

УДК. 551.24(571.54/.55)

К ПРОБЛЕМЕ ПРОИСХОЖДЕНИЯ АНГАРО-ВИТИМСКОГО БАТОЛИТА (ОПЫТ СРАВНИТЕЛЬНОГО АНАЛИЗА ВИТИМКАНСКОГО И ЗАГАНСКОГО КОМПЛЕКСОВ)

Н.А. Маркина

Воронежский государственный университет

Территория Забайкалья характеризуется широким распространением гранитоидного магматизма. Крупное гранитоидное тело – Ангаро-Витимский батолит, характеризующийся полигенностью, полихронностью и включающий более десятка интрузивных комплексов, среди которых – витимканский, являющийся наиболее распространенным и достаточно хорошо изученным. В статье приводятся результаты сравнительного анализа, основанного на данных по геологии, петрохимии и геохимии витимканского и обрамляющего Ангаро-Витимский батолит с юго-востока - заганского комплексов, их тектоническая интерпретация, а также рассматриваются возможные геодинамические модели формирования.

Территория Забайкалья является уникальной по масштабам проявления, времени становления и разнообразию гранитоидного магматизма, поэтому проблема формирования гранитоидных комплексов, несмотря на полувековую историю их изучения, не теряет своей актуальности. Крупнейший гранитоидный плутон Забайкалья – Ангаро-Витимский батолит – сложное геологическое тело, имеет полихронную историю, полигенное происхождение и объединяет в своих пределах более десятка интрузивных комплексов [1]. Проблемы возрастных датировок и геодинамической природы гранитоидных образований являются тесно взаимосвязанными и новые данные о возрасте пород существенно меняют геодинамические представления об объекте исследования. Проблемам, связанным с Ангаро-Витимским батолитом в общем и витимканским комплексом в частности, в научной литературе уделяется много внимания, поэтому данный комплекс будет взят за эталон, с которым будет производиться сравнение. Южная граница батолита проходит по реке Хилок, вдоль которой обнажаются гранито-гнейсы заганского комплекса (рис.1). Заганский комплекс, традиционно считавшийся гранито-гнейсовым куполом и возраст которого исторически определялся условно протерозойским, либо раннепалеозойским [Неопубликованные данные. Кошкин и др., 2002; 4] в последние годы получил новую трактовку модели формирования, в которой он сравнивается с рифтогенными гнейсово-милонитовыми комплексами метаморфических ядер Северной Америки и возраст его экспонирования считается позднеюрско-раннемеловым [2]. Целью данного исследования является уточнение геодинамических условий формирования Заганского гранито-гнейсового комплекса на основе изучения геологии, петрохимии, геохимии пород и сопоставления результатов исследования с аналогичными данными для пород витимканского комплекса.

На водоразделе рек Горбылок и Западный Горбылок батолит обладает крутыми, субвертикальными контактами с признаками аллохтонного залегания и содержит достаточно большое количество разномасштабных тел – ксенолитов вмещающих

карбонатных и терригенных пород, которые превращены соответственно в мраморы и роговики существенно кварц – биотитового (с кордиеритом) состава. Иногда в крупных провесах кровли (водораздел Муя – Уакит) отмечаются явления мигматизации.

Различными авторами для гранитоидов выделялось разное количество фаз, но, как правило, такое деление правомерно лишь для локальных территорий. Деление комплекса на 2 фазы является в настоящее время наиболее распространенным для большей части территории развития комплекса.

К ранней (главной) и наиболее широко распространенной фазе витимканского комплекса относятся биотитовые и амфибол-биотитовые граниты, гранодиориты, как правило, порфиroidной структуры, а также гранодиориты, граносиениты, монцодиориты. Ко второй фазе отнесены нормальные или лейкократовые граниты равномернозернистого сложения. Они слагают крупные тела и небольшие штоки среди образований 1 фазы или на небольшом удалении от них. Граниты представляют собой мелко-, среднезернистые породы светлого и розовато-серого цвета. Текстура пород массивная, реже в краевых частях массивов наблюдается гнейсовидная текстура. В апикальных частях интрузий часто проявлены процессы метасоматической переработки пород – серицитизация, грейзенизация, березитизация.

