

УДК 550.42

СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ВЕРХНЕГО РИФЕЯ (ВОЗВЫШЕННОСТЬ ДЖЕЖИМПАРМА, ЮЖНЫЙ ТИМАН)

Н.Ю. НИКУЛОВА

*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН
167982, Россия, г. Сыктывкар, Первомайская, 54; e-mail: nikylova@geo.komisc.ru*

Приведены результаты изучения вещественного состава верхнерифейских терригенных пород, участвующих в геологическом строении возвышенности Джежимпарма на Южном Тимане. На основе литологических, геохимических и минералогических данных установлено, что осадочный материал, которым сложены породы, накапливался в прибрежно-морских крайне мелководных условиях пассивной континентальной окраины. В формировании пород принимали участие продукты размытия метаморфитов древнего континента и кислых магматических пород, слабо изменённых в условиях холодного климата. Постседиментационные преобразования верхнерифейских терригенных пород соответствуют стадии позднего диагенеза—начального катагенеза.

Ключевые слова: песчаники; рифей; Южный Тиман; индикаторные соотношения; условия образования; обломочный материал; химический состав.

COMPOSITION AND FORMATION CONDITIONS OF THE UPPER RIPHEAN TERRIGENOUS ROCKS (DZHEZHIMPARMA UPLIFT, SOUTHERN TIMAN)

N.YU. NIKULOVA

*Institute of Geology of the Komi Science Center UB RAS
167982, Russia, Syktyvkar, Pervomayskaya st., 54; e-mail: nikylova@geo.komisc.ru*

The results of the study of the composition of the Upper Riphean terrigenous rocks of Dzhezhiparma Uplift at Southern Timan have been presented. On the basis of the lithological, geochemical and mineralogical data, the sedimentary material has been determined to be accumulated in the shore-marine extremely shallow-water conditions of a passive continental margin. The formation of the composition of the rocks involved the eroding products of the metamorphites of the ancient continent and slightly altered in a cold climate acid magmatic rocks. The postsedimentation transformations of the Upper Riphean rocks correspond to the stage of the late diagenesis-initial catagenesis.

Keywords: sandstones; Riphean; Southern Timan; indicator relations; formation conditions; detrital material; chemical composition.

Докембрийские образования на Южном Тимане перекрыты толщей палеозойских осадочных пород и выведены на поверхность лишь в нескольких пространственно разобщенных разрезах в ядрах Джежимпарминской, Очпарминской и Вадьявожской антиклинальных структур. Изученный фрагмент разреза нижней подсвиты джежимской свиты верхнего рифея вскрыт заброшенным карьером, использовавшемся для добычи строительного камня, в западной части возвышенности Джежимпарма (рис. 1).

Вскрытая в стенке карьера зона контакта рифейских и девонских толщ привлекала внимание исследователей в связи с установленной россыпной алмазностью средне—верхнедевонских отложений Тимана. Основным объектом изучения



Рис. 1. Схема расположения изученного разреза (1)

являлись образования коры выветривания и базальной части девонского разреза^{1,2}, перспективные на обнаружение алмазных россыпей «вишерского типа», приуроченных к структурным корам выветривания в палеодепрессиях допалеозойского фундамента [1]. Датирование и изотопно-геохимическое изучение детритных цирконов из песчанков джежимской свиты, с целью выяснения палеотектонической природы осадочных толщ прото-уралид-тиманид в пределах Тимана и прилегающих к нему частей фундамента Печорской плиты, было проведено Н.Б. Кузнецовым и соавторами [2]. Необходимо отметить, что джежимская свита Южного Тимана считается возрастным и фациальным аналогом золотоносной аныюгской свиты Четласского Камня, выходы которой расположены в 400 км к северо-западу [8]. Рифейские породы, распространённые на Среднем Тимане являются вмещающими для многочисленных метасоматических редкометалльно-редкоземельных рудопроявлений, обусловленных внедрением ордовикских щелочных и основных интрузивных образований [8]. На Южном Тимане таких интрузий нет, а степень метаморфических преобразований пород ниже, потому здесь можно видеть литологические особенности рифейских пород, утраченные в более северных разрезах.

Цель изучения вещественного состава обломочных пород джежимской свиты — максимально полная характеристика литохимических и минералогических особенностей, которая может быть использована для корреляции пространственно разобщённых разрезов палеонтологически немых толщ, определение фациально-генетической принадлежности и последовательности постдиагенетических преобразований осадочных пород, послуживших субстратом коры выветривания, образованной в континентальных условиях, существовавших здесь перед накоплением пород, составляющих верхнедевонскую толщу.

Геологическое строение района исследований

В строении возвышенности Джежимпарма принимают участие породы трёх структурных этажей, разделённые угловыми и стратиграфическими несогласиями: средне—верхнерифейский, девонско-пермский и четвертичный³ (рис. 2).

Изученный разрез расположен в центральной части Асывожской антиклинали, осложняющей внутреннее строение Джежимпарминской надвиговой структуры. В ядре антиклинали породы дже-

