-западу от изученного разреза, а также среди тиманских и тунгусских эффузивных траппов [Симанович, Кудрявцев, 1982; Симанович и др., 1986]. В разрезе Никольской скважины они впервые были описаны В.В. Липатовой с соавторами [2001a]. В Никольском разрезе содержание хлорофит-смектитовых агрегатов обычно составляет 5—25 %, а в пузыристых базальтах достигает 50 %. Одно из выделений хлорофит-смектитов в войновской свите имеет состав: SiO_2 —43.71, TiO_2 —0.13, Al_2O_3 —6.02, FeO —30.31, MnO —0.22, CaO —2.72, MgO —4.9, Na_2O —0.68, K_2O —0.26 % (аналитик В.Н. Королюк), что достаточно близко к составам хлорофитов из Кушмурунского грабена и Северного Тимана. Одна из наиболее распространенных точек зрения на возникновение хлорофита связывает его появление с продуктами продувки (барботаж) паров воды экзогенного происхождения через остаточный расплав потока базальтов, имеющий консистенцию застывающего стекла [Шутов, 1982; Симанович, Кудрявцев, 1982; Симанович и др., 1986]. Эта гипотеза находит подтверждение в пузыристых «барботированных» базальтах войновской свиты.

ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ БАЗАЛЬТОВ

Повышенные содержания п.п.п. в отдельных анализах базальтов из разреза скв. ТСГ-6 (табл. 1) обусловлены присутствием главным образом вторичных кальцита, хлорита и гидрослюдистых агрегатов (отбирались наиболее свежие породы).

На диаграмме TAS точки составов эффузивов скв. ТСГ-6 попадают в поля базальтов, трахибазальтов и базанитов (рис. 4), при этом граница щелочности по [Irvine, Baragar, 1971] разделяет общее поле составов на щелочную и толеитовую серии с некоторым преобладанием щелочных пород. Вместе с тем на

Таблица 1. Химический (мас.%) и редкоэлементный состав (г/т) вулканитов скв. ТСГ-6

Компо- нент	СГ-6-14А	СГ-6-43	СГ-6-53	СГ-6-66	СГ-6-81	СГ-6-98	СГ-6-108	СГ-6-158	СГ-6-173	СГ-6-213	СГ-6-215
SiO ₂	39.52	39.14	42.4	46.19	43.81	39.00	50.54	41.52	41.02	44.06	45.03
TiO ₂	2.339	1.294	2.113	1.695	2.022	2.597	2.391	2.801	2.615	2.739	2.243
Al ₂ O ₃	15.95	16.00	19.90	15.04	14.28	15.23	14.94	14.51	17.74	13.75	11.95
Fe ₂ O ₃	12.08	13.61	15.66	12.41	15.21	18.6	14.37	18.65	18.89	15.46	15.53
MnO	0.286	0.357	0.804	0.272	0.284	0.419	0.527	0.253	0.382	0.468	0.402
MgO	4.93	6.98	5.84	9.37	7.31	10.38	4.86	5.48	7.49	5.76	6.61
CaO	9.01	9.82	2.29	6.82	8.60	4.01	2.91	7.63	3.32	7.30	7.27
Na ₂ O	0.36	2.87	3.88	3.68	2.12	2.80	4.17	3.09	2.60	2.15	1.65
K ₂ O	1.17	0.11	0.03	0.07	1.19	0.70	0.09	0.06	0.28	0.16	0.04
P ₂ O ₅	0.477	0.14	0.276	0.228	0.306	0.371	0.397	0.442	0.39	0.398	0.345
П.п.п.	13.47	9.32	5.31	4.46	4.26	5.62	4.68	5.35	5.80	7.55	9.00
Сумма	99.59	99.64	98.5	100.24	99.39	99.73	99.88	99.79	100.53	99.8	100.07
Li	10	12	14	16	18	29	28	19	23	26	27
Sc	30	27	27	25	6.1	6.4	5.5	13	10.7	1.6	1.6
V	333	357	295	405	357	309	333	595	524	405	350
Cr	180	94	41	98	6	24	5	11	12	4	3
Co	38	47	47	69	34	31	32	25	26	19	18
Ni	127	168	178	150	64	86	59	68	82	50	60
Cu	84	71	255	66	79	108	71	126	103	89	76
Zn	100	87	239	111	164	181	170	179	155	143	133
Rb	32	1.8	1.8	2.8	1.4	8	1.8	1	1.8	3.5	1
Sr	96	334	245	306	306	86	172	119	86	130	87
Y	31	20	28	18	25	31	34	40	30	38	32
Zr	222	78	121	92	102	128	145	142	125	145	120
Nb	47	8.4	12	7	9.4	11	13	12	12	13	12
Cs	0.2	0.9	2.1	1.1	1.3	1	0.9	3.1	1.8	1.1	1.6
Ba	316	149	105	105	1053	763	88	133	150	39.2	36.3
La	4.5	13.3	21.5	18.2	34.8	29.9	27.8	18.4	15.7	75	66
Ce	11	30	46	41	76	67	63	39	35	115	88
Nd	8	19	25	23	46	38	39	22	19	32	26
Sm	2.17	4.5	6.2	5.9	11.4	9.9	9.7	5.5	4.4	5.9	4.9
Eu	0.83	1.53	1.84	1.66	3.2	2.92	2.92	2.03	1.39	1.77	1.85
Gd	2.7	5	6.2	5.9	11.6	10.9	10.2	5	4.3	5.2	4.8
Tb	0.46	0.85	1.02	0.94	1.94	1.79	1.67	0.81	0.68	0.8	0.76
Tm	0.29	0.45	0.58	0.48	1.08	1.03	0.91	0.39	0.35	0.43	0.42
Yb	1.8	2.88	3.66	3	6.81	6.28	5.91	2.29	2.21	2.71	2.73
Lu	0.27	0.43	0.55	0.44	0.97	0.88	0.89	0.34	0.33	0.39	0.41
Hf	1.6	2.5	4	4	4.3	4	3.8	3.3	2.7	1.6	2.1
Ta	0.18	0.27	0.6	0.59	1.09	1.08	0.98	0.76	0.65	1.55	1.68
Pb	25	12	<10	21	18	18	21	21	21	28	18
Th	0.5	0.7	1.7	1.7	2.6	2.1	2.2	1.7	1.5	3.3	4.3
U	0.5	1	1.5	2.6	7	7.3	5.9	2.7	2.6	5.4	5.9

Примечание. Анализы выполнены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) рентгенофлуоресцентным (аналитики А.Д. Киреев, Н.М. Глухова, М.С. Мельгунов) и нейтронно-активационным (аналитик М.С. Мельгунов) методами.