Возраст гранитоидов Ангаро-Витимского батолита оценивается по разным источникам от позднепротерозойского [5] до раннепалеозойского [6]. В последние годы в результате работ по ГДП-200 спорово-пыльцевым методом был получен среднепалеозойский (фран-фаменский) возраст вмещающих осадочных пород. Абсолютный возраст гранитоидов витимканского комплекса, определённый Rb-Sr методом 286 ± 12 млн.лет, с первичным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7071 \pm 0.0007$ [7], по U-Pb методу 303 – 315 млн. лет [8], что соответствует позднему карбону.

Биотитовые граниты, являющиеся наиболее распространенными среди пород витимканского комплекса, под микроскопом обнаруживают порфиroidную, гипидиоморфозернистую, гранитную,

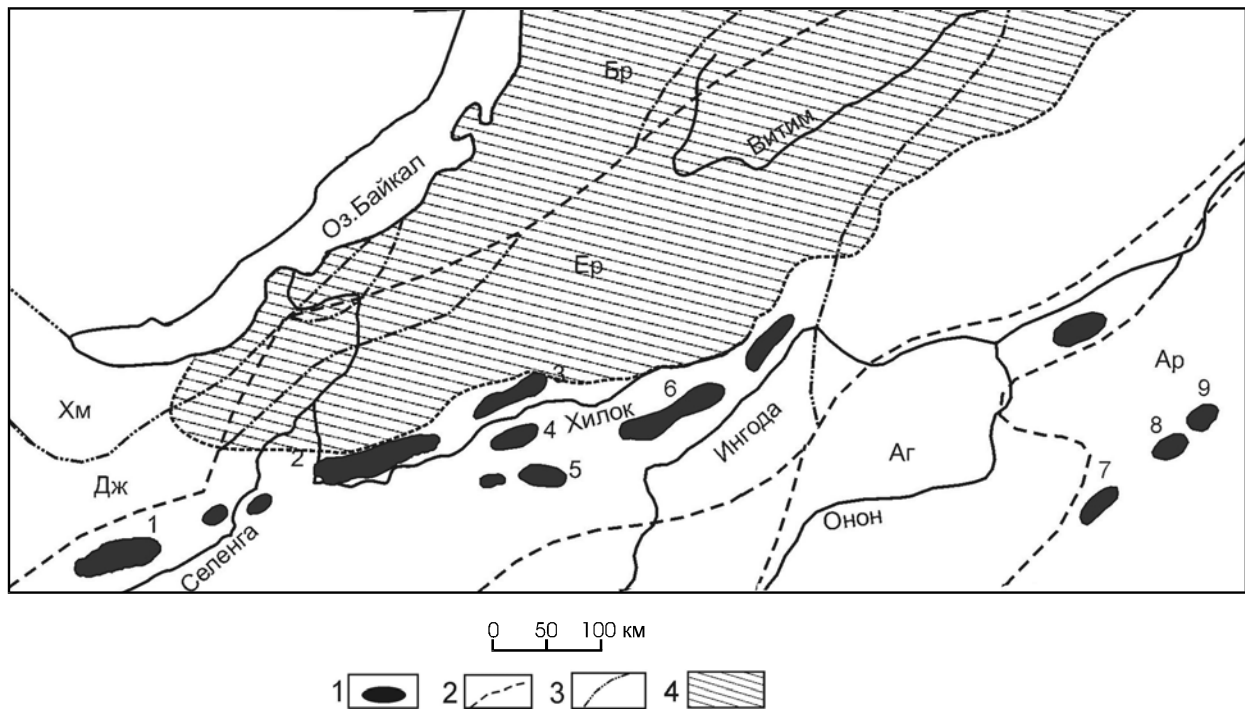


Рис. 1. Схема расположения пород Ангаро-Витимского батолита и комплексов метаморфических ядер в структуре Забайкалья составлена на основе [2] и [3]. Комплексы метаморфических ядер (1), основные разломы (2), границы микроконтинентов и террейнов (3), область распространения пород Ангаро-Витимского батолита (4). Цифрами на схеме обозначены комплексы метаморфических ядер: 1 – Бутулийн-Нурский, 2 – Заганский, 3 – Цаган-Хуртейский, 4 – Безымянный, 5 – Малаханский, 6 – Яблоновый, 7 – Цаган-Олуевский, 8 – Западно-Кутомарский, 9 – Восточно-Кутомарский; Буквами обозначены террейны и микроконтиненты: Аг – Агинский, Ар – Аргунский, Бр – Баргузинский, Дж – Джидинский, Ер – Еравнинский, Хм – Хамардабинский, Хн – Хэнтейский