жимской и ышкемесской свит верхнего рифея с угловым и стратиграфическим несогласием перекрыты средне—верхнедевонскими отложениями, выше которых залегают каменноугольные карбонаты. Породы джежимской свиты и другие породы поднятия Джежимпарма слагают тектонически перемещённые в юго-западном направлении пластины, надвинутые по Западно-Тиманскому надвигу на Вычегодский прогиб. Разрез джежимской свиты представлен двумя подсвитами. Нижняя подсвита мощностью около 200 м сложена красноцветными аркозовыми и олигомиктовыми песчаниками. Верхняя подсвита мощностью более 400 м сложена аркозовыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. В основании ышкемесской свиты залегают гравелиты и кварцитовидные песчаники, в средней части — красноцветные строматолитовые и хемогенные доломиты, в верхней — сероцветные доломиты с прослоями алевролитов, аргиллитов и песчаников. Суммарная мощность ышкемесской свиты составляет около 1000 м. Средне—верхнедевонские отложения асывожской свиты, с угловым несогласием залегающие на породах фундамента, представлены конгломератами и песчаниками с прослоями и линзами гравелитов, алевролитов и глин. Досреднедевонская кора выветривания по породам джежимской свиты, разграничивающая рифейскую и палеозойскую части разреза, представляет собой несогласно залегающий на различных слоях рифейских отложений, выполняющий неровности поверхности протерозойских пород горизонт мощностью несколько метров, сложенный каолиновой глиной с незначительной примесью кварц-полевошпатового тонкопесчаного материала и мелкими угловатыми обломками подстилающих пород. Отложения каменноугольного возраста, общей мощностью до 600 м, в нижней части разреза представлены глинами и аргиллитами, переходящими в известняки, доломитизированные известняки и доломиты. Каменноугольные отложения перекрыты пермской известняково-доломитовой толщей, постепенно сменяющейся загипсованными известняками, с прослоями гипсов, ангидритов и глин.

Объект и методы исследования

Объектом исследования являлась зона контакта нижней подсвиты джежимской свиты верхнего рифея и средне—верхнедевонской толщи в карьере Асывож (61°47' 11.5 с.ш., 54°06' 35.2 в.д.). Отложения джежимской свиты, представленные массив-

¹ Терешко В.В., Кириллин С.В. Групповая геологическая съемка м-ба 1:50 000 на территории листов Р-40-73-В, Г, Р-40-74-В, Р-40-85-Б, 3-40-86-А, Сыктывкар, 1991, (Комигеолдфонд, Сыктывкар, инв. № 10820).

² Кулбакова Ф.А. Поиски алмазных россыпей «вишерского типа» на Южном Тимане и Юго-Западном Притиманье. Ухта, 2001 (Комигеолдфонд, Сыктывкар, инв. № 15023).

³ Описание геологического строения района приводится по: Терешко В.В., Кириллин С.В. Групповая геологическая съемка м-ба 1:50 000 на территории листов Р-40-73-В, Г, Р-40-74-В, Р-40-85-Б, 3-40-86-А, Сыктывкар, 1991.

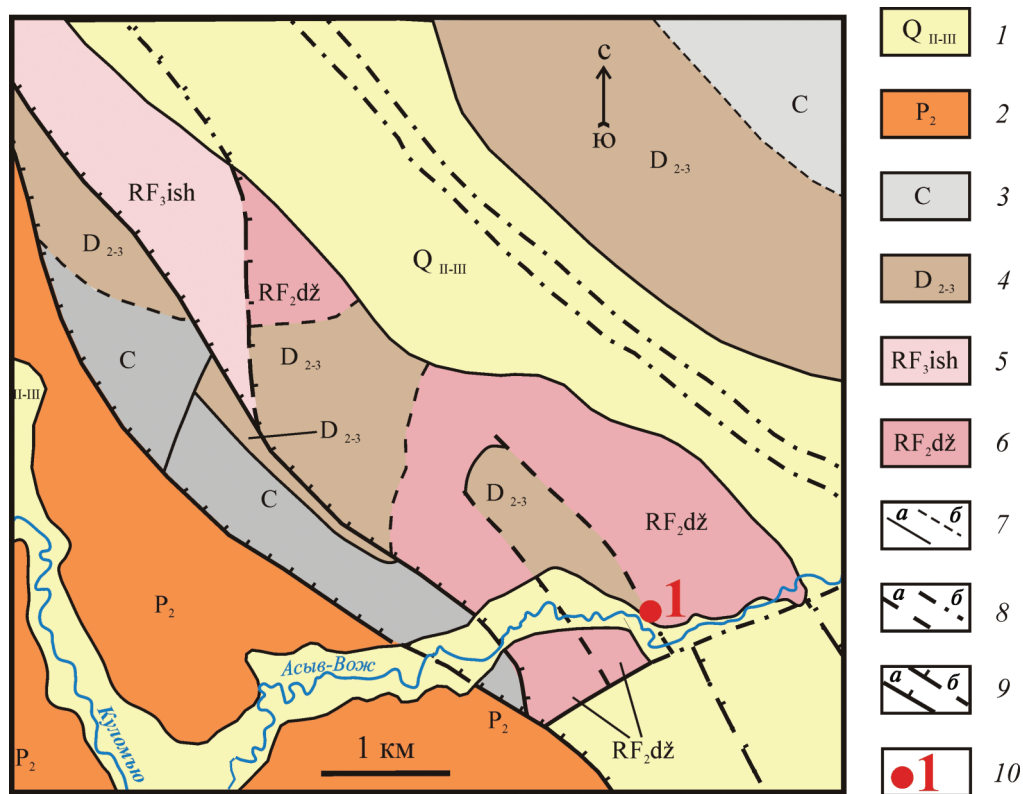


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Джемипарминской структуры (по Терешко В.В., Кириллин С.В., 1991): 1 – четвертичная система, средний–верхний отделы – пески, глины, алевролиты, галечники, суглинки, супеси; 2 – пермская система: известняки, доломиты, гипсы, ангидриты, глины; 3 – каменноугольная система: известняки, доломиты, глинистые известняки, глины; 4 – девонская система, средний–верхний отделы: гравелиты, песчаники, конгломераты, алевролиты, аргиллиты; 5 – рифейская эратема, верхняя часть, ышкемесская свита: доломиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты сланцы, алевролиты, песчаники, гравелиты, брекчии; 6 – средняя часть, джемипарминская свита: песчаники, алевролиты, гравелиты; 7 – геологические границы: а – достоверные, б – предполагаемые; 8 – разрывные нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые; 9 – надвиги: а – достоверные, б – предполагаемые; 10 – изученный разрез