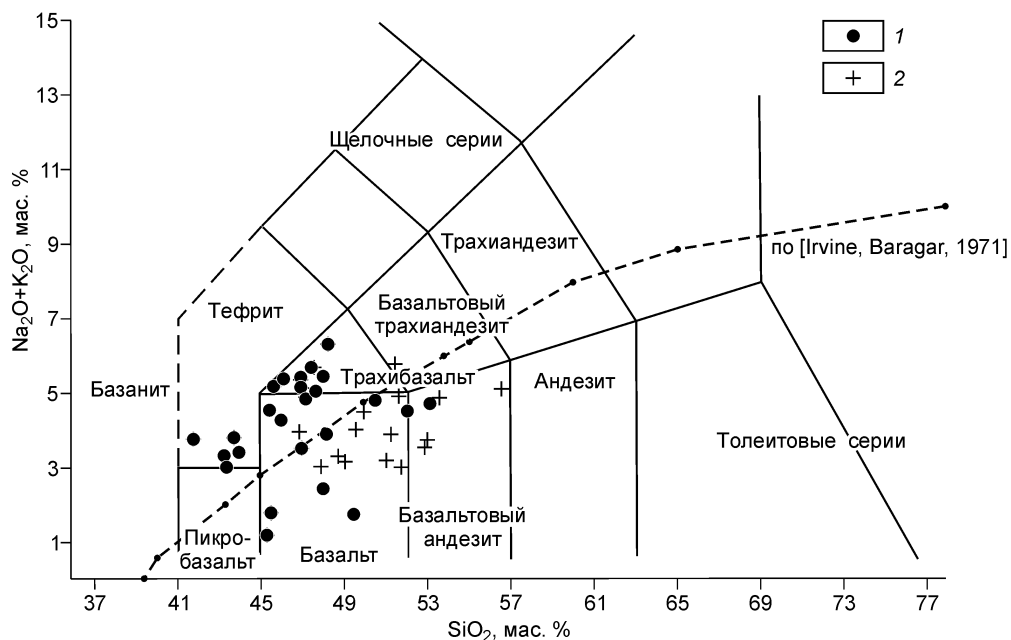


Рис. 4. Диаграмма TAS для вулканических пород.

1 — скв. ТСГ-6, 2 — скв. Никольская -1.

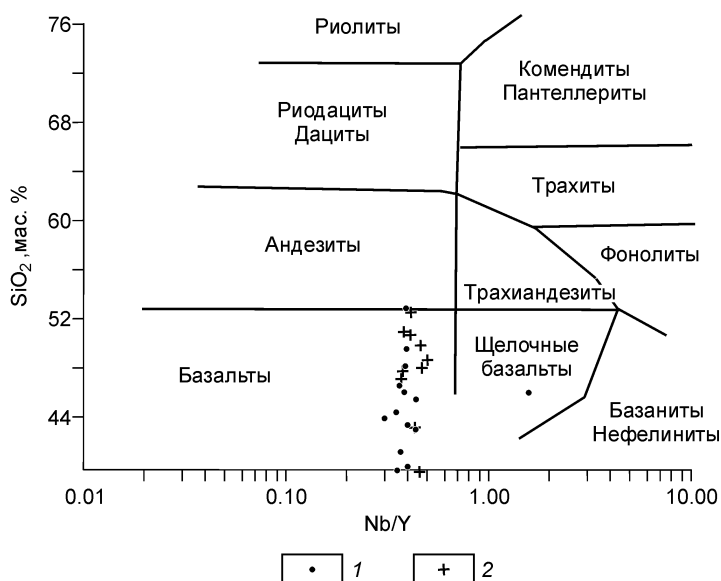
диаграмме [Winchester, Floyd, 1976], учитывающей влияние подвижности элементов при вторичных изменениях, все анализы ложатся в поле базальтов (рис. 5). На диаграммах AFM (не приведены) базальты скв. ТСГ-6 относятся большей частью к толеитам. По содержанию K_2O базальты изменяются от низкокальциевых до умеренно- и высококальциевых (рис. 6). В разрезе ТСГ-6 выделяются шесть уровней с контрастным изменением содержания K_2O (см. рис. 2). В этом отношении разрез этой скважины близок к тем разрезам трапповой формации типа «сэндвича», что известны вблизи краевых зон Тунгусской синеклизы на Сибирской платформе [Альмухамедов и др., 1999]. В объеме аймальной свиты выделяются один горизонт умеренно- и высококальциевых базальтов и два низкокальциевых (см. рис. 2), из которых один переходит в коротчаевскую свиту, а другой — вскрыт вблизи забоя скважины лишь частично. Распределение таких слоев, по-видимому, должно учитываться при стратиграфическом расчленении разреза.

В коротчаевской свите преобладают низкокальциевые базальты, и только в нижней ее половине в интервале 6980—7180 м выделяется уровень развития умеренно- и высококальциевых базальтов. Среди долеритов трибьяхской свиты, испытавших максимальные изменения в разрезе, по-видимому, низкокальциевые разновидности отсутствуют. Необходимо отметить, что преобладающие палеогипергенные процессы в изменении базальтов приводят к увеличению содержания в них калия, тем самым искусственно смещая первичное соотношение между низко- и высококальциевыми базальтами в пользу последних.

Таким образом, ранее сделанные выводы о принадлежности базальтов Колтогорско-Уренгойского рифта только к толеитовым низкокальциевым [Кременецкий, Гладких, 1997] либо о полном отсутствии их в разрезе [Альмухамедов и др., 1999] и существовании только субщелочных и щелочных не вполне справедливы.

Рис. 5. Классификационная диаграмма SiO_2-Nb/Y [Winchester, Floyd, 1976] для вулканических пород.

Усл. обозн. см. на рис. 4.



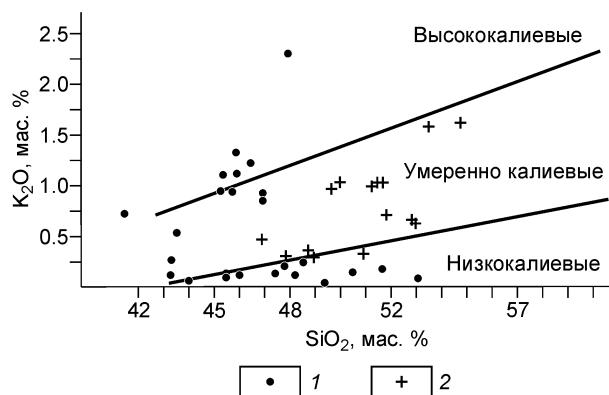


Рис. 6. Диаграмма K_2O-SiO_2 для вулканических пород.

Усл. обозн. см. на рис. 4.

В разрезе скв. ТСГ-6 отмечается пространственное чередование мощных (до 480 м) горизонтов с резким преобладанием как первого, так и второго типов. Медианные содержания K_2O в низкокалиевых базальтах составляют 0.11 % при разбросе значений от 0.03 до 0.28 %, в средне- и высококалиевых соответственно 0.77 и 0.54—2.23 %.

Небольшие по объему выборки проб практически неизменных и умеренно измененных базальтов не позволяют с достаточной статистической обеспеченностью обосновать различие выделенных разновидностей базальтов. На уровне медианных значений содержаний низкокалиевые базальты отличаются от высококалиевых более низкими содержаниями TiO_2 (1.85 и 2.15 % соответственно), P_2O_5 (0.27 и 0.36 %), Ba (105 и 316 г/т), Rb (1.8 и 14 г/т), суммы легких РЗЭ (100.5 и 174.4 г/т), Th (1.7 и 2.6 г/т). Близкие содержания для обеих разновидностей базальтов характерны для Zr (около 126 г/т) и Nb (около 12 г/т). Содержания MgO в базальтах в целом низкое с широким диапазоном вариаций: от 2.39 до 10.38 %. Медианное содержание MgO для низкокалиевых базальтов составляет 5.86 %, для высококалиевых — 7.40 %.