участками мirmekитовую структуру, массивную текстуру и состоят из плагиоклаза (23-43%), калишпата (15-40%), кварца (25-35%), биотита (3-8%), иногда роговой обманки (менее 1%). Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, ортитом, рутилом. Широко развиты вторичные минералы: серицит по плагиоклазу, хлорит по биотиту, мусковит, эпидот. Изученные граниты представляют собой породы магматического происхождения, с обычным взаимоотношением породообразующих минералов, иногда наблюдаются участки их грануляции и вторичного изменения, главным образом, за счет мусковитизации.

Заганское поднятие - крупная (100x20 км) антиклинальная структура северо-восточного простирания, морфологически совпадающая с одноименным хребтом и сложенная породами малханского и заганского комплексов. В осевой части поднятия на поверхность выведены гнейсо-граниты заганского интрузивного комплекса. С вмещающими гнейсами они связаны постепенными переходами через зоны мигматитов, реже имеют секущие контакты.

Строение заганского комплекса трехфазное. Первая фаза представлена габбро, габбродiorитами и диоритами. Вторая (наиболее распространенная) - амфибол-биотитовыми и биотитовыми гнейсо-гранитами, гранодиоритами, реже граносиенитами, связанными между собой постепенными переходами. В третью фазу формировались умеренно-щелочные и щелочные граниты и лейкограниты. Характерной особенностью пород являются наличие

у них гнейсовидных и директивных текстур, а также тесная взаимосвязь с метаморфитами малханского комплекса, окаймляющими заганский комплекс. Жильную фацию представляют аплиты и пегматиты. Главную роль в строении Заганского купола играют гранитоиды второй фазы комплекса. Среди пород преобладают амфибол-биотитовые двуполовошпатовые граниты и гранодиориты. Наименее измененные слабо гнейсовидные разнозернистые (от мелко- до крупнозернистых) граниты серого цвета отмечаются в центральных частях Заганского поднятия. Первоначально граниты обладали гипидиоморфнозернистой структурой, частично сохранившейся, большая же часть пород имеет катакластические типы структур. Минеральный состав пород: плагиоклаз (30-60%), калинатровый полевой шпат (15-30%), кварц (20-30%), биотит, изредка амфибол, мусковит, гранат; акцессорные минералы: сфен, циркон, апатит, магнетит, ильменит, рутил. Содержание темноцветных минералов до 5%.

Возраст образований заганского комплекса исторически определялся условно протерозойским, либо раннепалеозойским [4]. Геологические взаимоотношения также не уточняют этого положения. Гнейсо-граниты прорывают метаморфиты малханского комплекса условно рифейского возраста и перекрываются отложениями верхнепермской алентуйской свиты, а также находятся в гальке нижнемеловых конгломератов.

С целью более корректной интерпретации полученных данных в ходе работ по ГДП-200 было