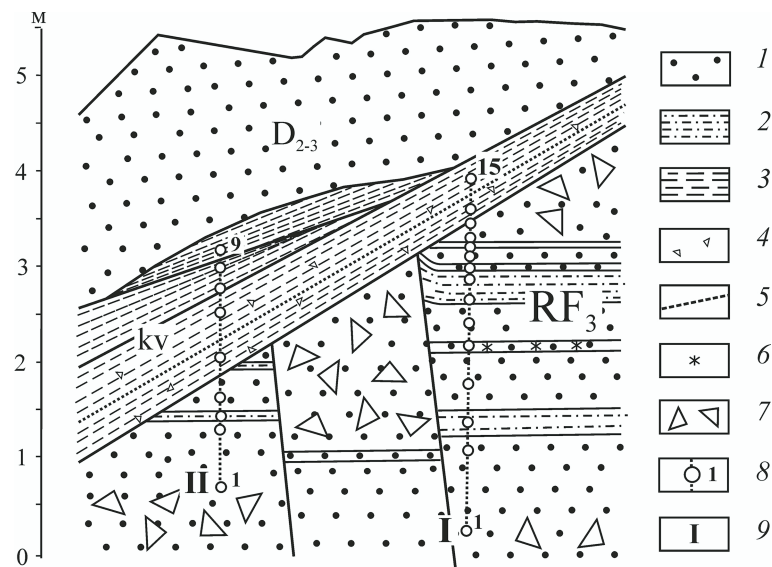


Рис. 3. Схема строения и опробования разреза: 1 – метapесчаник; 2 – алевропесчаник; 3 – глина; 4 – дресва; 5 – условная граница между красновато-коричневой и желтовато-серой глиной; 6 – ожелезнение; 7 – крупноглыбовые развалы; 8 – линия разреза и точка отбора образца; 9 – номер разреза

ными или плитчатыми мелкозернистыми вишнево-коричневыми песчаниками с прослоями тонкозернистых песчаников, алевропесчаников, крупнозернистых песчаников, моноклинально залегают с азимутом падения 190° и углом $20\text{--}25^\circ$ (рис. 3).

Петрографический состав пород изучен в прозрачных шлифах. Содержания породообразующих оксидов определены традиционным весовым химическим методом в лаборатории химии минерального сырья, содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) — методом ICP MS в ЦКП «Геонаука» ИГ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар). Интерпретация результатов химических анализов проведена с использованием индикаторных соотношений и коэффициентов, применяющихся для выяснения источников поступления обломочного материала и условий формирования вещественного состава осадочных толщ [7]. Минералогические пробы в полевых условиях раздроблены в ступе и промыты до серого шлиха. Тяжёлые фракции выделены по стандартной методике (бромформирование, разделение методом электромагнитной сепарации) и просмотрены под биноклем. Микрозондовый анализ проведён на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400 с энергетическим спектрометром Link (оператор В.Н. Филиппов).

Литолого-геохимическая характеристика псаммитов

Метапесчаники представлены мелкозернистыми (преобладающий размер зёрен $0,1\text{--}0,25$ мм) и разнозернистыми разновидностями с бластопсаммитовой структурой и массивной текстурой. Цемент разнообразный — плёночный, поровый, базальный и регенерационный. В составе обломочной части преобладают кварц и пелитизированный полевой шпат (от 10 до 30 % от общего числа обломков). Обломки пород представлены мелкокристаллическими полевошпат-кварцевыми породами, микрокварцитами, кварцитами, в том числе сло-

женными регенерированными зёрнами, кислыми вулканитами, глинистыми сланцами, крупными кварцевыми зёрнами с включениями циркона (рис. 4, а) или полевого шпата.

Практически во всех шлифах присутствуют обломочные зёрна слюд — глинизированного с расщеплёнными концами биотита (рис. 4, б), и зачастую деформированного, изогнутого вдоль контуров обломочных зерен мусковита. Такие изменения обломочных слюд соответствуют катагенетической стадии преобразования породы. Акцессорные минералы в шлифах представлены единичными зёрнами эпидота, турмалина, циркона, титаниита и апатита. Алевропесчаники имеют сходные структурно-текстурные характеристики и состав и отличаются от песчаников меньшим размером зёрен.

В тяжёлых фракциях протоочных проб постоянно присутствуют циркон, рутил, турмалин, лейкоксен, анатаз, гематит. Реже встречаются титанит, монацит, апатит, магнетит, амфибол.

В образце I-4 обнаружено несколько сферических зёрен и обломок содержащей микросферы породы. Микросферы, сложенные магнетитом, имеют рельефную, составленную из полигональных микроиндивидов поверхность и представляют собой округлую пустую камеру или имеют микрокристаллическое внутреннее строение. В обломке гематит-хлоритового сланца установлены одна магнетитовая и три рудно-силикатные с ровной матовой поверхностью микросферы. Состав одной рудно-силикатной микросферы на поверхности и внутри одинаковый: TiO_2 45,02—50,74, Fe_2O_3 16,36—22,07, MnO 13,02—14,74, CaO 9,07—9,95, MgO 2,3—2,28, SiO_2 6,31—9,25, Al_2O_3 2,06—3,03 мас. %. Морфологические особенности, внутреннее строение и состав микросфер позволяют предположить их пирокластическое происхождение. Микросферы подобного состава и строения известны в современных отложениях действующих вулканов Камчатки [5, 6].