Содержания Sr и Ni варьируют в широких пределах, что может быть обусловлено измененностью пород. Для Sr вариации составляют от 3 до 98 г/т в низкокалиевых и от 2 до 180 г/т в высококалиевых базальтах; медианные значения содержаний Sr низкие — 11 и 6 г/т соответственно. Для Ni разброс значений содержаний составляет от 37 до 178 г/т для низкокалиевых и от 64 до 127 г/т для высококалиевых при медианных значениях 68 г/т для первых и 105 г/т для вторых.

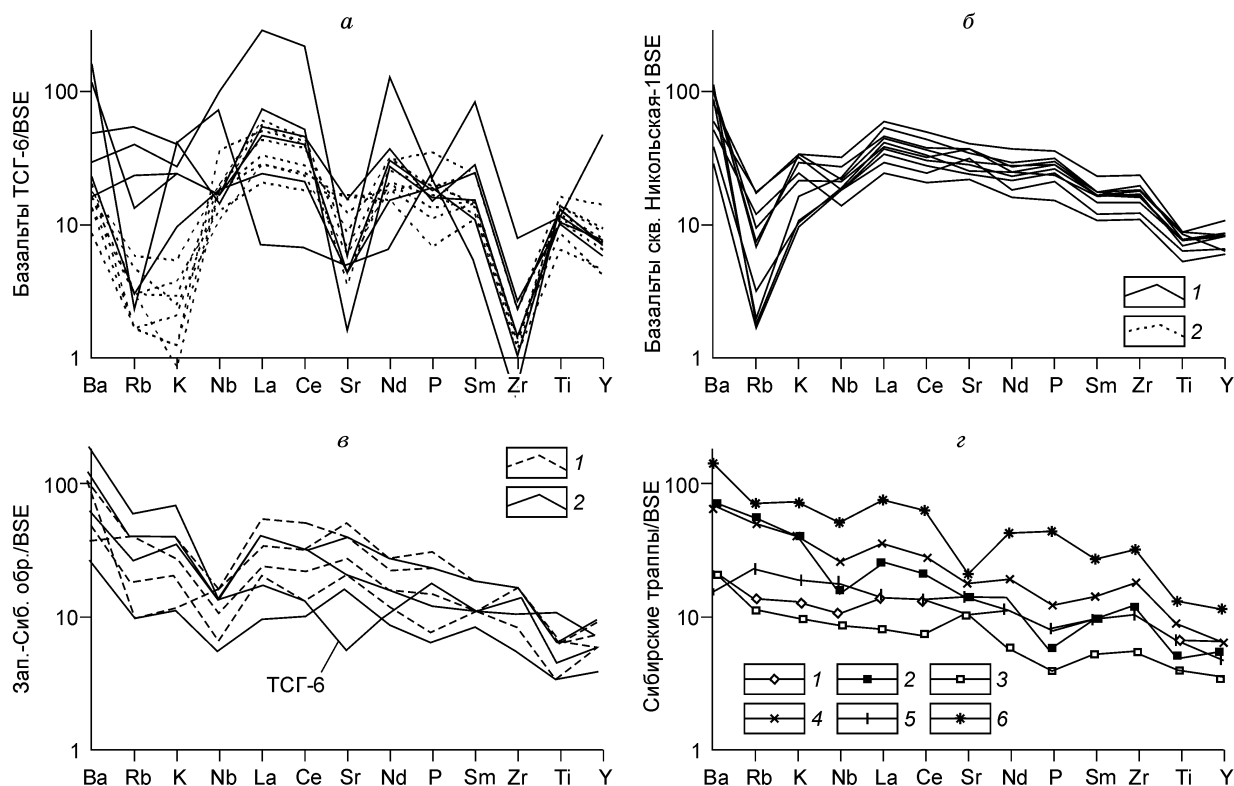


Рис. 7. Распределение редких элементов в базальтах скважин ТСГ-6 (а), Никольская-1 (б), Худосейского и Колтогорско-Уренгойского рифтов ЗСГ (в), по [Reichow et al., 2005], и в сибирских траппах (г).

Значения BSE, по [McDonough, Sun, 1995]. а, б — базальты: 1 — умеренно- и высококалиевые, 2 — низкокалиевые; в — область рифта: 1 — Худосейского, 2 — Колтогорско-Уренгойского; г — свиты: 1 — вышележащие, 2 — надеждинская, 3 — туклонская, 4 — гудчихинская, 5 — сыверминская, 6 — ивакинская.

Таблица 2. Химический (мас.%) и редкоэлементный составы (г/т) вулканитов скв. Никольская-1

Компонент	Н-1	Н-6	Н-8	Н-9	Н-37	Н-50	Н-106	Н-111	Н-134
SiO ₂	46.79	47.49	50.84	50.73	50.03	43.03	51.45	48.33	48.84
TiO ₂	1.437	0.972	1.515	1.502	1.233	1.614	1.366	1.721	1.49
Al ₂ O ₃	15.56	14.01	14.30	14.69	14.83	15.53	14.96	16.31	14.66
Fe ₂ O ₃	11.40	10.13	11.22	11.32	11.80	11.63	10.81	10.81	13.08
MnO	0.234	0.171	0.182	0.177	0.202	0.201	0.202	0.326	0.141
MgO	5.89	7.64	4.99	5.69	6.70	6.06	5.67	4.86	3.81
CaO	10.30	8.35	9.86	9.15	9.73	9.43	8.91	9.20	9.18
Na ₂ O	3.11	2.12	4.86	3.87	2.89	3.14	2.79	3.36	2.80
K ₂ O	0.26	0.65	0.92	0.97	0.31	0.43	0.61	0.94	0.80
P ₂ O ₅	0.514	0.289	0.502	0.573	0.428	0.602	0.478	0.719	0.591
П.п.п.	4.97	7.68	1.40	1.30	2.22	8.50	2.48	3.82	4.89
Сумма	100.47	99.50	100.59	99.97	100.37	100.17	99.73	100.40	100.28
Sc	32	31	41	32	30	28	28	26	28
V	205	194	252	217	195	192	214	227	209
Cr	209	515	73	224	390	215	231	65	215
Co	37	49	31	37	45	39	40	37	41
Ni	73	187	31	61	139	75	88	61	102
Zn	115	105	112	112	109	182	107	176	117
Rb	<1	7.21	10.5	10.4	1.08	1.19	5.7	4.1	4.46
Sr	567	434	478	597	632	691	738	811	747
Y	35	26	35	36	28	36	35	46	37
Zr	170	116	153	172	129	193	179	247	208
Nb	12.1	9.16	12.1	14.5	12	15.1	13.9	21	18
Mo	1.14	1.31	1.08	2.48	1.11	1	1.67	1.75	1.61
Ba	191	343	394	535	745	578	674	693	665
La	24	16	22	29	19	35	25	39	30
Ce	51	35	47	61	41	74	54	83	64
Pr	7	4.8	6.4	8.3	5.6	9.6	7.54	11.3	8.5
Nd	29	20	27	35	23	37	31	47	34
Sm	6.8	4.4	6	7.2	4.9	7.1	6.67	9.34	7.2
Eu	1.77	1.22	1.79	2.02	1.38	2.01	1.75	2.44	1.92
Gd	5.5	3.8	5.4	5.8	4.3	6.4	5.27	7.85	6.19
Tb	0.89	0.64	0.9	0.97	0.73	1.02	0.84	1.23	0.95
Dy	5.4	4.1	5.6	5.6	4.4	6	5.17	6.83	5.6
Ho	1.2	0.84	1.1	1.2	0.93	1.2	1.03	1.41	1.16
Er	3.4	2.5	3.4	3.3	2.7	3.5	2.92	3.95	3.35
Tm	0.52	0.39	0.52	0.53	0.42	0.52	0.49	0.63	0.51
Yb	3.4	2.6	3.1	3.3	2.7	3.4	2.8	3.78	3.22
Lu	0.5	0.38	0.44	0.51	0.39	0.51	0.42	0.55	0.46
Hf	3.6	2.3	3.2	3.7	2.7	4	3.5	4.96	4.14
Ta	0.49	0.35	0.5	0.57	0.77	0.57	0.73	0.87	0.78
Th	1.44	0.83	1.18	1.33	0.89	1.67	1.7	2.06	1.79
U	0.56	0.32	0.44	0.51	0.38	0.63	0.59	0.66	0.69