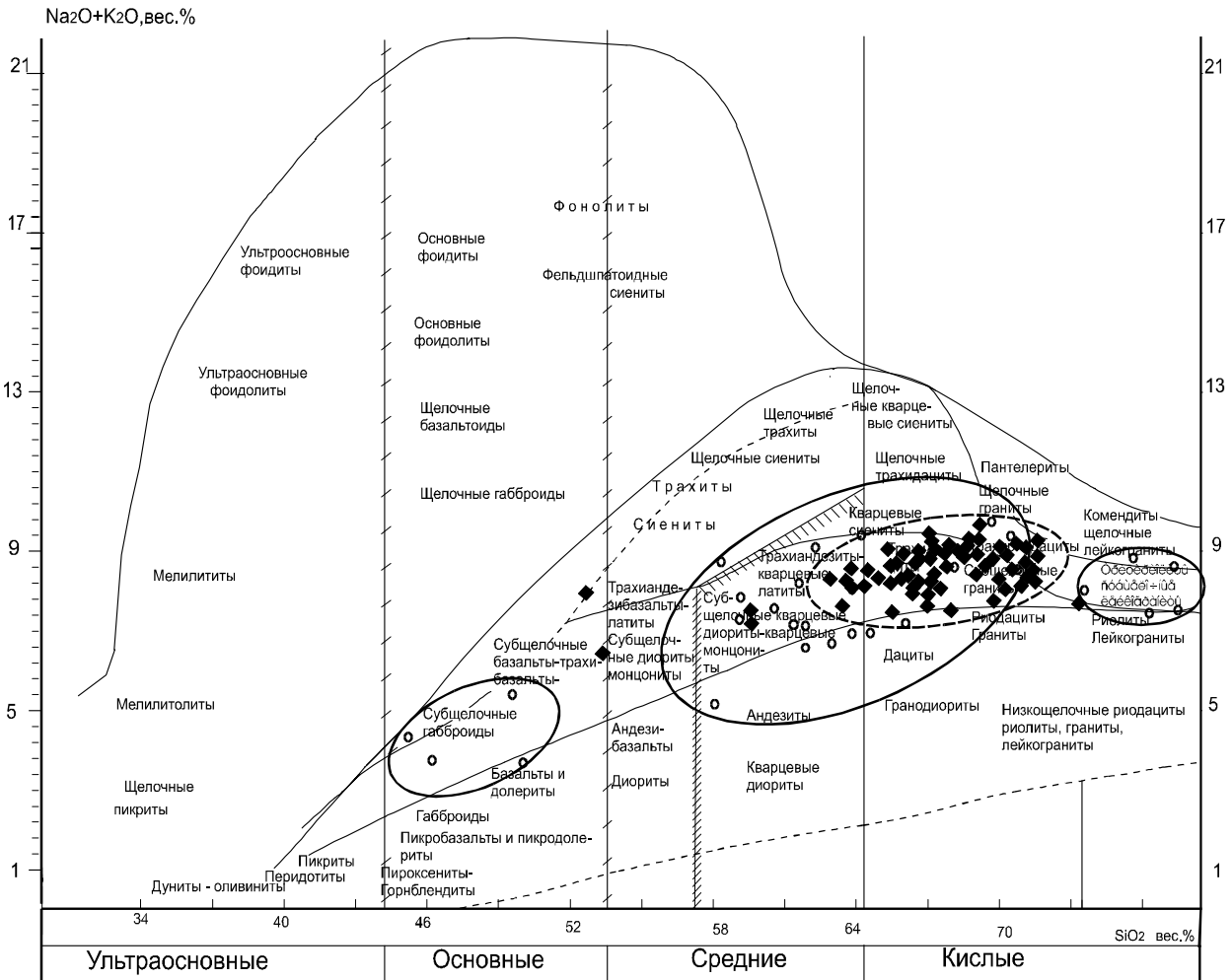


Рис. 2. Классификационная диаграмма (основа графики по [10]) для пород заганского и витимканского комплексов. Условные обозначения: \odot - результаты химического анализа пород заганского комплекса, \blacklozenge - результаты химического анализа пород витимканского комплекса

проведено датирование цирконов (U-Pb) из гнейсогранитов (три пробы) и кристаллосланцев (три пробы) обрамления гранито-гнейсового купола. Дополнительно, порошки всех проб исследовались Sm-Nd методом на определение модельного возраста. Исследования цирконов показали следующие цифры: гнейсо-граниты - $153,5 \pm 25$; $160,7 \pm 25$ и 233 ± 25 млн. лет, кристаллосланцы - 170 ± 10 ; 243 ± 10 млн. лет и 122 ± 10 млн. лет по сфену. Величины Sm-Nd модельных возрастов $T_{Nd}(DM)$ соответственно – 729, 762 и 1072 млн. лет и 926, 1099 и 1840 млн. лет [Неопубликованные данные. Кошкин и др., 2002]

Радиологический возраст, определенный Rb-Sr методом по десяти пробам гранодиоритов и гранитов, составляет 289 ± 23 млн. лет, при начальном отношении $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7051 \pm 0,002$ [2]. Близкие значения возраста получены для щелочных гранитов Верхне-Маргинтуйского массива и составляют 279 ± 3 млн. лет при начальном отношении $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7041 \pm 0,003$ [2]. Значения возраста, полученные для кристаллических сланцев и гнейсов, составляют 134 ± 4 млн. лет при начальном отношении $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7076$ [2]. Проведенные исследования позволяют судить о времени тектонического экспонирования

Заганского комплекса метаморфического ядра, соответствующий позднему юре – раннему мелу и оценить длительность этого экспонирования в 45-50 млн. лет [2].

