

УДК 551.24:550.4 (470.55/.57)

Ал.В. Тевелев, И.А. Кошелева, М.А. Фурина, Б.В. Беляцкий

ТРИАСОВЫЙ МАГМАТИЗМ ЮЖНОГО УРАЛА: ГЕОХИМИЯ, ИЗОТОПИЯ, ГЕОДИНАМИКА¹

В результате проведенных в последние годы региональных работ получены первые достоверные данные о мезозойских гранитоидах на Южном Урале. Выделены два комплекса, имеющих среднетриасовый (237—238 млн лет) Rb/Sr-изотопный возраст. Приводятся краткое описание каждого комплекса, данные по геохимии и изотопии гранитоидов. Формирование комплексов обусловлено сменой режима растяжения сжатием в середине среднего триаса, что привело, во-первых, к прекращению вулканизма в Челябинском рифте и превращению его в рампы, во-вторых, к формированию разноглубинных очагов, претерпевших предварительную флюидную переработку.

Ключевые слова: Южный Урал, мезозойские гранитоиды, Rb/Sr-возраст, триас, вулканизм.

During last two years there were obtained the first data on mesozoic granite massifs in region of the South Urals. We distinguished two magmatic complexes with Rb/Sr age of 237—238 Ma (the Middle Triassic). We are providing the brief description for each complex, including data concerning their geochemistry and isotopic composition. We are linking formation of both complexes to middle Triassic changing of regional tectonic settings from extension to compression. Consequence of that were (1) closing of the Cheliabinsk rift zone, distinction of volcanism there and transformation of volcanic and classic rift basin into ramp structures; (2) formation of deep-seated magmatic sources undergone fluid initiation.

Key words: South Urals, mesozoic granite, Rb/Sr age, Triassic, volcanism.

Введение. Триасовый магматизм Южного Урала в течение многих лет рассматривался исключительно как базальтоидный, его связывали только с туринской вулканической серией базальтоидов Челябинского грабена. В настоящее время на Южном Урале выделяется не менее 10 триасовых магматических комплексов, однако для большей их части триасовый возраст нельзя считать достоверно доказанным. В результате региональных исследований последних лет, которые сотрудники геологического факультета МГУ проводили на Южном Урале, получены новые данные о геохимии мезозойских магматических комплексов [Тевелев, Кошелева, 2002], а также изотопные характеристики ряда триасовых гранитоидных массивов [Тевелев и др., 2007]. Фактически это первые достоверные данные о мезозойских гранитоидах Южного Урала, они позволяют, с одной стороны, определеннее обосновать их геохимическую специфику, а с другой — по-новому взглянуть на триасовую геодинамику Южного Урала.

Изученная территория охватывает в широтном пересечении практически все основные структурно-фациальные зоны Восточного Урала (рис. 1): Магнитогорскую (восточную часть), Восточно-Уральскую и Зауральскую (западную часть), а также разделяющие их шовные зоны — Уйско-Новооренбургскую и Копейскую. В их пределах с определенностью можно

выделить три триасовых комплекса: 1) *туринский вулканический трахибазальтовый*, локализованный в пределах Челябинского грабена Копейской шовной зоны; 2) *кисинетский гипабиссальный лейкократовых гранит-порфиров*, слагающий крупные дайкообразные тела в Восточно-Уральской зоне; 3) *малочекинский плутонический щелочных гранитоидов*, представленный серией массивов в Магнитогорской зоне.

Аналитические работы проводились в лаборатории ИМ УрО РАН (г. Миасс, руководитель В.Н. Удачин, силикатный анализ методом «мокрой химии»); в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург, аналитик Б.В. Беляцкий, изотопный анализ Rb—Sr и Sm—Nd, многоколлекторный масс-спектрометр TRITON (Thermo), изотопный состав стандарта SRM987 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,710254\pm 0,000005$, анализ на рассеянные и редкоземельные элементы — масс-спектрометрия методом индуктивно связанной плазмы на масс-спектрометре Elan 9000); в лаборатории ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург, анализ на рассеянные и редкоземельные элементы — масс-спектрометрия методом индуктивно связанной плазмы на масс-спектрометре Elan 9000); в лаборатории тонких методов исследования вещества геологического факультета МГУ (микронзондовый анализ минералов, CamScan Link, аналитики Э.М. Спиридонов, Е.В. Гусева, Н.Н. Коротаева).

¹ Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Федерального агентства по недропользованию и гранта «Научные школы».