Примечание. Анализы выполнены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН рентгенофлуоресцентным (аналитики А.Д. Киреев, Н.М. Глухова) и ИСП-МС (аналитики И.В. Николаева, С.В. Палесский) методами.

Повышенные п.п.п. в базальтах скв. Никольская-1 (табл. 2) обусловлены чаще всего присутствием вторичного кальцита. На диаграмме TAS описываемые эффузивные породы относятся к базальтам, реже андезитобазальтам и практически целиком укладываются по соотношению SiO₂ и суммы щелочей в поле толеитовой серии (см. рис. 4). На диаграмме AFM точки составов попадают как в поле толеитовых, так и известково-щелочных серий. На диаграмме Дж. Винчестера и П. Флойда (см. рис. 5) точки составов базальтов Никольской скважины попадают в поле базальтов. По содержанию K₂O базальты относятся в

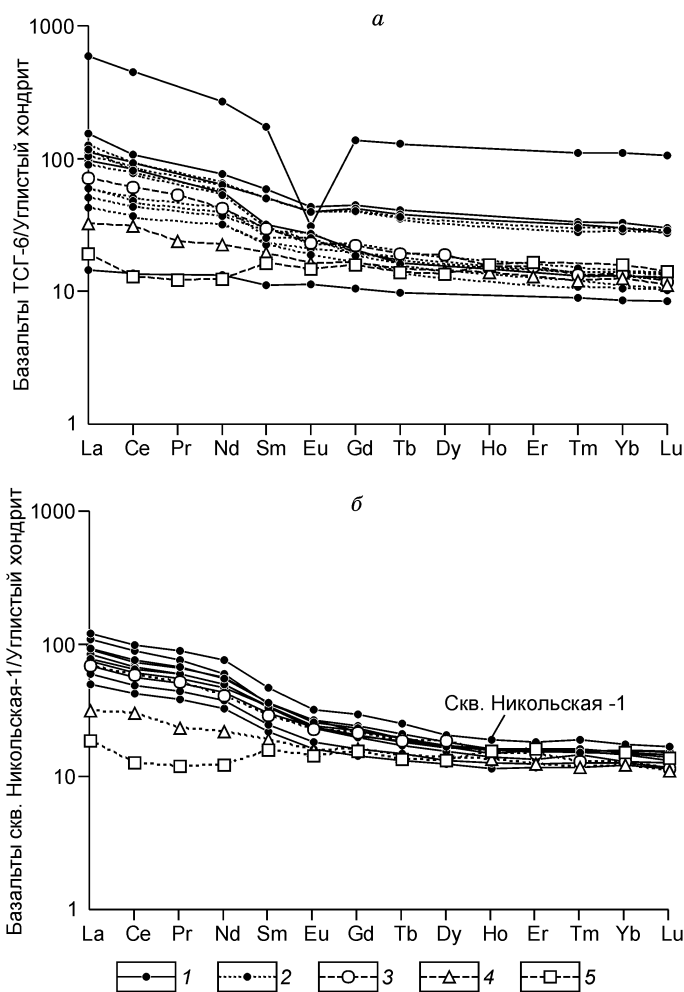


Рис. 8. Распределение РЗЭ в базальтах скважин ТСГ-6 (а), Никольская-1 (б). Значения для углистого хондрита, по [Evensen et al., 1978].

а — 1, 2 — базальты скв. ТСГ-6: 1 — умеренно- и высококальциевые, 2 — низкокальциевые; 3, 4 — базальты Сибирской платформы: 3 — субшелочные, по [Альмухамедов и др., 1999], 4 — низкокальциевые, по [Альмухамедов и др., 1999]; 5 — красноморские, по [Альмухамедов и др., 1985].

основном к умеренно калиевым и только единичные пробы — к низкокальциевым разновидностям (см. рис. 6).

Вновь полученные материалы по базальтам Колтогорско-Уренгойского рифта и имеющиеся данные по пермотриасовым базальтам ЗСГ и Сибирской платформы [Кременецкий, Гладких, 1997; Альмухамедов и др., 1999; Медведев и др., 2003; Reichow et al., 2005] позволяют провести их сопоставление. По-видимому, в связи с труднодоступностью kernового материала достаточно полные сведения о наиболее представительных разрезах пермотриасовых вулканитов (скважины ТСГ-6 и Никольская-1) в перечисленных публикациях отсутствуют. В работах А.И. Альмухамедова, А.Я. Медведева, М.К. Рейчова с соавторами эти разрезы представлены единственным анализом, а в работе А.А. Кременецкого и В.С. Гладких, посвященной разрезу ТСГ-6, рассмотрены только низкокальциевые толеитовые базальты. На рис. 7 представлены

спайдер-диаграммы, характеризующие базальты Колтогорско-Уренгойского рифта из наиболее представительных разрезов скважин ТСГ-6 и Никольская-1 (см. рис. 7, а, б), а также для сравнения приведены диаграммы, заимствованные из работы [Reichow et al., 2005] (см. рис. 7, в, г), характеризующие базальты из областей, непосредственно примыкающих к Колтогорско-Уренгойскому, Худосейскому рифтам, и пермотриасовые базальты Сибирской платформы.

Базальты северной части Колтогорско-Уренгойского рифта (скв. ТСГ-6) характеризуются наиболее сложной картиной распределения редких элементов (см. рис. 7, а), обусловленной существованием в разрезе различных типов базальтов. Распределение элементов в базальтах скв. Никольская-1 более согласованное (рис. 7, б), оно определяется преобладанием в выборке анализов умеренно калиевых базальтов. Отличие высококальциевых базальтов северной части Колтогорско-Уренгойского рифта от подобных базальтов южной части заключается в отсутствии у первых четко выраженной отрицательной аномалии Rb, Nb, Ti и существовании этих аномалий у базальтов скв. Никольская-1, в появлении отрицательной аномалии Sr у базальтов ТСГ-6 и отсутствии ее у базальтов Никольской скважины. Отчасти это различие, особенно для подвижных элементов, связано, вероятно, с масштабом и преобладающим типом вторичных изменений. Так, более высокие содержания Sr в базальтах Никольской скважины обусловлены, возможно, насыщенностью разреза и вторичным перераспределением в нем карбонатов. Излияния базальтовых потоков в разрезе Никольской скважины чередовались с появлением маломощных слоев известковых кокколитоидных илов [Липатова и др., 2001а].