Сравнительный анализ гранитоидов заганского и витимканского комплексов производился на основе сопоставления петрохимических, геохимических данных и геодинамической характеристики с помощью дискриминантных диаграмм.

Петрохимические признаки широко используются при анализе магматизма, при этом классификационная диаграмма сумма щелочей – кремнезем рекомендуется в качестве основной [9]. Фигуративные точки, отвечающие силикатным анализам заганского комплекса в системе координат $SiO_2 - \sum K_2O + Na_2O$ (рис.2), подтверждают представление о том, что формирование пород происходило в три фазы. Фигуративные точки первой фазы отвечают габброидам и субщелочным габброидам с содержанием SiO_2 44-51%. Вторая охватывает спектр пород от гранодиоритов до субщелочных гранитов с содержанием SiO_2 65-71%. Фигуративные точки третьей фазы попадают в поле лейкогранитов с содержанием SiO_2 72-76%. По петрохимическим характеристикам основная масса образований заган-

Таблица 1

Результаты анализа ICP для гранитоидов заганского комплекса (в г/т)

	1 (701-3)	2 (727-4)	3 (A101-7)	4 (109)	5 (87-1)		1 (701-3)	2 (727-4)	3 (A101-7)	4 (109)	5 (87-1)
Li	35	38	30	62	51	La	40	54	76	17	33
Be	6	5,7	5,9	5,3	7	Ce	68	121	156	36	80
Sc	21	23	21	22	19	Pr	7,8	10	17	4,8	6,8
Ti	1480	1380	1100	489	1040	Nd	26	32	58	18	22
V	20	24	14	4,2	19	Sm	3,7	5,4	8,7	4,3	2,9
Cr	15	33	51	0	0	Eu	1,4	1,1	1,7	1,3	1,3
Fe	20600	27200	12200	10500	17900	Gd	2,7	4,3	5,9	2,8	2,8
Mn	305	369	209	118	330	Tb	0,32	0,54	0,63	0,36	0,38
Co	1,5	1,8	0,85	0,58	1,6	Dy	1,7	2,1	2,5	1,7	1,9
Ni	8	10	17	0	0	Ho	0,25	0,43	0,39	0,3	0,4
Cu	16	12	6,8	6,3	12	Er	0,88	1,3	1,2	1,1	1,4
Zn	77	31	26	38	50	Tm	0,17	0,22	0,18	0,22	0,24
Ga	32	33	35	29	32	Yb	1	1,3	1,2	1,6	2
Ge	1,4	3	1,4	1,3	1,3	Lu	0,12	0,16	0,18	0,26	0,33
Rb	123	117	136	101	146	Hf	3	4,8	5,3	6,3	7
Sr	355	255	278	163	217	Ta	4,9	2,7	4,2	2,9	3,5
Y	4,9	6	5,7	5,6	6,1	W	3,2	3,4	0,76	7,3	10
Zr	64	93	91	94	110	Au	0,26	0	0	1,9	0,96
Nb	15	10	13	6,8	11	Hg	0,23	0,17	0,35	0	0
Mo	0,47	0,64	0,5	0,9	1	Tl	1,3	1,3	1,4	1,2	1,9
Ag	0,04	0	0,56	0,55	0,86	Pb	51	42	46	37	41
Cd	0,26	0,25	0,24	0,13	0,27	Bi	0,27	0,16	0,17	0	0,48
Sn	2,5	1,5	1,5	0,84	1,8	Th	34	56	37	52	48
Sb	0,07	0,56	0	1,2	1,4	U	3,3	11	8,6	3,7	2,8
Te	0	0	0,02	0,14	0	P				705	885
Cs	8,7	4,8	8,3	3,4	9,9	As				168	274

Примечание к таблице 1: 1-гнейсо-гранит, 2-гнейсо-гранит, 3-лейкогранит, 4-лейкогранит, 5-гнейсо-гранит

ского комплекса попадает в область умеренно-щелочных пород калиевонатриевой серии высоко- и весьма высокоглиноземистых. Корреляция между кремнеземом и K_2O отсутствует, что свидетельствует о привносе последнего.