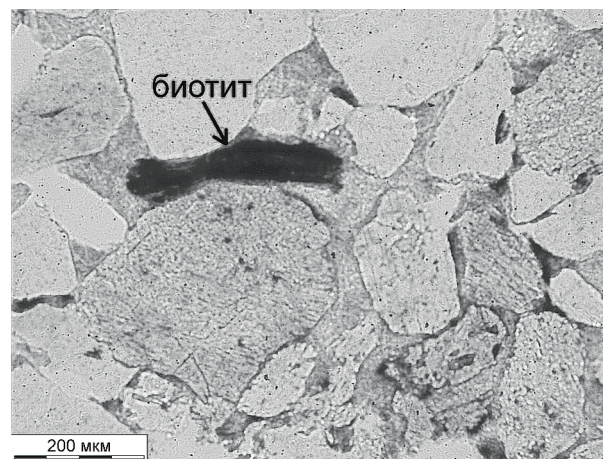
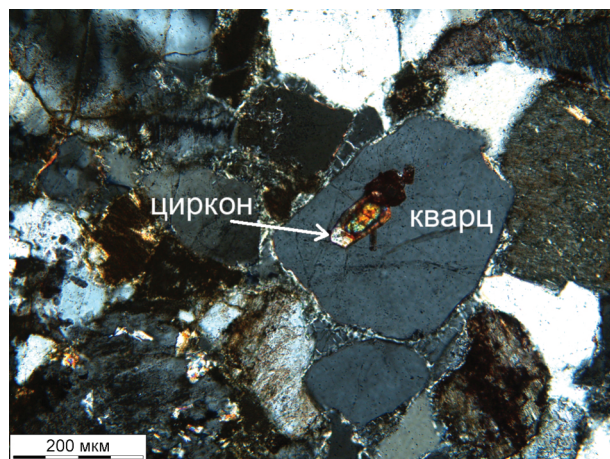


Рис. 4. Песчаники джежимской свиты: а — зерно кварца с включением регенерированного зонального циркона в плёночном серицитовом и поровом кварцевом цементе, обр. I-10, с анализатором; б — обломок биотита в песчанике, обр. II-1, без анализатора.

Монацит представлен окатанными красновато-коричневыми зёрнами с частично сохранившимися гранями кристаллов и выщелоченной, трещиноватой поверхностью. Состав монацита по результатам анализов пяти зёрен: P_2O_5 20,51—32,09, CaO 0,32—6,2, La_2O_3 16,59—22,34, Ce_2O_3 22,56—30,62, Pr_2O_3 1,58—3,32, Nd_2O_3 7,28—12,24, Sm_2O_3 0—2,54, Gd 0—1,32, ThO_2 0—1,28 мас. %. На поверхности зёрен монацита и циркона часто присутствует плумбогуммит, образующий отдельные микрокристаллы и их скопления в кавернах и трещинах. Химический состав плумбогуммита, мас. %: PbO 20,17—32,65, BaO 0,69—1,35, Al_2O_3 18,23—25,73, Fe_2O_3 3,98—14,64, P_2O_5 13,09—17,91, SiO_2 1,72—33,32.

Содержания главных породообразующих оксидов, литохимические модули и индикаторные соотношения, использованные для характеристики отложений и реконструкции их условий образования, приведены в табл. 1, 2.

На диаграмме K_2O-Na_2O [3] все фигуративные точки попали в поле аркозов, различающихся по содержанию K_2O , а минимальные количества этого оксида отмечаются в девонском песчанике и подстилающей его глине (табл. 1, рис. 5, а). Такое положение точек указывает на участие в формировании состава пород калиевых гранитов, послуживших источником обломочного калиевого полевого шпата, незначительные изменения содержания которого в конкретных образцах рифейских пород обусловлены локальными факторами — фаціальными условиями накопления осадка, в то время как девонские отложения, содержащие меньше по-

левых шпатов при сохранившемся соотношении $Na_2O:K_2O < 0,4$, представлены более химически зрелыми породами. На диаграмме $\log(Fe_2O_{3\text{общ}}/K_2O) - \log(SiO_2/Al_2O_3)$ [14] точки попали в поля аркозов и субаркозов с низкими значениями параметра $\log(Fe_2O_{3\text{общ}}/K_2O)$, свидетельствующими о незначительном вкладе неустойчивых минералов железа, содержащихся в магматических породах основного состава, при низкой степени химической зрелости осадка (рис. 5, б).

Точки составов рифейских псаммитов на диаграмме F3—F4 [17] находятся в поле богатых кварцем осадочных образований. Две точки, соответствующие наиболее полевошпатовым образцам, расположены на границе с полем изверженных пород кислого состава, а точки палеозойских глины и песчаника — на границе с полем изверженных пород среднего состава, что отражает изменение состава пород, размываемых на палеоводосборах (рис. 5, в). Можно предположить, что состав рифейских пород формировался при участии как минимум двух источников — метаосадочных пород фундамента древнего континента и кислых магматических пород калиевого ряда, судя по хорошей сохранности полевошпатовых обломков и биотита, близких по месту образования. Изученные породы содержат слабо изменённые полевые шпаты, источником которых могли быть тела кислых магматических пород с калиевым типом щёлочности, слабо затронутые процессами химического выветривания.

На модульной диаграмме $(Na_2O+K_2O)-ГМ$ [9] рифейские псаммиты и глины коры выветривания