Сравнение микроэлементного состава базальтов скважин ТСГ-6 и Никольская-1 с базальтами из разрезов других скважин, находящихся за пределами осевой части рифтов [Reichow et al., 2005], показывает, что базальты Никольской скважины (см. рис. 7, б) обладают большим сходством с умеренно- и высококальциевыми базальтами Худосейского и Колтогорско-Уренгойского рифтов, изученных М.К. Рейчовым с соавторами (см. рис. 7, в) и базальтами надеждинской свиты рифтогенного этапа в Норильской провинции (см. рис. 7, г). Для них характерны отрицательные аномалии Rb, Nb и Ti разной интенсивности. Некоторые отличия в распределении элементов в указанных и в высококальциевых базальтах разреза ТСГ-6 отмечались ранее при сравнении последних с базальтами Никольской скважины. В этом отношении

показательно то, что единственный анализ базальтов скв. ТСГ-6 (см. рис. 7, *в*), не согласующийся с базальтами из других скважин, близок к высококалийным базальтам (см. рис. 7, *а*) по отсутствию Ti и Nb отрицательных аномалий и появлению Sr аномалии.

Низкокалийные базальты скв. ТСГ-6 (см. рис. 7, *а*) в отличие от умеренно- и высококалийных базальтов (см. рис. 7, *б—г*) обладают отчетливо выраженными отрицательными аномалиями K, Sr, P, Zr. Судя по спайдер-диаграммам РЗЭ, оба типа базальтов аймальской и коротчаевской свит разреза ТСГ-6 обладают более широким разбросом значений содержаний элементов (рис. 8, *а*), чем базальты скв. Никольская-1 (см. рис. 8, *б*). При этом наиболее широким размахом содержаний характеризуются пробы долеритов трибьяхской свиты (см. рис. 8, *а*, нижняя и верхняя кривые), одна из которых имеет Еu-минимум. Сравнительно с базальтами Сибирской платформы и Красного моря базальты Никольской скважины имеют более высокие содержания легких РЗЭ (см. рис. 8, *б*). Это же в целом характерно и для базальтов аймальской и коротчаевской свит скв. ТСГ-6.

ПАЛЕОГЕОДИНАМИКА

Использование дискриминантных геохимических диаграмм для реконструкции геодинамических обстановок широко распространено [Rollinson, 1993; Интерпретация..., 2001], хотя и поддерживается не всеми исследователями. На рис. 9—11 приведены подобные диаграммы для базальтов Колтогорско-Уренгойского рифта, основанные на соотношении элементов, наименее изменчивых при вторичных преобразованиях.

На диаграмме Д. Вуда (см. рис. 9) базальты скв. ТСГ-6 вследствие своей петрохимической неоднородности имеют широкий разброс точек составов, большая часть которых попадает в общее поле обогащенных океанических и толеитовых внутриплитных базальтов. Часть точек относится к внутриплитным щелочным, а также известково-щелочным базальтам и толеитам примитивных дуг. В отличие от этого, базальты Никольской скважины образуют компактное поле вблизи границы раздела известково-щелочных базальтов и общего поля внутриплитных толеитов и E-MORB.

На диаграмме Дж. Пирса (см. рис. 10) базальты скв. ТСГ-6 попадают главным образом в смежную область океанических и внутриплитных базальтов, в то время как базальты Никольской скважины образуют компактный рой точек в поле внутриплитных базальтов.

На диаграмме П. Флойда и Дж. Винчестера (см. рис. 11) составы базальтов рассматриваемых скважин попадают в основном в поле континентальных толеитов и только часть точек — в область перекрытия его с базальтами MORB. При этом и на этой диаграмме отмечается обособление базальтов скважин Никольская-1 и ТСГ-6.

Попытки реконструкции в пермотриасе на территории ЗСГ океанического бассейна [Аплонов, 1987, 1989] пока не нашли подтверждения в вещественном составе вскрытых глубокими скважинами разрезов. По-видимому, более правомочны сопоставления Колтогорско-Уренгойского рифта с Красноморским регионом [Хаин, 2001], где наблюдаются все стадии эволюции от предрифтовых обстановок к континентальному рифтингу и далее к началу спредингу с появлением, начиная с плиоцена, в центральной части Красного моря типичных океанических базальтов [Колман, 1984; Альмухамедов и др., 1985]. Вместе с тем характер изменения магматизма и геодинамики в области сопряжения структур Красного моря, Афарской впадины, Аденского залива и Эфиопского рифта показывает большое разнообразие геологических процессов и соответственно вариантов их интерпретации. Достаточно отметить, что даже в осевой зоне Красного моря известны как низко-

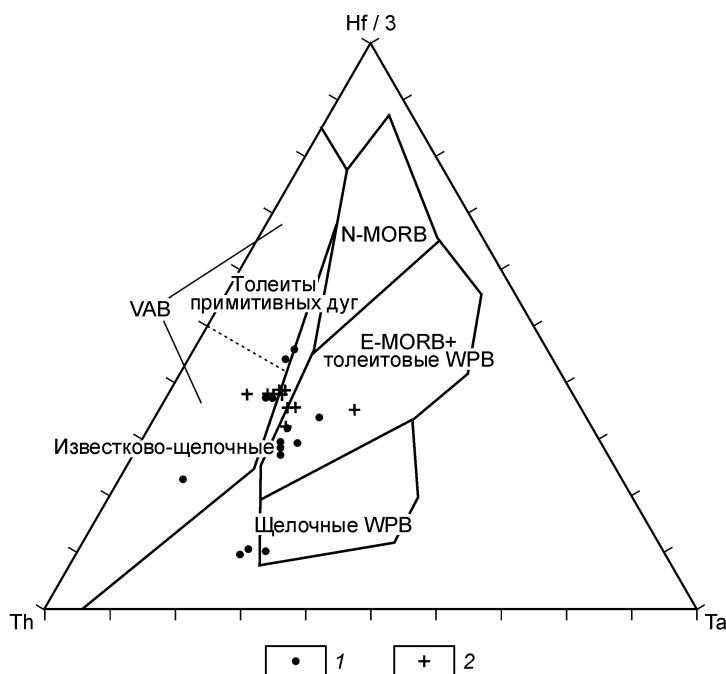


Рис. 9. Диаграмма Th—Hf—Ta [Wood, 1980] для вулканических пород.

1 — скв. ТСГ-6, 2 — скв. Никольская-1. N-MORB — нормальные базальты срединно-океанических хребтов, E-MORB — базальты срединно-океанических хребтов, обогащенные неогерентными элементами, WPB — внутриплитные базальты, VAB — базальты вулканических дуг.

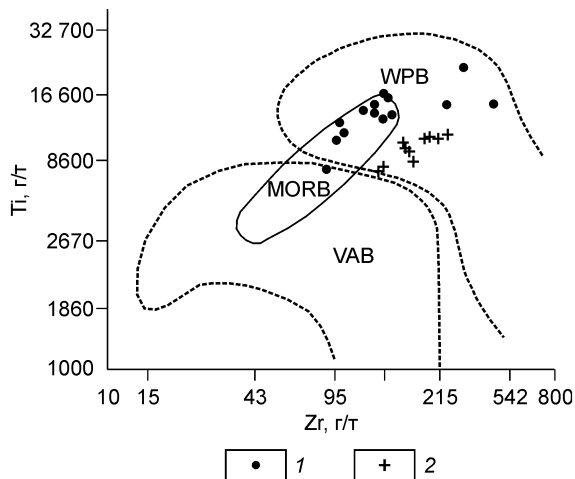


Рис. 10. Диаграмма Ti—Zr [Pearce, 1982] для вулканитов.