Геохимические особенности гранитоидов *заганского* и *витимканского* комплексов изучались с помощью результатов анализа ICP и приведены в таблицах 1, 2, 3. Данные общего анализа ICP изучались в сравнении с кларковыми содержаниями для кислых пород по А.П. Виноградову. Для гранитоидов *заганского* комплекса отмечено повышенное содержание некоторых некогерентных элементов таких, как Hf (к/к 0,9-7), V (к/к 2,45-3,14), а также уран, торий. Некоторые литофильные элементы находятся в концентрациях, близких к кларку, например, Be (к/к 1,03-1,3). Остальные характеризуются пониженными содержаниями: Mo (к/к 0,4-0,9); Nb (к/к 0,3-0,7) и Rb (к/к 0,5-0,7).

По данным результатов ICP для редкоземельных элементов, нормированных к хондриту, строились кривые распределения. В основе интерпретации графиков распределения REE лежит модель их фракционирования в магматических системах, базирующаяся на результатах экспериментов и обобщенных данных по распределению редкоземельных элементов в аксессуарных и породообразующих минералах, а также в магматических породах. Перераспределение REE в процессах выплавления магм

и их последующего кристаллизационного фракционирования зависит от последовательности плавления или кристаллизации минеральных фаз [11].

Распределение REE для *заганского* комплекса характеризуется обогащенным профилем для LREE и обедненным для HREE (рис.3). Отмечается отсутствие выраженной аномалии Eu (рис.4), что указывает на подавленность фракционирования как плагиоклаза, так и амфибола в процессе эволюции магматического расплава. Это в свою очередь может свидетельствовать о проявлении процесса гранитизации при формировании пород *заганского* комплекса.

На диаграмме в координатах $SiO_2 - \sum Na_2O + K_2O$ (рис.2) основная часть фигуративных точек *витимканского* комплекса попадает в поле субщелочных гранитов, частично в поле кварцевых сиенитов и отдельные точки тяготеют к областям распространения субщелочных кварцевых диоритов – кварцевых монзонитов. Гранитоиды *витимканского* комплекса относятся к нормальному и субщелочному ряду и характеризуются следующими параметрами: сумма щелочей ($Na_2O + K_2O$) колеблется от 7,3 до 9,9; преобладает калий, коэффициент щелочности (Na_2O/K_2O) составляет в среднем 0,41 [13, 14].

Содержания большинства литофильных элементов (литий, бериллий, рубидий, стронций, цезий) в гранитоидах *витимканского* комплекса в общем близки к кларковым. Повышенные концентрации