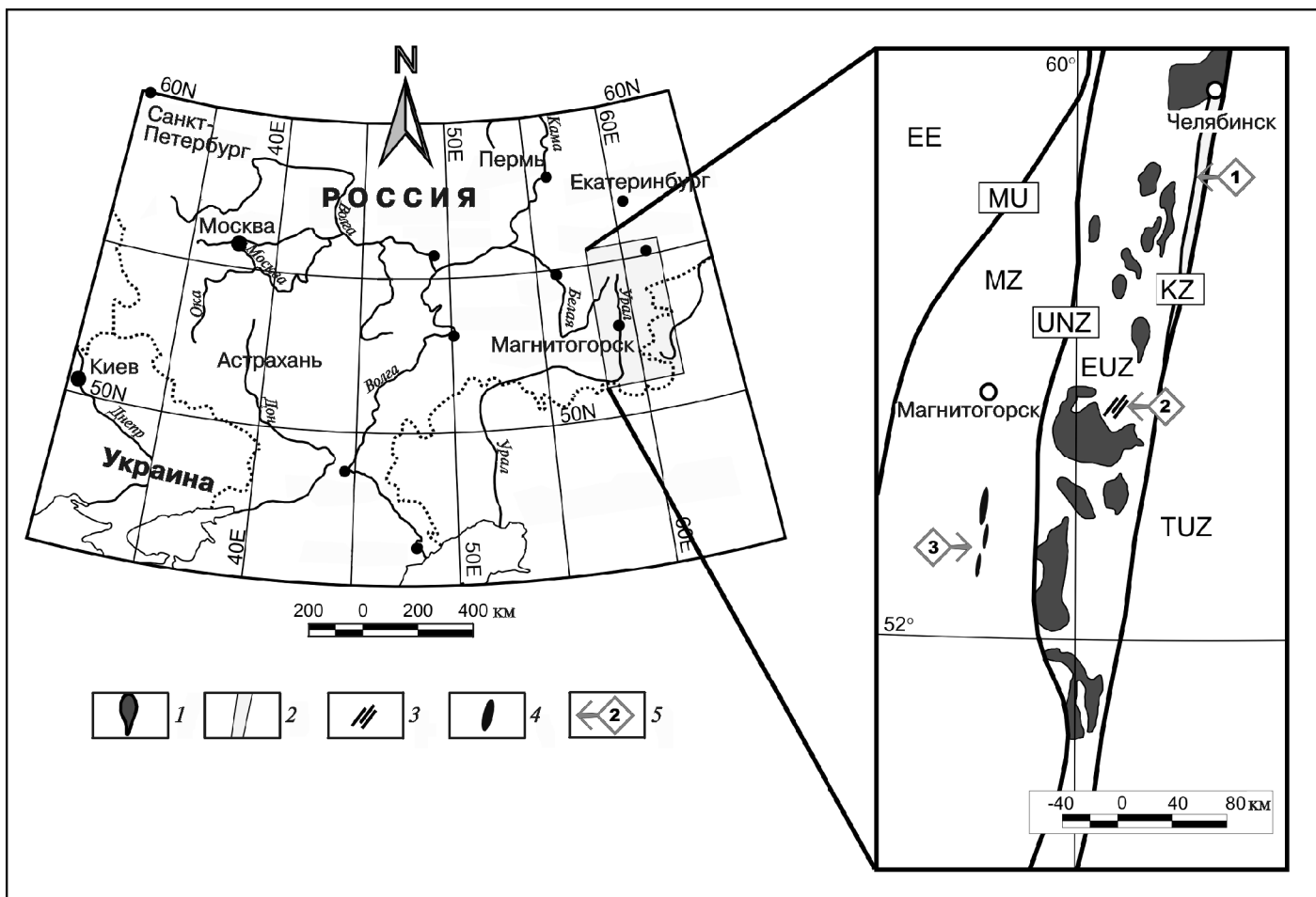


Рис. 1. Схема расположения магматических комплексов триасового возраста на Южном Урале: 1 — крупнейшие плутоны раннекаменноугольного и раннепермского возраста; 2–4 — магматические комплексы триасового возраста (номера на стрелках): 2 — базальтоиды туринского комплекса (№ 1), 3 — лейкогранит-порфиры кисинетского комплекса (№ 2), 4 — щелочные гранитоиды малочекинского комплекса (№ 3); 5 — стрелки. Буквами на рисунке обозначены: EE — Восточно-Европейская платформа, MU — Главный Уральский разлом, MZ — Магнитогорская зона, UNZ — Уйско-Новооренбургская зона, EUZ — Восточно-Уральская зона, KZ — Копейская шовная зона, TUZ — Зауральская зона

Фактический материал. Туринский вулканический трахибазальтовый комплекс. Туринская серия в пределах Челябинского грабена появилась на картах масштаба 1:500 000 (геологические съемки Л.Д. Булыкина и др., 1956) и 1:200 000 [Булыкин, Ланцова, 1962] еще в 50-х и 60-х гг. прошлого столетия. Она сложена чередующимися базальтоидами и осадочными породами. Грубообломочные фации — песчаники, гравелиты, конгломераты — снизу вверх сменяются алеволитами, глинистыми сланцами, затем появляются базальтоиды с редкими прослоями кислых вулканитов. Базальты часто интенсивно рассланцованы, а тектониты содержат рассеянные «будины» массивных базальтов, ксенокласты известняков, песчаников. Мощность серии около 400 м. Субвулканические фации туринского вулканического комплекса представлены немногочисленными мелкими (10×100 м) телами, которые сложены флюидальными лавовыми брекчиями основного и среднего состава, местами превращенными во вторичные кварциты. Среди вулканитов встречены базальтоиды нескольких петрографических типов [Тевелев, Кошелева, 2002].

1. Флуктуационные гиалиновые базальты представляют собой микробрекцию. Они сложены угловатыми обломками базальтов разных размеров, погруженными в матрикс с гиалиновой, брекчиевой и флуктуационной структурами. Базальты тонкозернистые, мелкопузыристые, сцементированы также пузыристой стекловатой массой. Темноцветные минералы представлены разложенными пироксенами. Плагноклазы в отдельных обломках спилитоподобных базальтов составляют до 70% объема. Структура базальтов в обломках интерсервальная, гиалиновая, гиалопилитовая, толеитовая.

2. Порфировые базальтоиды с брекчиевой, такситовой текстурой содержат во вкрапленниках крупные (до 4 мм) катаклазированные кристаллы альбитизированного плагноклаза, часто составляющие гломеропорфировые сростки. Основная масса сложена лейстами плагноклаза размером до 0,5 мм с расщепленными краями; метельчатыми, древовидными сростаниями амфиболитизированных пироксенов и полуразложенным стеклом.

3. Серийно-порфировые базальты во вкрапленниках содержат катаклазированные призматические

лейсты плагиоклаза. В основной массе промежутки между метелками, аксиолитами, пальметтами плагиоклазов заполнены грязно-зеленым преобразованным стеклом (около 30% породы). Местами основная масса имеет вариолитовую структуру.

4. Центральные части потоков сложены массивными мелкозернистыми пироксен-плагиоклазовыми долеритами, состоящими из крупных (до 1 мм) лейст альбита (до 40–60% породы), табличек пироксена и участков различно раскристаллизованного стекла. Пироксены (около 40–50% породы) представлены скоплениями призматических и округлых зерен размером 0,5–0,8 мм, довольно свежих, с узкими келифитовыми каемками амфибола и хлорита. Плагиоклазы в виде призматических, реже широко таблитчатых лейст занимают интерстиции между скоплениями пироксенов. Плагиоклазы слабозональны, центральные части замещены соссюритом, в них встречаются включения мелких (0,05 мм) зерен пироксенов. Иногда плагиоклазы катаклазированы, лейсты изогнуты. Структура породы долеритовая, участками толеитовая. Стекло составляет от 10 до 15% породы.

5. Брекчированные долериты часто бывают сцементированы «ручейками» гиалиновых базальтов, что свидетельствует о дроблении, цементации в горячем состоянии при поступлении очередной порции лавы.

6. Гиалобазальты сложены непросвечивающим сидеромелановым, гематитовым стеклом с линзовидными пузырями кварцевого агрегата.

7. Гиалокластиты состоят из обломков стекловатых базальтов в стекле. Базальты обломков содержат в порфирированных выделениях длинные игольчатые лейсты плагиоклаза размером до 0,5 мм. Структура основной массы литокластов варьирует от гиалиновой до интерсертальной. Матрикс гиалокластитов «заполнен» игольчатыми микролитами плагиоклазов (не более 0,02 мм), структура матрикса гиалиновая и гиалопилитовая.

Вулканиды туринского комплекса представлены преимущественно высокотитанистыми трахибазальтами, трахиандезибазальтами, исландитами (табл. 1, 2) известково-щелочной дифференцированной серии с натриевым, реже калиево-натриевым типом щелочности. Распределение микроэлементов сходно с распределением в вулканидах трапповых провинций континентов, но характеризуется более высоким содержанием Rb (рис. 2, 3) и уменьшением нормированных концентраций от крупноионных элементов к высокозарядным. Вместе с тем отношение Rb/Sr в

Таблица 1

Среднее содержание оксидов (вес.%) в породах туринского комплекса

Породы	<i>n</i> *	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Трахибазальты	8	50,28	2,29	14,99	6,70	6,25	0,17	5,55	8,36	4,52	0,87
Трахиандезибазальты	5	54,24	2,11	15,52	5,79	6,32	0,15	5,12	5,24	4,73	0,79
Исландиты	5	59,82	0,80	15,94	4,27	4,59	0,15	4,56	4,35	4,99	0,52

* Здесь и далее *n* — число анализов.