Таблица 1

Содержание породообразующих оксидов, мас. %

Номер п/п	Номер обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп	Сумма	Литотип
1	I-2	83,94	0,21	7,30	0,71	0,15	0,009	0,17	0,24	0,26	4,59	0,034	1,31	98,92	1
2	I-4	84,18	0,16	7,04	0,99	0,17	0,009	0,43	0,24	0,26	4,27	0,035	1,49	99,27	
3	I-6	84,02	0,16	7,63	0,40	0,29	0,009	0,35	0,12	0,25	4,01	0,030	1,67	98,94	
4	I-8	84,38	0,27	7,39	0,33	0,17	0,009	0,26	0,12	0,26	4,20	0,047	1,41	98,85	
5	I-11	76,32	0,30	11,62	2,03	0,24	0,009	0,77	0,20	0,30	3,91	0,074	3,95	99,72	
6	II-1	84,34	0,23	7,31	0,36	0,14	0,010	0,34	0,12	0,29	4,79	0,032	1,47	99,43	
7	II-2	86,20	0,23	6,57	0,42	0,56	0,009	0,26	0,12	0,24	4,19	0,028	2,03	100,86	
8	II-4	82,82	0,20	7,57	1,49	0,24	0,009	0,30	0,40	0,26	3,77	0,051	2,03	99,14	
9	II-5	84,36	0,22	7,55	0,43	0,24	0,009	0,30	0,40	0,25	4,17	0,047	1,91	99,89	
10	II-12	82,9	0,14	7,55	0,94	0,09	0,009	0,6	0,2	0,27	4,49	0,073	1,31	98,65	
11	I-3	76,40	0,27	11,05	1,36	0,58	0,018	1,29	0,48	0,30	5,47	0,290	2,43	99,94	2
12	I-5	72,68	0,61	12,85	2,72	0,22	0,010	1,12	0,24	0,31	5,48	0,045	3,37	99,66	
13	II-3	71,46	0,48	13,33	2,68	0,24	0,009	1,23	0,40	0,36	5,85	0,052	1,16	97,25	
14	II-6	75,60	0,50	11,43	2,47	0,24	0,009	0,62	0,40	0,34	5,14	0,045	2,97	99,76	3
15	II-7	80,64	0,43	9,50	1,14	0,24	0,009	0,46	0,02	0,28	4,87	0,028	2,11	99,73	
16	II-8	81,12	0,31	10,03	0,42	0,24	0,009	0,62	0,20	0,28	4,09	0,037	2,59	99,95	
17	II-9	83,52	0,44	9,04	0,47	0,24	0,009	0,46	0,40	0,09	1,06	0,033	3,88	99,65	4
18	Д	86,79	0,34	7,94	0,39	0,14	0,010	0,22	0,26	0,07	1,39	0,020	2,41	99,98	5

Примечание: Литотипы: 1—2 джежимская свита: 1—песчаник, 2—алевролит; 3—глина с дресвой (кора выветривания); 4—5 средне-верхнедевонская толща: 4—глина; 5—песчаник.

Таблица 2

Индикаторные соотношения и литохимические модули

Номер п/п	Номер обр.	Log ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$)	Log ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$)	F1	F2	F3	F4	$\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$	ГМ	НКМ	ФМ	CIA	ICV	CIW	Fe/Mn	(Fe+Mn)/ Ti	Al/ (Al+Fe+Mn)	$\text{K}_2\text{O}/$ Al_2O_3	Литотип
1	I-2	-0,811	1,061	-3,41	-4,41	15,88	3,97	4,85	0,0998	0,66	0,01	55,53	0,96	93,94	112,77	6,05	0,86	0,63	I
2	I-4	-0,635	1,078	-3,40	-4,30	14,61	4,03	4,53	0,0994	0,64	0,02	56,15	1,06	93,73	152,71	10,73	0,82	0,61	
3	I-6	-1,001	1,042	-3,27	-3,78	12,46	3,39	4,26	0,101	0,56	0,01	60,50	0,83	94,63	87,38	6,17	0,89	0,53	
4	I-8	-1,105	1,058	-3,29	-3,51	14,69	4,65	4,46	0,0968	0,60	0,01	58,68	0,87	94,27	64,05	2,69	0,91	0,57	
5	I-11	-0,285	0,817	-3,03	-3,13	4,67	1,09	4,21	0,186	0,36	0,04	69,50	0,75	95,64	300,53	11,23	0,79	0,34	
6	II-1	-1,124	1,062	-3,36	-4,76	17,74	5,65	5,08	0,0954	0,69	0,01	55,36	1,00	93,61	58,14	3,19	0,91	0,66	
7	II-2	-0,999	1,118	-3,44	-4,71	16,13	4,58	4,43	0,0904	0,67	0,01	56,01	0,97	94,04	121,40	5,95	0,83	0,64	
8	II-4	-0,403	1,039	-3,34	-3,30	9,90	1,69	4,03	0,1148	0,53	0,02	59,06	0,95	93,80	227,99	12,79	0,76	0,50	
9	II-5	-1,717	1,048	-3,19	-4,08	14,22	4,48	4,42	0,096	0,59	0,01	57,13	0,90	93,98	85,61	4,40	0,89	0,55	
10	II-12	-0,679	1,041	-3,01	-4,21	14,54	4,54	4,76	0,1052	0,63	0,02	56,75	1,07	93,93	136,71	10,99	0,84	0,59	
11	I-3	-0,604	0,840	-1,09	-5,09	10,87	4,54	5,77	0,1738	0,52	0,04	60,21	1,07	95,01	124,99	10,43	0,81	0,50	2
12	I-5	-0,304	0,753	-3,56	-5,42	8,23	3,60	5,79	0,2258	0,45	0,06	65,08	0,95	95,87	387,84	7,18	0,77	0,43	
13	II-3	-0,339	0,729	-3,23	-6,31	8,51	3,34	6,21	0,2342	0,47	0,06	63,48	0,98	95,25	295,71	9,05	0,77	0,44	
14	II-6	-0,318	0,820	-3,53	-5,10	8,66	2,51	5,48	0,1938	0,48	0,04	62,47	0,93	94,76	359,63	8,06	0,76	0,45	3
15	II-7	-0,631	0,929	-3,60	-4,74	12,04	4,12	5,15	0,1404	0,54	0,02	62,17	0,87	95,34	180,98	4,73	0,84	0,51	
16	II-8	-0,988	0,908	-3,16	-3,87	8,96	3,43	4,37	0,1357	0,44	0,02	65,59	0,75	95,28	84,27	3,07	0,92	0,41	
17	II-9	-0,353	0,966	-3,47	1,41	-1,23	0,82	1,154	0,1221	0,13	0,01	81,64	0,45	97,55	90,98	2,34	0,90	0,12	4
18	Д	-0,552	1,039	-3,71	0,26	0,60	0,56	1,46	0,1016	0,18	0,01	79,11	0,42	98,00	610,77	2,29	0,92	0,18	5