MORB — базальты срединно-океанических хребтов. Ост. усл. обозн. см. на рис. 9.



Рис. 11. Диаграмма TiO₂—Y/Nb [Floyd, Winchester, 1975] для вулканитов.

Усл. обозн. см. на рис. 9.

калиевые толеитовые базальты с геохимическими характеристиками, типичными для N-MORB, так и щелочные базальты, не говоря уже о составе вулканитов более раннего возраста, распространенных по периферии Красноморского рифта. Не менее сложная обстановка существует и в районе Колтогорско-Уренгойского рифта, изученного только редкими глубокими скважинами, при этом даже они не достигли основания пермотриасовой вулканогенной толщи. Анализ строения вулканогенно-осадочных разрезов сравниваемых регионов показывает контрастное изменение обстановок осадконакопления. Так, в пределах Колтогорско-Уренгойского рифта континентальные обстановки с периодическим развитием кор выветривания типа глиноземисто-железистых кирас по базальтам и их туфам чередуются с типичными морскими отложениями и отложениями с признаками эвапоритовой седиментации. На морской тип отложений указывает появление в разрезе прослоев кокколитовых известняков [Липатова и др., 2001a], присутствие остатков остракод и фораминифер [Киричкова и др., 1999], появление в составе песчаников и алевролитов глауконита, наличие прослоев гиалокластитов, дистальных турбидитов, силицитов с остатками фауны, а среди потоков базальтов признаков пиллоу-лав [Сараев, Батурина, 2008]. Морские обстановки распространялись до южного окончания Колтогорско-Уренгойского рифта. Признаки проявления пермотриасовых эвапоритовых отложений на юге ЗСГ [Липатова и др., 2001б; Липатова, Казаков, 2001] указывают на постепенную смену континентальных и морских обстановок. Морские воды проникали по Колтогорско-Уренгойскому рифту с севера (в современных координатах), где в это время севернее Северной Земли существовал океанический бассейн [Казаков и др., 2002]. Сходные обстановки известны в Красноморском регионе [Колман, 1984]. Здесь в олигоцене преобладали континентальные озерные отложения с бимодальным вулканизмом. В миоцене были широко развиты континентальные обломочные отложения, чередующиеся с толщами эвапоритов, возникающими вследствие периодического поступления морских вод из района Средиземного моря. Наконец, в плиоцене—плейстоцене после перерыва в осадконакоплении континентальное терригенное осадконакопление в направлении осевого трога последовательно сменилось рифовыми фациями, морскими сравнительно глубоководными илами и далее базальтами типа N-MORB, а также щелочными оливиновыми базальтами.

АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ

Из базальтов и долеритов с помощью высокоградиентного магнитного сепаратора по методике [Hiller, Hodson, 1997; Пономарчук и др., 1998] были выделены фракции плагиоклазов. Они использовались для определения возраста ⁴⁰Ar/³⁹Ar методом. На приведенном (рис. 12) ⁴⁰Ar/³⁹Ar возрастном спектре обр. СГ-6-108 (глубина 7253 м) из разреза ТСГ-6 кроме низкотемпературного (первые две ступени) выделяются среднетемпературный (3—7-я ступени, 50 % выделенного ³⁹Ar) и высокотемпературный (8—10-я ступени, 30 % выделенного ³⁹Ar) фрагменты с возрастными соответственно 259.8 ± 2 и 251.2 ± 2 млн лет. Высокотемпературные фрагменты спектров по сравнению со среднетемпературными отличаются повышенными значениями Са/К и Cl/К. Хотя датировки среднетемпературных ступеней конкурдантны и удовлетворяют требованиям, необходимым для возрастного плато [Fleck et al., 1977], возраст

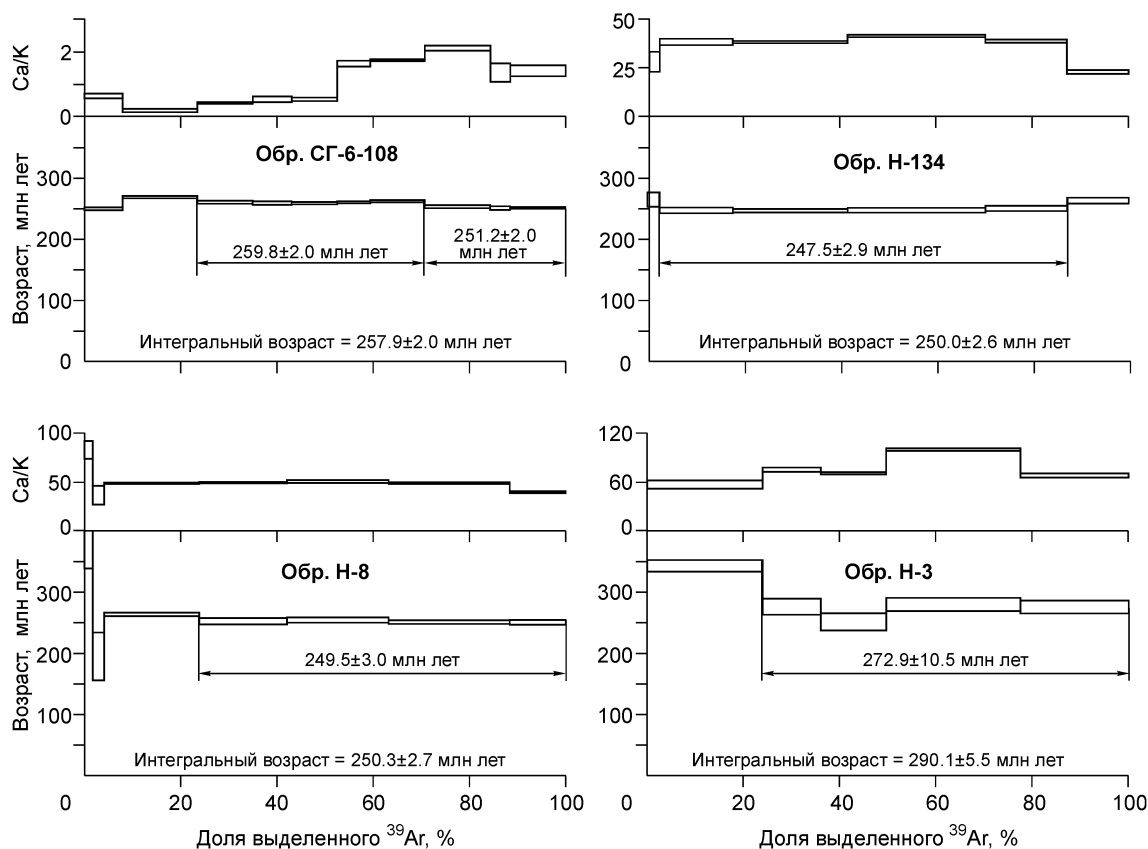


Рис. 12. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастные и Ca/K спектры плагиоклазов, выделенных из базальтов.