Таблица 2

Среднее содержание оксидов (вес.%), микроэлементов, РЗЭ (г/т) в породах туринского комплекса

Породы	<i>n</i>	SiO ₂	Rb	Ba	Sr	Nb	Zr	Y	Cr	Ni	Rb/Sr
Трахибазальты	5	49,49	26	320	186	9	135	32	162	68	0,14
Трахиандезибазальты	5	56,44	16	270	231	10	70	7,00	111	88	0,07
Дацинты	1	66,20	10	2363	127	9	54	1	50	93	0,08
Породы	<i>n</i>	SiO ₂	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	La/Yb
Трахибазальты	3	48,43	10,67	29,00	19,67	5,97	1,93	1,47	4,87	0,74	2,20

вулканидах составляет от 0,07 до 0,63, что значительно выше, чем в большинстве трапповых провинций (Rb/Sr = 0,04), но близко к рубидий-стронциевому

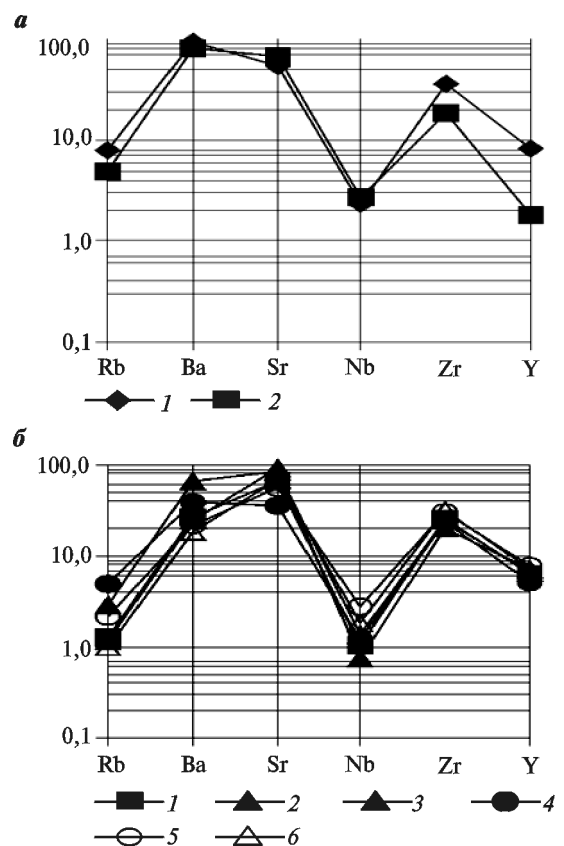


Рис. 2. Нормированное по MORB распределение рассеянных элементов в вулканидах: а — туринского комплекса (1 — трахибазальты, 2 — трахиандезибазальты); б — трапповых провинций (1 — Сибирской, 2 — Воронежской, 3 — Высокого Атласа и Антиатласа, 4 — Антарктической, 5 — Деканской, 6 — Гренландской)

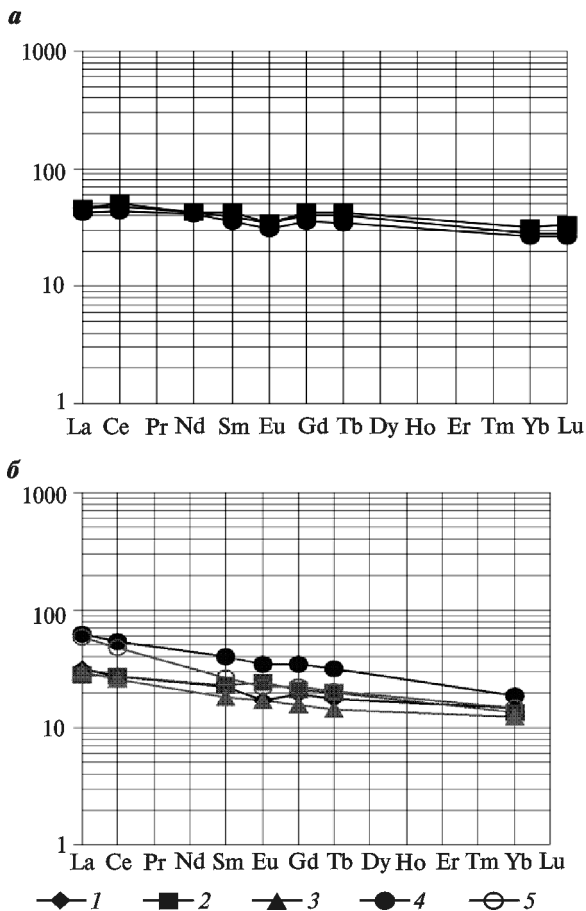


Рис. 3. Распределение РЗЭ в вулканитах: а — туринского комплекса; б — трапповых провинций: 1 — Сибирской, 2 — Воронежской, 3 — Высокого Атласа и Антиатласа, 4 — Деканской, 5 — Гренландской

отношению в высококалийных базальтах провинций Декан, Марокко, Карру [Гладких и др., 1994].

В нормированном распределении РЗЭ (рис. 3) отмечается незначительное накопление легких лантаноидов ($La/Yb = 2,08 \div 2,29$), небольшой европиевый минимум. При близком общем уровне лантаноидов в туринском комплексе и в трапповых провинциях мира [Гладких и др., 1994] туринские вулканиты характеризуются более пологим трендом.

Возраст туринской серии доказан находками спорово-пыльцевых комплексов в более северных районах: внизу — индского комплекса с доминированием *Nevesisporites*, в середине — оленекского с *Cycloverrurilettes presselensis*, сверху — анзийского с доминированием *Leiotrilettes microdiscus*. Мощность туринской серии достигает 1100 м.

Кисинетский гипабиссальный лейкогранит-порфировый комплекс. Среднетриасовые гранит-порфиры впервые

выделены нами [Тевелев и др., 2006] под названием «кисинетский гипабиссальный комплекс». Комплекс локализован в центральной части Восточно-Уральской мегазоны северо-восточнее Джабыкского плутона и представлен несколькими крупными дайками северо-северо-восточного простирания, прорывающими позднедевонскую толщу шошонит-латитового состава в 3—4 км восточнее пос. Великпетровка, а также несколькими слабо вытянутыми на северо-северо-запад телами к юго-востоку от пос. Горный. Дайки имеют длину от 300 до 1000 м и мощность от 5 до 20, реже до 50 м. Они хорошо обнажены и слагают в рельефе невысокие гряды и гряды. В центральных частях дайки представлены розово-серыми, светло-серыми гранит-порфирами с вкрапленниками кварца, плагиоклаза и калиево-натриевого полевого шпата. В эндоконтактах породы обычно имеют флюидальную текстуру с мелкими обособлениями, напоминающими фьямме. Минералогическая особенность кисинетских гранит-порфиров — присутствие аксессуарных флюорита и колумбита.