Примечание: F1=0,303-0,447 SiO_2 -0,972 TiO_2 +0,008 Al_2O_3 -2,67 Fe_2O_3 +0,208 FeO 3,082 MnO+0,14 MgO+0,195 CaO+0,719 Na₂O-0,032 K₂O+7,51P₂O₅; F2=43,57-0,421 SiO_2 +1,988 TiO_2 -0,526 Al_2O_3 -0,551 Fe_2O_3 -1,61 FeO+2,72MnO+0,881 MgO -0,907CaO-0,177Na₂O-1,84K₂O+7,244P₂O₅; F3=30,638 $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -12,54 $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}/\text{Al}_2\text{O}_3$ +7,329 $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ +12,031 NaO/ Al_2O_3 +35,402 K₂O/ Al_2O_3 -6,382; F4= 56,5 $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -10,897 $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}/\text{Al}_2\text{O}_3$ +30,875 MgO/ Al_2O_3 -5,404 Na₂O/ Al_2O_3 +11,112 K₂O/ Al_2O_3 -3,89, молекулярные количества. ГМ= Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 +FeO+MnO)/ SiO_2 ; НКМ= Fe_2O_3 +FeO+MnO)/ SiO_2 ; ФМ=(Fe_2O_3 +FeO+MnO)/(Al_2O_3 + TiO_2), мас. %. CIA=100 Al_2O_3 /(Al_2O_3 +CaO+Na₂O+K₂O), ICV+ (Fe_2O_3 +K₂O+Na₂O+Ca₂O+ Mg₂O=100 Al_2O_3 /(Al_2O_3 +CaO+Na₂O), молекулярные количества.