последнего 259.8 ± 2 млн лет представляется завышенным. Здесь учтено наличие слабой хлоритизации образца и связанного с ним эффекта отдачи, приводящего к завышению датировки. В связи с этим выбор более высокотемпературного фрагмента спектра для оценки возраста (251.2 ± 2 млн лет) плагиоклаза является предпочтительным и согласуется с рекомендациями [Wasserburg, 1987; Forster, Lister, 2004].

В возрастных спектрах плагиоклазов Никольской скважины (см. рис. 12), отобранных из базальта Н-134 (глубина 3314 м) и долерита Н-8 (глубина 4331 м), в соответствии с критериями [Fleck et al., 1977] выделяется четкое плато, характеризующееся Ca/K значениями порядка 40—50. Рассчитанные значения возрастов для этих двух образцов отвечают соответственно 247.5 ± 2.9 и 249.5 ± 3.0 млн лет. В спектре плагиоклаза, отобранного из базальта Н-3 (глубина 4493 м), выделяется плато, характеризующееся несколько большими Ca/K отношениями (70—100) и значительно большим значением возраста: 272.9 ± 10.5 млн лет.

Полученные Ar-Ar-методом датировки базальтов входят в некоторое противоречие с возрастной разбивкой разреза Никольской скважины (см. рис. 3), согласно [Решение..., 2004]. Так, проба базальтов Н-134 (см. рис. 12), взятая в самой верхней части вулканогенного разреза (верхняя часть среднего триаса, по [Решения..., 2004]), показала возраст 247.5 ± 2.9 млн лет, что ниже границы среднего триаса [Gradstein et al., 2004], а значение 272.9 ± 10.5 млн лет пробы базальта Н-3 удревает возраст самых нижних слоев базальтов разреза Никольской скважины до перми.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Приведенные материалы в отличие от вышеупомянутых предшествующих работ позволяют сделать вывод о неоднородности состава базальтов как по разрезу, так и в разных частях Колтогорско-Уренгойского рифта. На севере его во вскрытом разрезе осадочно-вулканогенной толщи выделяются преобладающие низкокальциевые толеитовые, а также субщелочные и щелочные умеренно- и высококальциевые базальты известково-щелочной серии. Строение разреза в этой части рифта аналогично западной краевой части трапповой формации Сибирской платформы с чередованием горизонтов покровных низкокальциевых и субщелочных и щелочных базальтов рифтогенного типа. На южном окончании Колтогорско-Урен-

гойского рифта в разрезе скв. Никольская-1 во вскрытой части разреза преобладают умеренно калиевые толеитовые и известково-щелочные базальты.

Для базальтов Колтогорско-Уренгойского рифта характерна изменяющаяся по разрезу и латерали интенсивность и характер вторичных изменений. Наибольшая степень и разнообразие вторичных процессов характерны для северного разреза, где в отличие от южного широко развиты по вулканитам глиноземисто-железистые кирасы и зоны гидротермально-метасоматических изменений (эпидозиты, цеолититы). В разрезе скв. Никольская-1 более широко распространены процессы карбонатизации, что в первую очередь вызвано насыщенностью разреза известковыми кокколитовыми отложениями. Здесь также наиболее ярко проявлены процессы барботажа базальтов, связанные с воздействием паров воды в момент излияния базальтовой лавы.

Анализ всего геологического материала по разрезам Колтогорско-Уренгойского рифта, включая и особенности седиментологии осадочных и вулканогенно-осадочных частей разреза, свидетельствует о сложных палеогеографических и палеогеодинамических обстановках, сложившихся в пермотриасовое время для этой части ЗСГ. Присутствие в разрезе Колтогорско-Уренгойского рифта как типичных морских отложений, так и континентальных, и переходных эвапоритовых свидетельствуют о часто меняющихся в пермотриасе седиментационных обстановках в области рифта, обусловленных периодическим проникновением морских вод с севера. В этом отношении палеогеографические условия напоминают те, что существовали на ранних досрединговых этапах развития Красноморского рифта.

Геодинамические обстановки, реконструируемые на основе выявления геохимических особенностей базальтов, не вполне однозначны. С одной стороны, они обладают признаками типичных внутриплитных континентальных толеитовых покровных базальтов, с другой стороны, отдельные части разрезов отвечают субщелочным и щелочным базальтам континентальных рифтов. Вместе с тем среди базальтов Колтогорско-Уренгойского рифта по составу нет полных аналогов, сопоставимых с базальтами океанического типа осевой части Красного моря, хотя определенные черты последних в их составе имеются. Это может свидетельствовать только о том, что процессы перерастания континентального рифтинга в Красноморском регионе, по-видимому, зашли значительно дальше, чем в Колтогорско-Уренгойском рифте. Необходимо также отметить, что в пределах Африкано-Аравийского рифтового пояса, включающего Красноморский регион, эволюция состава вулканитов (и базальтоидов в частности) носит сложный характер [Логачев, 1977; Колман, 1984; Альмухамедов и др., 1985]. Здесь пространственно сближены вулканические комплексы разного состава, возраста и геодинамической природы. В этом отношении несравнимо менее изученный глубоким бурением характер магматизма Колтогорско-Уренгойского рифта и отсутствие до последнего времени определений абсолютного возраста вулканитов пока не позволяют сделать окончательные конкретные выводы. Представляется, что существование в пределах ЗСГ обширного мегасвода над пермотриасовым суперплюмом [Добрецов, 1997] осложнялось гигантским Колтогорско-Уренгойским рифтом, среди триасовых отложений которого наряду с континентальными установлены типично морские и эвапоритовые отложения. Базальты, изливавшиеся в его пределах, обладали чертами как покровных внутриплитных базальтов, так и рифтогенных, а также признаками, характерными для обогащенных базальтов (E-MORB).

Палеонтологические данные [Решения..., 2004] указывают на то, что базальтовый магматизм в Колтогорско-Уренгойском рифте продолжался в течение раннего и среднего триаса. По палеомагнитным данным [Казанский и др., 2000], формирование вулканогенного разреза, вскрытого скв. ТСГ-6 в интервале 6421—7502 м, происходило с верхнетатарского времени поздней перми по оленекское время раннего триаса. По выделенным из базальтов и долеритов плагиоклазам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом был установлен возраст вулканитов скв. Никольская-1: 272.9 ± 10.5 млн лет (самые нижние слои базальтов в разрезе скважины, нижняя часть нижней подсвиты бергамакской свиты), 249.5 ± 3 млн лет (средняя часть нижней подсвиты бергамакской свиты), 247.5 ± 2.9 млн лет (самый верхний слой базальтов общего разреза, верхняя часть верхней подсвиты войновской свиты). В разрезе ТСГ-6 возраст 251.2 ± 2 млн лет установлен для нижней части коротчаевской свиты. Таким образом, палеомагнитные данные и абсолютные датировки базальтов свидетельствуют о пермско-нижнетриасовом возрасте вулканитов Колтогорско-Уренгойского рифта. Полученные датировки базальтов и характер распределения выявленных геохимических их типов должны быть учтены в дальнейшем при уточнении стратиграфической схемы доюрских отложений ЗСГ.

Авторы статьи признательны руководству Института и коллегам по работе за предоставленную возможность изучить керн глубоких скважин. Планы исследования и полученные результаты обсуждались с А.Э. Конторовичем, Н.В. Сениковым, В.Н. Шараповым и В.А. Кутолиным. Их поддержка и конструктивные замечания оказали значительную помощь при написании статьи.