Наиболее распространенная петрографическая разность кисинетского комплекса — *крупнопорфировые, серийнопорфировые гранит-порфиры* — породы с вкрапленниками (не более 15—20%) кварца и пелитизированного калиево-натриевого полевого шпата размером от 0,5 до 2 мм. И те и другие представлены хорошо оформленными кристаллами: кварц — короткопризматическими, калиево-натриевый полевой шпат — широкотаблитчатыми, зональными. Они присутствуют в породе примерно в равном количестве. Основная масса от фельзитовидной до мелкозернистой, структура ее микропегматитовая, гранофировая, микрографическая. Кварц образует микропегмати-

Таблица 3

Среднее содержание оксидов (вес.%) в породах кисинетского комплекса

Породы	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Гранит-порфиры-1	7	76,26	0,09	13,14	0,38	0,72	0,04	0,09	0,41	4,38	4,40
Гранит-порфиры-2	3	74,79	0,14	13,63	1,24	0,61	0,02	0,50	0,98	2,83	5,26

Таблица 4

Среднее содержание микроэлементов (г/т) в породах кисинетского комплекса

Породы	n	Rb	Ba	Sr	Nb	Zr	Y	Cs	Ta	Th	U
Гранит-порфиры	5	801,63	27,77	5,99	117,48	125,52	33,70	28,66	12,49	34,66	21,79

Таблица 5

Среднее содержание РЗЭ (г/т) в породах кисинетского комплекса

Породы	n	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Гранит-порфиры	5	6,05	18,58	2,31	8,93	2,91	0,39	3,03	0,66	4,41	0,97	3,14	0,59	4,41	0,68

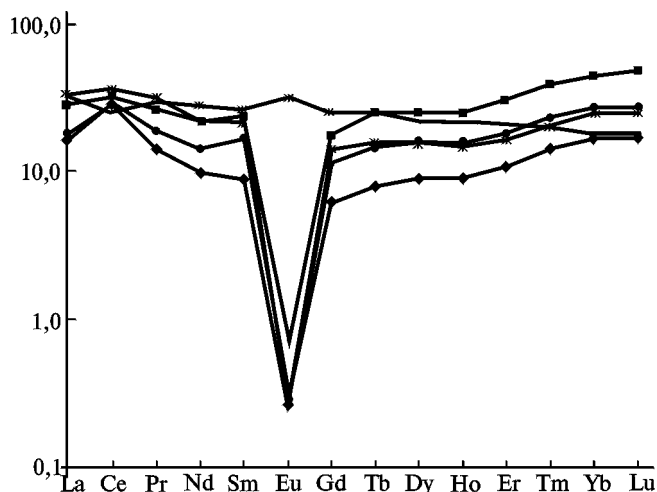


Рис. 4. Распределение P3Э в гранит-порфирах кисинетского комплекса (нормировано по хондриту C₁ [Sun, McDonough, 1989])

товые вроски в полевом шпате, на границах этих минералов часто отмечаются мirmekиты. Участками основная масса состоит из радиально-лучистых и аксиолитовых образований, образующих округлые или неправильной формы сферолиты. Часто сферолиты представляют собой единственное зерно калиево-натриевого полевого шпата, проросшего удлиненными вросками кварца.

Гранит-порфиры кисинетского гипабиссального комплекса имеют повышенную кислотность и щелочность. Среди них выделяются две петрохимические разновидности (табл. 3, 4, 5): 1) ультракислые и высокощелочные; 2) менее кислые и щелочные, но со значительно более высоким содержанием железа и магния. Отметим, что в гранит-порфирах второй разновидности железо окислено существенно больше (отношение Fe₂O₃/FeO равно 0,5 и 2,0 соответственно). Для всех гранит-порфиров характерно резкое обогащение Nb (> 100 г/т), Rb (600–900 г/т), Cs и Ta, повышенная концентрация Th, U и тяжелых P3Э, а также минимальная концентрация Sr и глубокий Eu-минимум на фоне почти горизонтального спектра

нормированной концентрации P3Э (рис. 4). Более того, в гранит-порфирах наблюдается необычный для кислых пород положительный тренд тяжелых P3Э (Gd/Lu = 4,46), которые, вероятно, накапливаются в колумбите.

Измеренные параметры Rb–Sr-изотопной системы (табл. 6) в валовых пробах и полевых шпатах обнаруживают хорошую линейную корреляцию в координатах ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr–⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (рис. 5), которая соответствует изотопному возрасту 238±1,8 млн лет (СКВО = 1,2). Аномально высокое начальное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, равное 0,7582, сочетается с обычным для гранитных пород мезозойского возраста значением начального отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0,512411. Параметры Sm–Nd-изотопной системы в валовой пробе гранит-порфира таковы: Sm 5,893 г/т; Nd 16,48 г/т; ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0,21616; ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0,512747. Двухстадийный модельный Nd-возраст магматического источника относительно изотопного состава верхней мантии [DePaolo et al., 1991] при ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd-отношении в этом источнике, равном 0,118, составляет 789 млн лет (поздний рифей). Геохимические и изотопные данные согласуются с моделью, предполагающей, что источником мезозойских гранитных пород Восточно-Уральской мегазоны служили метасоматически измененные граниты или гнейсы верхней коры [Попов и др., 2003; Смирнов и др., 2006].

Малочекинский плутонический комплекс щелочных гранитоидов. Щелочные гранитоиды малочекинского комплекса известны на Южном Урале довольно давно, с начала проведения крупномасштабных геолого-съемочных работ. Более подробно они изучались С.Г. Червяковским в 70–80-х гг. прошлого века [Червяковский, 1981].

Малочекинский комплекс слагает 5 относительно крупных массивов в пределах Магнитогорской зоны Южного Урала: Чекинский, Богдановский, Малочекинский, гор Длинной и Кудрявой, а также их сателлиты. В плане интрузивы имеют схожую морфологию, они вытянуты меридионально. Размеры тел от 1×2 до 4×7 км. Массивы расположены в виде двух параллельных цепочек меридионального простирания и приурочены к двум региональным имеющим крутое (50–70°) падение на запад взбросо-сдвигам — Карабулакско-Богдановскому на западе и Малочекинскому на востоке. Восточные контакты массивов тектонические, сопровождаются мощными зонами расланцевания и катаклаза, а западные — нормально-интрузивные с широкими зонами роговиков.