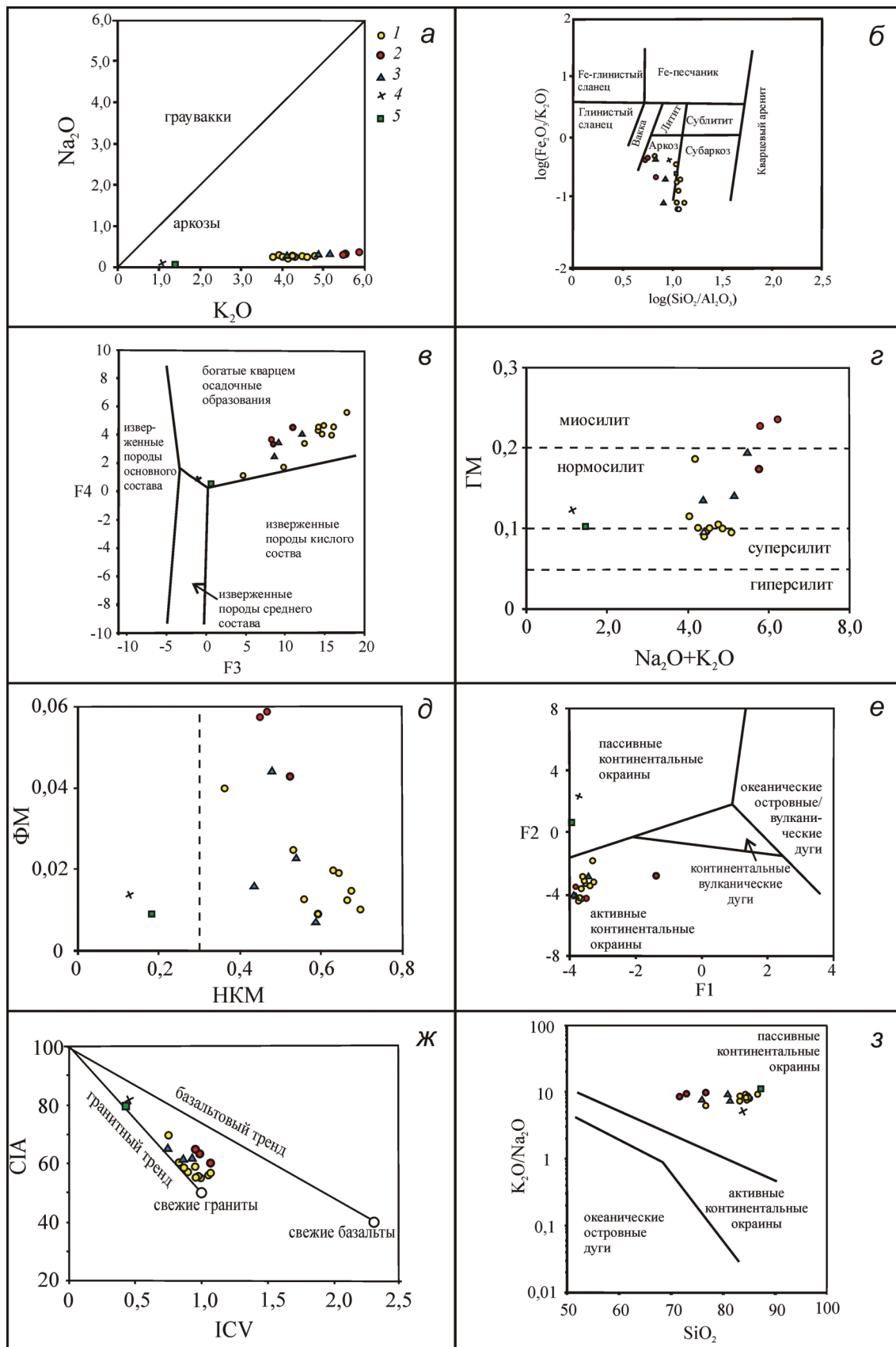


Рис. 5. Диаграммы: а – K₂O–Na₂O (по: [3]); б – log(Fe₂O₃_{общ}/K₂O)–log(SiO₂/Al₂O₃) (по: [14]); в – F₃–F₄ (по: [17]); г – (Na₂O+K₂O)–ГМ (по: [9]); д – НКМ–ФМ (по: [9]); е – ICV–CIA (по: [15]); ж – F₁–F₂ (по: [10]); з – SiO₂–K₂O/Na₂O (по: [17]); 1 – 2 – джежимская свита (верхний рифей): 1 – песчаник, 2 – алевропесчаник; 3 – глина с дресвой (кора выветривания); 4 – средне-верхнедевонская толща: 4 – глина, 5 – песчаник

близки по содержанию щелочей, значения ГМ (гидролизатного модуля) большинства песчаников соответствуют пограничным между супер- и нормосилитами, а максимальными значениями этого модуля характеризуют наиболее мелкозернистые породы (рис. 5, *з*). Палеозойские образования отличаются низким содержанием щелочей и по степени выветривания и химической зрелости сопоставимы с рифейскими породами. Фемический модуль (ФМ), отражающий интенсивность выветривания и захоронения вещества, для большинства песчаников не превышает 0,02, а алевропсаммитовых пород находится в интервале 0,04–0,06 (рис. 5, *д*). Значения НКМ, превышающие 0,3, по мнению Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [9], указывают на присутствие в составе песчаников неизменённого калиевого полевого шпата. Максимальное количество вулканомиктовых обломков содержится в рифейских песчаниках, минимальное — в девонских породах.

Таким образом, значения и соотношения петрохимических модулей рифейских псаммитов отражают незначительные изменения соотношения в составе обломочной части доли рециклированных кварцевых пород древнего фундамента отложений и слабо изменённых кислых магматических образований, а также подтверждают различия в составе источников обломочного материала рифейских и палеозойских пород. Особенности состава глин, залегающих на границе рифейских и палеозойских толщ, демонстрируют связь этих глин с рифейскими породами и предполагают додевонский возраст этих глин.

На диаграмме F1–F2 фигуративные точки псаммитов и коры выветривания попали в поле активной, а палеозойские породы — пассивной континентальной окраины (рис. 5, *ж*). Такое распределение точек, позволяющее разделить многократно переотложенные породы и породы первого цикла выветривания, обусловлено присутствием в составе рифейских метапсаммитов и глин значительного количества K_2O (табл. 1), входящего в состав полевых шпатов. На диаграмме K_2O/Na_2O-SiO_2 (рис. 5, *з*), учитывающей специфику гранитной составляющей терригенной части пород, все точки располагаются в области пассивной континентальной окраины.

Индекс химического выветривания (CIA) [16] — показатель климата в области размытия в рифейских породах и перекрывающей их глине изменяется от 55 до 69 и составляет около 80 в девонских породах (табл. 2). Значения CIA для отложений рифейской части разреза свидетельствуют о преобладающей механической дезинтеграции исходных пород в условиях холодного климата, а индексы химического выветривания палеозойских глин и песчаника характеризуют эти породы как сформировавшиеся в тёплой климатической обстановке.

Индекс изменения состава ICV [12] в рифейских породах варьирует от 0,83 до 1,07 (табл. 2).

Для большей части псаммитов этот индекс близок к 1, что характеризует их как породы с высоким содержанием неизменённых силикатных минералов. Значения индекса ICV, соответствующие химически зрелым породам, типичны для девонских пород.

Минимальные значения соотношения Fe/Mn — фациального индикатора для осадочных отложений [4], отвечают породам, сформированным в мелководных условиях (табл. 2). Большинство изученных образцов по значениям этого соотношения относится к прибрежно-морским, крайне мелководным фациям. Титановый (Fe+Mn)/Ti модуль [7], значения которого значительно меньше 25, и алюминиевый Al/(Al+Fe+Mn) модуль [11], превышающий 0,4, указывают на отсутствие в породах эксгальтативного материала. Все образцы рифейских терригенных пород и перекрывающих их глин характеризуются значениями калиевого модуля K_2O/Al_2O_3 [12], превышающими 0,3, что указывает на слабое химическое выветривание пород в области сноса. Значения для двух образцов девонских пород меньше 0,3 соответствуют породам, сформированным за счёт многократно переотложенного материала.

Обсуждение результатов

Присутствие в песчаниках обломочного биотита — минерала первого цикла выветривания напрямую указывает на слабую степень выветривания пород, принимающих участие в формировании состава псаммитов. Химические индексы изменения состава пород на палеоводосборах — CIA и ICV, щелочной и калиевый модули также соответствуют слабо выветрелым породам. Однако значения также традиционно применяемого для выяснения степени выветрелости обломочного материала индекса CIW [13] для всех образцов превышает 90, что предполагает очень высокую степень разложения исходных пород на континенте. Высокие значения этого индекса объясняются весьма незначительным содержанием натрия и резким преобладанием в породах калия, унаследованного в виде полевых шпатов из размываемых кислых магматических пород калиевого ряда.

Важным показателем условий осадконакопления и постдиагенетических преобразований пород является присутствие плумбогуммита — признака слабокислотного гальмиролиза. Спокойная мелководная обстановка и вызывающая подкисление каолинизация полевых шпатов привели к развитию процессов подводного выветривания — кислая среда способствовала растворению сульфидов (галенит) и части редкоземельных фосфатов. Присутствие глинозема ограничивало вхождение фосфора в пороодообразующие минералы и препятствовало его рассеянию. Свинец в зоне окисления также является малоподвижным элементом, а крупнораз-

мерный ион свинца даёт устойчивые соединения с крупным комплексным анионом PO_4^{3-} . В позднем диагенезе—начальном катагенезе в восстановительных условиях закрытой системы на образовавшихся локальных участках с повышенными концентрациями свинца и фосфора произошла кристаллизация собственного минерала этих элементов — плумбогуммита.