Работа выполнена согласно программе фундаментальных исследований ИНГГ СО РАН, а также в рамках интеграционного проекта СО РАН — УрО РАН (№ 6.4 «Геологическое строение, геодинамическая история и нефтегазоносность верхнего докембрия и палеозоя Западно-Сибирской геосинеклизы»), при поддержке РФФИ (грант 07-05-00204-а).

ЛИТЕРАТУРА

Альмухамедов А.И., Кашинцев Г.Л., Матвеев В.В. Эволюция базальтового вулканизма красноморского региона. Новосибирск, Наука, 1985, 192 с.

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.

Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П. Сравнительный анализ геодинамики пермотриасового магматизма Западной и Восточной Сибири // Геология и геофизика, 1999, т. 49 (11), с. 1575—1587.

Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Ехлаков Ю.А., Угрюмов А.Н., Смирнова Е.В., Сандиминова Г.П., Белозерова О.Ю. Трахиандезитобазальты в составе доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты // Докл. РАН, 2000, т. 371, № 5, с. 648—651.

Аплов С.В. Геодинамика раннемезозойского Обского палеоокеана. М., Ин-т океанологии АН СССР, 1987, 98 с.

Аплов С.В. Палеогеодинамика Западно-Сибирской плиты // Советская геология, 1989, № 7, с. 27—36.

Бочкарев В.С. Геодинамика Западной Сибири // Тюменская сверхглубокая скважина. Сб. научн. докл. Пермь, КамНИИКИГС, 1996, с. 297—316.

Добрецов Н.Л. Пермотриасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН, 1997, т. 354, № 2, с. 220—223.

Интерпретация геохимических данных / Ред. Е.В. Скляров. М., «Интермет Инжиниринг», 2001, 288 с.

Казаков А.М., Константинов А.Г., Курушин Н.И., Могучева Н.К., Соболев Е.С., Фрадкина А.Ф., Ядренкин А.В., Девятов В.П., Смирнов Л.В. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Триасовая система. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2002, 322 с.

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 сверхглубокой скважины СГ-6) // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (3), с. 327—339.

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.

Киричкова А.И., Куликова Н.К., Овчинникова Л.Л., Тимошина Н.А., Травина Т.А., Федорова В.А. Биостратиграфическое расчленение мезозойских отложений, вскрытых Тюменской сверхглубокой скважиной // Стратиграфия, геологическая корреляция, 1999, т. 7, № 1, с. 71—85.

Колман Р. Красное море: малый океанический бассейн, образованный континентальным растяжением и спредингом морского дна // История и происхождение окраинных и внутренних морей. 27-й Международный геологический конгресс. Сб. научн. докл. Т. 6. Ч. II. М., Наука, 1984, с. 58—73.

Коробов А.Д. Хлорофитовые базальты Кушмурунского грабена // Советская геология, 1985, № 8, с. 80—86.

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.

Липатова В.В., Казаков А.М. Проект стратиграфической схемы триасовых отложений Западной Сибири // Триас Западной Сибири. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2001, с. 215—220.

Липатова В.В., Букина Т.Ф., Яночкина З.А., Романовская Г.М., Ильина Н.В. Корреляция нижне- и среднетриасовых отложений Западной Сибири // Триас Западной Сибири. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2001а, с. 185—192.

Липатова В.В., Букина Т.Ф., Николаев А.А. Доюрский комплекс в Новоомской скв. П-1 // Триас Западной Сибири. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2001б, с. 163—166.

Логачев Н.А. Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М., Наука, 1977, 182 с.

Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Кирда Н.П. Геохимия пермотриасовых вулканитов Западной Сибири // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 86—100.

Пономарчук В.А., Лебедев Ю.Н., Травин А.В., Морозова И.П., Киселева В.Ю., Титов А.Т. Применение тонкой магнитно-сепарационной технологии в К-Аг, ⁴⁰Ar-³⁹Ar, Rb-Sr методах датирования пород и минералов // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (1), с. 55—64.

Решение VI межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (Новосибирск, 2003 г.). Новосибирск, СНИИГГиМС, 2004, 114 с.

Сараев С.В., Батурина Т.П. Литология и геохимия триасовых отложений в вулканогенно-осадочном разрезе на юго-западе Западно-Сибирской геосинеклизы // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (6), с. 477—494.

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. Сб. научн. докл. Кн. 2. Пермь, КамНИИКИГС, 2001, с. 140—151.

Симанович И.М., Кудрявцев Д.И. Хлорофейты в эффузивных базальтах // Литология и полезные ископаемые, 1982, 4, с. 43—54.

Симанович И.М., Дриц В.А., Дайняк Л.Г. Сметиты и изотропные фазы в базальтах Северного Тимана // Литология и полезные ископаемые, 1986, № 1, с. 86—103.

Сурков В.С., Казаков А.М., Девятов В.П., Смирнов Л.В. Нижнесреднетриасовый рифтогенный комплекс Западно-Сибирского бассейна // Отечественная геология, 1997, № 3, с. 31—37.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М., Научный мир, 2001, 606 с.

Шутов В.Д. Эпигенез океанических базальтов // Литология и полезные ископаемые, 1982, № 4, с. 32—42.

Evensen N.M., Hamilion P.J., O’Nions R.K. Rare earth abundences in chondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta, 1978, v. 42, p. 205—209.

Fleck R.J., Sutter J.F., Elliot D.H. Interpretation of discordant ^{40}Ar - ^{39}Ar age spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica // Geochem. Cosmochim. Acta, 1977, v. 41, p. 15—32.

Floyd P.A., Winchester J.A. Magma-type and tectonic setting discrimination using immobile elements // Earth Planet. Sci. Lett., 1975, v. 27, p. 211—218.

Forster M.A., Lister G.S. The interpretation of ^{40}Ar - ^{39}Ar apparent age spectra produced by mixing: application of the method of asymptotes and limits // J. Struct. Geol., 2004, v. 26, p. 287—305.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Bleeker W., Lourens L.J. A new Geologic Time Scale with special reference to Precambrian and Neogene // Episodes, 2004, v. 27, № 2, p. 83—100.

Hiller S., Hodson M.E. High-gradient magnetic separation applied to sand-size particle: an example of feldspar separation from mafic minerals // J. Sediment. Res., 1997, v. 67, p. 975—989.

Irvine A.J., Baragar W.R. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canad. J. Earth Sci., 1971, v. 8, № 5, p. 523—548.

McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chem. Geol., 1995, v. 120, p. 223—253.

Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // Andesites / Ed. R.S. Thorpe. Wiley, Chichester, 1982, p. 525—548.

Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V., Al’ mukhamedov A.I., Medvedev A.Ya. Geochemistry and petrogenesis of basalts from West Siberian Basin: an extension of Permo-Triassic Siberian Traps, Russia // Lithos, 2005, v. 79, p. 425—452.

Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. New York, Longman Scientific & Technical, 1993, 352 p.

Wasserburg G.J. Isotopic abundances: inferences on solar system and planetary evolution // Earth Planet. Sci. Lett., 1987, v. 86, p. 129—173.

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. 325—343.

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

*Рекомендована к печати 16 июня 2008 г.
В.Н. Шараровым*

*Поступила в редакцию 11 сентября 2007 г.,
после доработки — 20 мая 2008 г.*