Комплекс сложен породами трех интрузивных фаз. К первой фазе относятся монцодиориты, ко второй — щелочные сиениты и к

Изотопный состав Sr и содержание Rb и Sr в породообразующих минералах дайки гранит-порфиров кисинетского комплекса

Образец	Rb, ppm	Sr, ppm	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
577 wr	882,6	3,954	794,69833	3,486833
578 Plag 85	106,1	1,878	174,04880	1,350619
579 Plag 90 alb	2073,2	10,74	687,46835	3,121171
580 KFsp	7113,0	11,14	2324,93081	3,354758
581 Plag 85 после HNO ₃	106,1	1,911	170,98597	1,362619
Повторное разложение образцов с оптимальным смещением с трассером				
634 Plag 85	102,8	1,757	180,20702	1,367291
635 KFsp	2259,6	11,33	716,45465	3,171875
636 wr	795,2	4,206	671,79122	3,038642

Примечание: wr — вал; Plag — плагиоклаз и его номер; KFsp — калиево-натриевый полевой шпат.

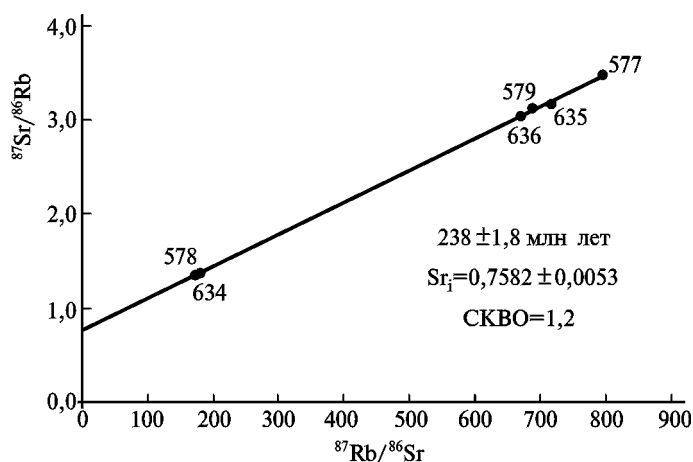


Рис. 5. Минеральная Rb/Sr-изохрона гранит-порфиров кисинетского комплекса

третьей — щелочные граниты и щелочные граносиениты. Для фаз 2 и 3 характерны свои дайки первого этапа, т.е. кварцевых сиенитов и гранит-порфиров соответственно. Встречены также глубинные дайки долеритов.

Породы комплекса в зависимости от их кислотности содержат от 15 до 30% щелочных темноцветных минералов: 1) амфиболы ряда *феррорихтерит—рибекит—арфведсонит* и 2) пироксены ряда *эгирин—геденбергит*. Эти минералы присутствуют в породах в разных соотношениях: кроме амфибол-пироксеновых разностей встречаются и чисто амфиболовые, и чисто пироксеновые. Эгирины, как правило, высокотитанистые, часто с повышенной концентрацией циркония. В гранитоидах малочекинского комплекса встречены разнообразные акцессорные минералы: монацит, ксенотим, циркон, сфен и апатит.

Наиболее распространены следующие разности пород. *Щелочные граниты* — разноморфные породы (размер зерен от 0,1 до 4,5 мм), имеющие графическую, или микропегматитовую, структуру и массивную текстуру. Главные породообразующие минералы (%): кварц 25—30, плагиоклаз 20—25, калиево-натриевый полевой шпат 40—50, щелочной амфибол до 10, щелочной пироксен до 10. Плагиоклаз представлен в основном длиннопризматическими лейстами, иногда собранными в пучки и звездчатые скопления, и зернами идиоморфной формы. Обычно они полисинтетически сдвойникованы, иногда пронизаны множеством иголок щелочных темноцветных минералов. Калиево-натриевый полевой шпат широкопластинчатый и ксеноморфный, зональный, пелитизированный, но иногда образует крупные (до 1 см) гломероскопления кристаллографически оформленных зерен. Кварц образует красивые микрографические прорастания в полевых шпатах и ксеноморфные зерна, зажатые между плагиоклазами; эгирин — удлиненные зерна от бледно-зеленого до темно-зеленого цвета со спайностью в двух направлениях под углом 90°, с прямым погасанием, высоким рельефом; рибекит — ромбо-

видные кристаллы, таблички, ксеноморфные выделения, заполняющие промежутки между полевыми шпатами, часто встречаются игольчатые и лучистые скопления. Цвет от светло-коричневого до почти черного, слегка синеватого, погасание прямое.

Щелочные граносиениты — мелко-, среднезернистые породы, преимущественно равномернозернистые, на 60—70% сложены полевыми шпатами, на 15—30 — кварцем, на 10—15% — темноцветными минералами. Структура микропегматитовая, текстура массивная. Калиево-натриевый полевой шпат широкопластинчатый и ксеноморфный, часто с микроклиновой решеткой, пелитизирован. Плагиоклаз представлен длиннопризматическими лейстами, края которых резорбированы, плагиоклаз часто сильно калишпатизирован. Кварц слагает ксеноморфные зерна, частично кристаллы, оформленные в нескольких гранях, но в основном образует микрографические прорастания в полевых шпатах. Темноцветные минералы представлены ромбовидными кристаллами щелочных амфиболов, часто сдвойникованными, а также ксеноморфными выделениями.

Щелочные кварцевые сиениты — средне- и мелкозернистые порфириформные породы, на 65—70% сложены полевыми шпатами, на 10—15% — кварцем и на 5—20% — темноцветными минералами. Участками кварцевые сиениты имеют равномернозернистую структуру. В целом количество вкрапленников не превышает 10%, это длиннопризматические плагиоклазы. В основной массе калиево-натриевый полевой шпат и плагиоклаз содержатся примерно в равном количестве. Калиево-натриевый полевой шпат представлен широкопластинчатыми, но нечетко оформленными выделениями с изъеденными краями, частично пелитизирован, иногда имеет четко выраженную микроклиновую решетку. Плагиоклаз длиннопризматический, почти полностью мирмеки-тизирован, пронизан «червячками» кварца. Кварц на 90% представлен именно мирмекидами, частично это микрографические вроски, а меньшая часть — ксеноморфные зерна, которые зажаты между полевыми шпатами, образующими бахрому или причудливые сферолитоподобные выделения. Темноцветные минералы представлены щелочными амфиболами и пироксенами в виде обрывков кристаллов, копьевидных кристаллов, табличек, часто с игольчатой бахромой в торцах, скоплений и переплетений этих иголок (размеры не более 0,2 мм).

Щелочные сиениты мелко-, среднезернистые порфириформные. Во вкрапленниках присутствуют полевые шпаты (~15%), в основном плагиоклаз, они зональные, размер от 0,5 до 2 мм; крупные длиннопризматические зерна плагиоклаза образуют гломероскопления в 2—3 индивида, зональные, часто нацело сосюритизированы и калишпатизированы. Основная масса призматически-зернистая, сложенная (до 70%) полевыми шпатами (плагиоклаз — длиннопризматические лейсты с полисинтетическими двойниками;

калиево-натриевый полевой шпат — широкопластинчатые или ксеноморфные зерна). Кварц (до 5%) образует главным образом мirmekитовые вроски в полевых шпатах. Темноцветные минералы (15—20%) представлены либо скоплениями мелких зерен, либо ксеноморфными зернами, заполняющими промежутки между полевыми шпатами. Это щелочные амфиболы, часто образующие длинные игольчатые кристаллы, плеохроирующие в темно-зеленых цветах.