Заключение

Значения геохимических индикаторных соотношений и модулей, а также построенные на основании этих соотношений диаграммы отражают различия в составе, источниках питания и условиях образования девонских пород и рифейских отложений, слагающих разрез в зоне контакта этих разновозрастных образований на возвышенности Джежимпарма. Девонские породы сформированы за счёт многократного переотложения хорошо сортированного химически зрелого материала в теплом мелководном бассейне. Глины, с несогласием перекрывающие толщу рифейских песчаников, генетически связаны с подстилающими породами и наследуют их геохимические особенности. В формировании состава рифейских пород принимали участие продукты размыва метаморфитов древнего континента и кислых высококальциевых магматических пород. Осадконакопление проходило в спокойном мелководном бассейне за счёт поступления химически незрелого обломочного материала, образовавшегося на палеоводосборах при отсутствии химического выветривания в холодных климатических условиях. Источником большинства цирконов с возрастными в диапазоне 1,70—2,15 млрд. лет могли быть гранитоиды, образовавшиеся в коллизионных орогенах, соединивших Волго-Сарматия и Фенноскандию в единый континент [2]. По

всей видимости, с этими гранитоидами связано присутствие в псаммитах полевошпатовых обломков.

Петрохимические характеристики изученных верхнерифейских песчаников свидетельствуют об отсутствии во время их накопления вулканической активности. Обнаруженные рудные и рудно-силикатные микросферы, имеющие, вероятно, пирогенное происхождение, могут быть связаны с проявлениями вулканизма, сопутствовавшими образованию в среднем рифее основных интрузий вдоль зоны Центрально-Тиманского разлома, а рубеж 1100 млн. лет, зафиксирован магматическими породами основного состава Северного Тимана [8]. Это предположение не противоречит присутствию отмеченных Н.Б. Кузнецовым и соавторами [2] нескольких зёрен «базитовых» цирконов с возрастом 1,18—1,35 млрд. лет.

Постседиментационные преобразования верхнерифейских пород соответствуют стадии позднего диагенеза—начального катагенеза и представлены структурами растворения, гравитационной коррозии, регенерации и перекристаллизации, образование которых происходило на разных этапах преобразования пород. Диагенетические преобразования выражены в глинизации полевых шпатов. Индикаторами раннекатагенетической стадии являются терригенный биотит, по плоскостям спайности замещённый тонкодисперсным глинистым веществом, и структуры коррозии в сочетании с каймами регенерированного кварца, образующими конформные границы минеральных индивидов и отделенными от основного зерна тончайшей глинисто-слюдистой каймой. Результатом перекристаллизации стало образование аутигенного плумбогуммита.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Комплексной программы фундаментальных исследований УрО РАН (проект 15-11-5-29).

ЛИТЕРАТУРА

- Гракова О.В., Уляшева Н.С. Петрографический состав и литохимические особенности алмазосодержащих отложений асывожской свиты (D2-Zas) Южного Тимана // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2015. № 12. С. 16—23.
- Кузнецов Н.Б., Натапов Л.М., Белоусова Е.А., Гриффин У.Л. (W.L. Griffin), О'рейлли С. (S. O'Reilly), Куликова К.В., Соболева А.А., Удоратина О.В. Первые результаты U/Pb-датирования и изотопно-геохимического изучения детритных цирконов из позднедевонских песчаников Южного Тимана (увал Джежим-Парма) // Докл. РАН. 2010. Т. 435, № 6. С. 798—805.
- Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 536 с.
- Розен О.М., Журавлев Д.З., Ляпунов С.М. Геохимические исследования осадочных отложений Тимано-Печерской провинции // Разведка и охрана недр. 1994. № 1. С. 18—21.
- Рычагов С.Н., Главатских С.Ф., Сандимирова Е.И. Рудные и силикатные магнитные шарики как индикаторы структуры, флюидного режима и минералорудообразования в современной Гидротермальной системе Баранского (о. Итуруп) // Геология рудных месторождений. 1996. Том 38. № 1. С. 31—40.
- Сандимирова Е.И., Главатских С.Ф., Рычагов С.Н. Магнитные сферулы из вулканогенных пород Курильских островов и Южной Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2003. № 1. С. 135—139.
- Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 с.
- Тиманский кряж. Т. 2. Литология и стратиграфия, геофизическая характеристика земной коры, тектоника, минерально-сырьевые ресурсы: монография. Ухта: УГТУ, 2010. 437 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- Bhatia M.R. Plate tectonic and geochemical composition of sandstones // The Journal of Geology. 1983. V. 91. № 6. P. 611—627.
- Bostrom K. The origin and fate of ferromanganese active ridge sediments // Stockholm Contrib. geol.. 1973. V. 27. No. 2. P. 148—243.
- Cox R., Lowe D.R. Controls of sediment composition on a regional scale: a conceptual review // J. Sed. Res., 1995. V. A65. P. 1—12.
- Harnois L. The CIW index: a new chemical index of weathering // Sed. Geol. 1988. V. 55. No. 3/4. P. 319—322.
- Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sed. Petrol. 1988. V. 58. P. 820—829.
- Lee Y.I. Provenance derived from the geochemistry of late Paleozoic-early Mesozoic mudrocks of the Pyeongyang Supergroup, Korea // Sedimentary Geology. 2002. V. 149. P. 219—235.
- Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of litite // Nature. 1982. V. 299. P. 715—717.
- Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio // The Journal of Geology. 1986. V. 94. N 5. P. 635—650.