Монцодиориты, монцититы — мелко-, среднезернистые, равномернозернистые породы, участками слабопорфировидные (во вкрапленниках — плагиоклаз), на 70% сложены полевыми шпатами и на 30% — темноцветными минералами. Плагиоклаз нескольких генераций — более крупные, практически ксеноморфные зерна зажаты между лейстами мелкого призматического плагиоклаза и амфибола. Длинные лейсты плагиоклаза размером 1—2×0,2—0,5 мм образуют расходящиеся веера, пучки волнисто погасающие, среди которых расположены длинные кристаллы щелочных амфиболов, иногда вплетающиеся в плагиоклазовые веера, иногда пересекающие их. Около 25—30% темноцветных минералов представлены копьеподобными кристаллами роговой обманки. Изредка отмечаются мелкие ксеноморфные выделения кварца.

В гранитоидах малочекинского комплекса отмечается высокое содержание щелочей, причем количество K₂O с увеличением кислотности повышается, а Na₂O — уменьшается (табл. 7, 8, 9). Малочекинскому комплексу свойственно ярко выраженное бимодальное распределение по кремнекислотности, причем максимумы соответствуют последним фазам внедрения (60—68% — вторая фаза, 66—74% — третья фаза). Распределение щелочей в целом нормальное, но слегка асимметричное, смещенное в сторону высокощелочных разностей. Это смещение объясняется в основном содержанием калия.

Практически на всех диаграммах очень четко отделяются гранитоиды западной и восточной ветвей. Основное отличие заключается в том, что щелочные гранитоиды восточной ветви более калиевые на всем интервале кислотности и более железистые.

Для пород малочекинского комплекса характерна очень высокая концентрация РЗЭ (суммарно до 500 г/т), особенно тяжелых РЗЭ (рис. 6). Концентрация микроэлементов с большими ионными радиусами и легких лантаноидов примерно соответствует таковой в верхней коре, а концентрация высокозарядных и тяжелых РЗЭ существенно их превышает. Породы резко обеднены Sr (рис. 7).

Таблица 7

Среднее содержание оксидов (вес.%) в породах малочекинского комплекса

Массив	Фазы	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Чекинский	I	2	60,86	1,39	16,38	3,53	2,57	0,14	1,92	4,15	6,95	2,11
	II	15	64,44	1,03	15,32	3,24	2,73	0,16	1,35	2,46	6,58	2,40
	III	42	72,19	0,39	12,92	2,64	1,54	0,11	0,39	0,88	5,09	3,70
Богдановский	I	3	57,63	1,56	15,49	4,78	4,37	0,11	2,05	4,29	6,04	1,86
	II	12	64,85	0,90	15,36	2,61	2,78	0,10	1,12	2,17	6,26	2,70
	III	37	70,04	0,47	13,93	2,18	1,98	0,07	0,47	1,20	5,19	3,59
Горы Малая Чека	I	3	57,38	1,23	15,01	6,94	4,91	1,39	1,57	1,65	6,19	3,40
	II	25	63,87	0,85	14,74	4,08	3,07	0,17	0,77	1,69	5,75	4,36
	III	13	70,91	0,28	11,83	3,33	1,94	0,25	0,26	0,68	4,31	4,64
Горы Длинная	II	9	63,87	0,82	14,77	4,98	2,92	0,17	0,65	1,28	6,60	3,81
Горы Кудрявая	II	2	67,65	0,45	16,07	1,36	1,11	0,09	0,91	1,92	5,56	4,73
	III	15	71,66	0,49	14,68	1,32	0,91	0,06	0,49	0,71	4,77	4,83

Примечание: I фаза — монцититы и монцодиориты; II фаза — щелочные сиениты; III — щелочные граниты и щелочные граносиениты.

Таблица 8

Среднее содержание микроэлементов (г/т) в породах малочекинского комплекса

Массив	Фазы	n	Rb	Sr	Ba	Th	Zr	Nb	Y	La/Yb
Чекинский	I	3	33,65	145,00	400,77	4,84	378,5	15,10	62,30	4,93
	II	8	69,63	217,4	440,49	8,68	392,53	16,05	62,83	6,14
	III	8	70,66	53,07	392,97	12,9	772,68	33,04	102,30	4,28
Богдановский	I	1	47,72	292,50	329,55	4,55	81,469	9,092	47,75	4,33
	II	3	53,31	197,40	409,13	6,97	132,33	17,67	65,66	4,64
	III	3	73,07	47,88	382,10	12,10	348,87	32,98	72,49	3,54
Горы Малая Чека	II	2	58,62	86,26	54,38	8,26	249,83	23,84	53,05	5,86
	III	5	91,14	30,32	407,98	7,01	207,59	21,50	37,94	4,77
Горы Длинная	II	2	52,61	37,36	570,02	8,11	384,08	46,70	49,91	3,91

Таблица 9

Среднее содержание РЗЭ (г/т) в породах малочекинского комплекса

Массив	Фазы	n	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Чекинский	I	3	30,30	74,20	9,65	40,80	9,65	2,80	10,70	1,70	10,80	2,30	6,90	1,00	6,15	1,00
	II	8	41,80	87,49	12,30	52,70	11,30	3,20	12,10	1,90	12,00	2,40	7,25	1,10	6,81	1,10
	III	8	51,40	107,70	14,70	57,60	13,20	2,30	14,70	2,60	17,50	3,80	12,00	1,80	12,00	1,80
Богдановский	I	1	24,10	55,18	8,13	37,70	9,59	2,60	10,40	1,60	10,80	2,20	6,09	0,90	5,56	0,80
	II	3	40,10	84,41	13,90	58,90	13,40	3,00	14,20	2,30	15,40	3,20	9,29	1,40	8,64	1,30
	III	3	39,30	87,72	15,00	61,50	14,00	2,00	14,30	2,50	17,40	3,70	11,00	1,70	11,10	1,60
Горы Малая Чека	II	2	39,30	67,69	11,20	46,60	10,40	2,10	10,80	1,80	11,80	2,40	7,03	1,00	6,71	1,00
	III	5	30,50	55,49	8,16	32,80	7,33	1,00	7,37	1,30	8,78	1,90	5,74	0,90	6,40	1,00
Горы Длинная	II	2	30,60	68,68	11,10	45,60	10,30	2,50	11,70	1,90	12,90	2,70	7,76	1,10	7,83	1,20

В настоящее время получено пять Rb/Sr-минеральных изохрон (рис. 8) по валовым пробам, полевым шпатам и щелочным амфиболам: щелочные сиениты — 223 ± 10 млн лет (СКВО=0,39); щелочные граносиениты — 238 ± 19 млн лет (1,14); щелочные граниты — $226,1 \pm 4$ (0,81); $229,3 \pm 2,1$ (0,082); $229,7 \pm 3,6$ млн лет (1,4). Расчет по 5 валовым пробам дает изотопный возраст 237 ± 21 млн лет, который и является, вероятно, наиболее достоверным. Чуть более «молодые» цифры скорее всего отражают более позднее флюидное событие, приведшее к некоторому

перераспределению Rb и Sr между минералами, но существенно не повлиявшему на изотопную систему.

Низкое начальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равное 0,70510, сочетается с обычным для гранитных пород мезозойского возраста начальным отношением $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, равным 0,512837. Двухстадийный модельный Nd-возраст магматического источника щелочных гранитоидов малочекинского комплекса приходится на границу палеозоя и докембрия — 547 млн лет. Эти данные свидетельствуют, что мезозойские щелочные гранитоидные расплавы Магнитогорской зоны имели существенно обогащенный глубинный источник, который претерпел предварительную флюидную подготовку со значительным привнесом высокозарядных элементов и калия.

Геодинамическая интерпретация. Полученные результаты позволяют сделать некоторые выводы относительно геодинамических обстановок формирования мезозойских гранитоидов Южного Урала. Их внедрение приходится примерно на границу анизийского и ладинского веков среднего триаса. Следует иметь в виду, что с начала триаса регион находился в режиме широтного растяжения, в результате чего на границе Восточно-Уральской и Зауральской зон развивался рифт (Челябинский грабен) с интенсивным базальтоидным вулканизмом (туринская серия), который, с одной стороны, близок к трапповому, а с другой — к рифтовому. Такая ситуация объясняется, видимо, расположением Челябинского рифта на западной окраине Сибирской трапповой провинции.

Прекращение базальтоидного вулканизма примерно на рубеже анизийского и ладинского веков среднего триаса связано скорее всего со сменой обстановки растяжения на обстановку сжатия. В результате Челябинский рифт трансформировался в рампы, развитие которого продолжалось вплоть до ранней юры. Следует также иметь в виду, что полоса ранне-среднетриасовых конгломератов наблюдается и западнее Карабулакского взбросо-сдвига, контролирующего размещение массивов щелочных гранитоидов. Не исключено, что эта полоса фиксирует структуру, подобную Челябинскому грабену, но гораздо меньшего масштаба.

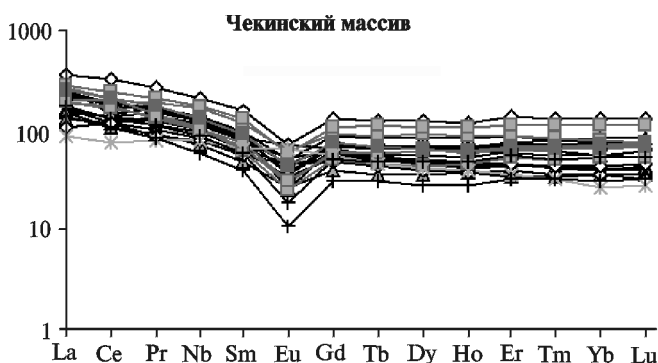


Рис. 6. Распределение РЗЭ в щелочных гранитоидах малочекинского комплекса (массив Чека). Нормировано по хондриту C_1 [Sun, McDonough, 1989]

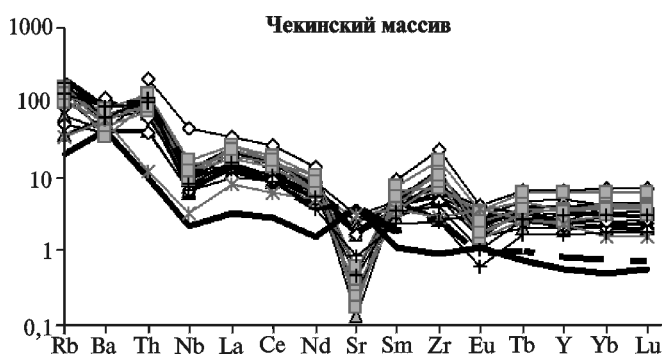


Рис. 7. Распределение рассеянных элементов в щелочных гранитоидах малочекинского комплекса (массив Чека). Толстые линии — нижняя и верхняя кора [Sun, McDonough, 1989]

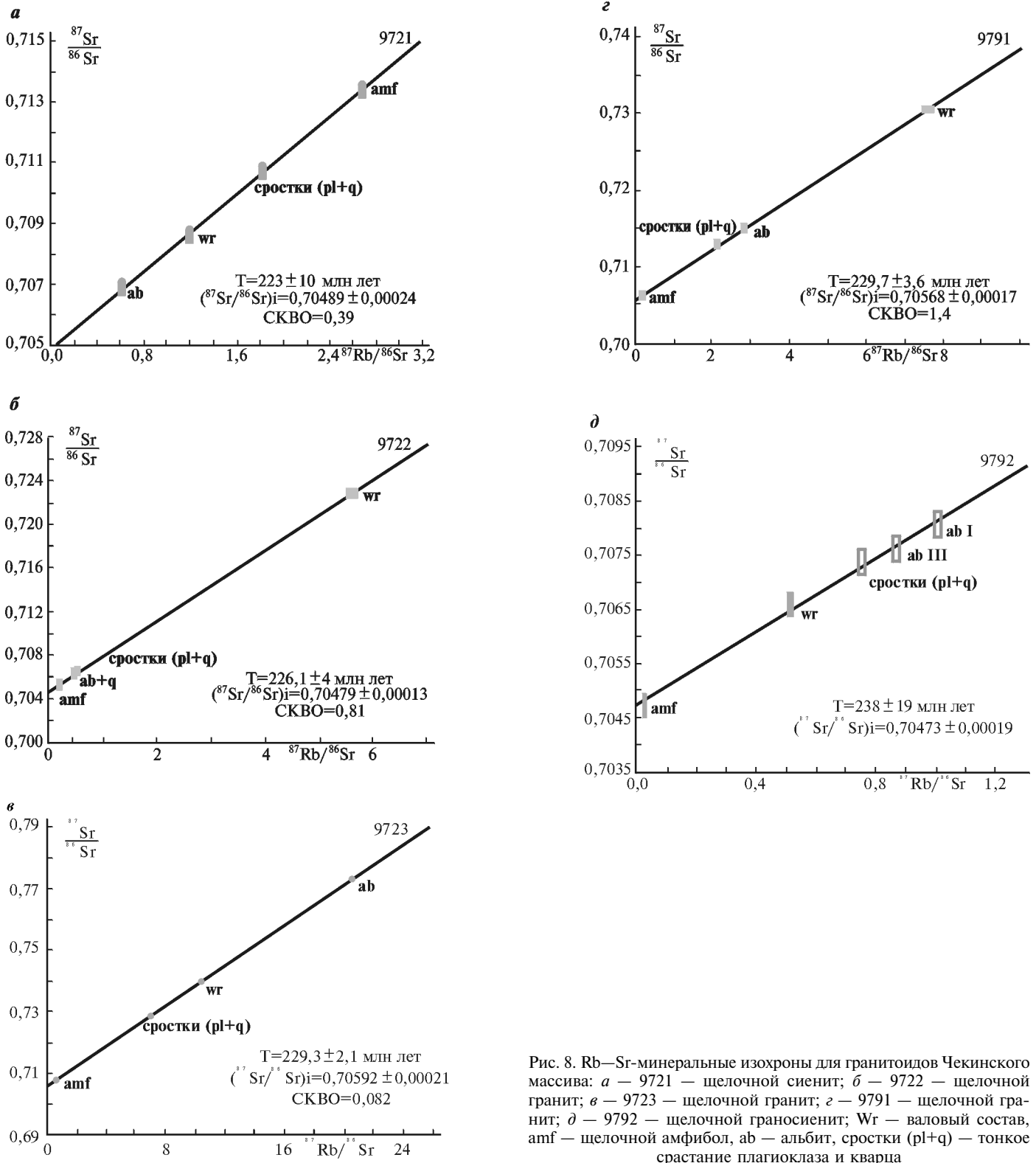


Рис. 8. Rb—Sr-минеральные изохроны для гранитоидов Чекинского массива: а — 9721 — щелочной сиенит; б — 9722 — щелочной гранит; в — 9723 — щелочной гранит; г — 9791 — щелочной гранит; д — 9792 — щелочной граносиенит; Wг — валовый состав, amf — щелочной амфибол, ab — альбит, сростки (pl+q) — тонкое сростание плагиоклаза и кварца

Структурные исследования [Серавкин и др., 1998; Тевелев, Кошелева, 2002] показывают, что в мезозое режим сжатия реализовался в виде правосторонней транспрессии. В частности, известно, что правостороннюю кинематику имеет Карабулакско-Богдановский взбросо-сдвиг, смещающий Верхнеуральский массив с горизонтальной амплитудой 3—4 км, да и

Копейская шовная зона, сдвиговые смещения по которой в раннем карбоне были левыми [Тевелев и др., 2007], в конце палеозоя и начале мезозоя имела правосдвиговую кинематику.

Вместе с тем приток тепла в среднем триасе сохранился и реализовался в формировании коровых очагов на западном плече рифта, в пределах Восточно-

Уральской зоны, где мощная континентальная кора сформировалась еще в ранней перми. Как следует из приведенных выше данных, плавлению верхней коры допалеозойского возраста предшествовала ее интенсивная флюидная переработка, а само частичное плавление было минимальным, что предопределило крайне кислый состав гранит-порфиров кисинетского комплекса. Магматические очаги возникли в непосредственной близости (около 12 км) от западной границы рампа, однако полагаем, что при среднетриасовой правосторонней транспрессии система правых меридиональных сдвигов формировалась в пределах всей Магнитогорской зоны [Серавкин и др., 1998], в том числе и на удалении около 70 и 100 км от Челябинского генерального сдвига, в восточной части мегазоны. Практически все массивы малочекинского комплекса формировались в локальных зонах при-сдвигового растяжения. Они внедрялись из глубинных очагов, в которых плавлению предшествовала интенсивная флюидная переработка субстрата. Воз-

раст магматического источника, вероятно, отвечает границе палеозоя и докембрия. Как уже отмечалось, щелочные гранитоиды восточной и западной ветвей различаются по составу. Причины такого различия еще предстоит выяснить, однако они скорее всего связаны с тем, что массивы восточной ветви формировались вблизи Восточно-Уральской зоны с более мощной континентальной корой.

Таким образом, основным событием среднетриасовой истории Южного Урала нам представляется жесткая косая коллизия Восточно-Европейского и Казахстанского континентальных блоков, которая достаточно быстро сменила режим растяжения в середине среднего триаса. С режимом растяжения связан базальтоидный вулканизм рифтового типа, а с коллизионным — весьма специфический малоглубинный ультракислый и щелочной магматизм.

Авторы глубоко признательны профессорам Э.М. Спиридонову и В.С. Попову за многочисленные консультации и ценнейшие советы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Булькин Л.Д., Ланцова В.Н. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист N-41-XIX. Сер. Южно-Уральская. Свердловск, 1962.

Гладких В.С., Гусев Г.С., Зайков В.В. и др. Геологическое картирование вулканоплутонических поясов. М.: Роскомнедра, 1994.

Попов В.С., Богатов В.И., Петрова А.Ю., Беляцкий Б.В. Возраст и возможные источники гранитов Мурзинско-Адуйского блока, Средний Урал: Rb—Sr и Sm—Nd изотопные данные // Литосфера. 2003. № 4. С. 3—18.

Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Структурная эволюция Южного Урала на позднеколлизионном этапе его развития // Тектоника и геодинамика. Общие и региональные аспекты: Материалы тектонического совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 1998. С. 177—179.

Смирнов В.Н., Иванов К.С., Краснобаев А.А. и др. Результаты K—Ar датирования Адуйского гранитного массива (восточный склон Среднего Урала) // Литосфера. 2006. № 2. С. 148—156.

Тевелев А.В., Кошелева И.А. Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье) // Тр. лаборатории геологии складчатых поясов. М.: Изд-во МГУ, 2002.

Ал. В. Тевелев — геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, вед. науч. сотр.,
e-mail: atevelev@rambler.ru;

И.А. Кошелева — геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, вед. инженер,
e-mail: foxalbit@rambler.ru;

М.А. Фурина — геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, аспирант,
e-mail: maria_furina@mail.ru;

Б.В. Беляцкий — ВНИИ Океангеология, ст. науч. сотр.,
e-mail: bbelyatsky@mail.ru

Тевелев А.В., Кошелева И.А., Попов В.С. и др. Палеозойды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья // Тр. лаборатории геологии складчатых поясов. Вып. 4. М., 2006.

Тевелев А.В., Попов В.С., Кошелева И.А., Беляцкий Б.В. Среднетриасовые гранит-порфиры Южного Урала: геология, геохимия, изотопный состав и геодинамическая интерпретация // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли: Материалы Междунар. науч. конф. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007.

Червяковский С.Г. Основные черты геохимической специализации щелочных гранитоидов Магнитогорского мегаантиклинория // Редкие элементы в гранитоидах Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981.

DePaolo D.J., Linn A.M., Schubert G. The continental crust age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm—Nd isotopic data and application to the southwestern United State // J. Geophys. Res. 1991. Vol. 96, N B2. P. 2071—2088.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: Magmatism in ocean basins // Geol. Soc. Spec. Publ. London, 1989. N 42.

Поступила в редакцию
06.06.2008