Таблица 2

Результаты анализа ИСР для гранитов из витимканского комплекса (в г/т)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	
4/1	4/2	4/3	4/4	4/5	4/6	6/1	6/2	6/3	6/4	6/6	6/8	6/9	6/10	6/11	7/1	7/2	7/3	7/4	8/1	8/2	14/1	15/3	15/6	15/7	20/1	21/1	22/1	22/2	31/1	
Li	60	47	71	78	60	79	73	86	104	137	144	114	97	107	169	52	91	65	118	185	208	25	14	20	27	121	66	163	110	150
Be	2.7	3.0	3.2	3.5	2.8	3.6	3.4	4.6	4.2	3.6	4.4	4.6	6.1	2.9	3.4	3.4	1.4	3.5	4.0	1.8	3.0	1.2	3.1	2.5	2.8	4.1	2.0	4.8	72	
Sc	12	21	12	29	14	12	14	23	30	18	17	27	47	18	22	2.6	5.7	6.3	7.2	7.6	8.4	6.4	22	34	30	52	48	57	3.9	72
Ti	4130	2910	3130	3000	2530	2960	2880	1000	1680	2590	1810	1890	8320	6960	4630	578	1160	1250	1190	1960	3970	1160	1090	1640	1770	3390	2740	3410	1930	5210
V	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mn	408	283	341	328	259	338	435	500	829	594	694	879	639	546	39	145	140	139	459	641	266	204	180	221	618	597	859	276	1140	
Co	5.3	3.9	3.2	3.4	3.1	3.1	2.9	1.5	2.5	2.8	2.3	3.3	17	12	7.9	0.51	1.2	1.0	1.2	3.9	10	1.7	1.6	2.4	1.9	3.1	4.2	1.9	5.5	
Ni	6.5	7.7	5.3	5.8	3.8	7.2	6.1	5.4	3.8	8.8	11	11	22	13	11	3.8	1.9	1.2	2.3	8.3	5.3	1.0	0.0	0.0	0.36	0.76	8.3	0.43	9.8	4.2
Cu	85	313	201	179	140	143	74	229	139	132	198	148	126	152	163	65	16	21	19	40	27	14	5.6	12	15	11	22	16	5.3	18
Zn	66	226	76	74	45	44	45	56	42	44	55	33	57	125	39	30	16	28	27	26	44	17	15	20	18	35	28	44	47	85
Ga	38	37	38	39	35	43	38	37	38	38	39	44	41	42	22	20	18	17	18	18	18	64	50	48	40	52	38	61	16	35
Ge	1.1	1.0	0.87	0.49	0.82	1.2	1.0	1.5	1.2	1.4	1.5	1.3	1.1	1.2	1.6	1.2	0.60	0.44	0.73	0.66	0.82	2.3	1.5	1.5	2.0	2.0	2.5	1.5	2.7	
As	52	59	10	109	67	4.2	24	98	161	0.1	55	127	159	59	0.22	0.87	0.92	69	83	41	8.4	2.0	0.44	0.84	230	4.6	167	1.8	2.1	348
Se	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Rb	62	60	55	69	55	64	87	112	76	78	79	77	94	112	155	97	43	45	48	35	41	178	90	9.3	86	119	111	112	101	
Sr	1040	1100	972	1110	1140	1070	886	225	1370	1350	994	1110	493	390	334	341	603	729	777	603	766	211	188	578	738	772	824	784	620	1040
Y	6.6	3.4	3.9	4.3	4.1	3.5	5.3	3.4	10	13	11	13	16	13	2.8	4.4	4.2	4.9	11	19	2.3	1.3	2.2	3.4	7.9	6.0	7.4	6.9	13	
Zr	43	32	24	49	25	29	40	67	58	142	84	108	77	43	119	19	35	26	38	25	26	161	97	109	44	144	55	69	36	78
Nb	6.6	4.4	5.4	5.5	5.2	5.2	5.1	2.6	7.2	11	12	12	10	11	3.6	5.7	6.6	6.7	7.4	7.9	14	4.1	4.2	5.0	8.8	7.2	8.3	6.7	11	
Mo	0.4	0.3	0.23	0.11	0.18	0.24	0.12	0.46	0.39	0.29	0.17	0.16	0.63	0.31	0.63	0.08	0.13	0.13	0.10	0.25	0.19	0.26	6.3	0.76	0.66	0.59	0.80	0.34	0.57	0.73
Ag	0.96	0.22	0.21	0.08	0.2	0.39	0.19	0.03	0.20	0.38	0.43	6.5	0.32	0.49	0.36	1.1	0.45	0.55	1.4	0.44	0.33	0.15	1.3	0.24	0.75	0.26	0.46	0.0	0.74	0.0
Cd	0.67	1.4	1.2	0.73	0.64	0.93	0.42	1.0	0.81	2.6	3.4	1.00	0.90	1.9	2.2	0.81	0.74	1.1	2.3	1.1	1.0	0.24	0.10	0.09	0.03	0.16	0.14	0.06	0.22	0.2
Sn	4.0	26	17	15	10	12	5.8	16	10.0	9.4	17	11	9.4	14	16	13	3.3	3.4	6.0	4.8	3.0	0.8	1.2	0.81	1.5	1.6	1.8	2.0	1.3	1.8
Sb	0.31	11	0.25	0.25	0.0	1.5	2.2	0.95	0.16	0.88	0.18	0.15	0.35	0.06	0.19	0.33	0.89	1.2	0.55	1.2	0.41	0.26	0.17	0.17	0.61	0.59	0.33	0.75	0.0	0.0
Cs	2.4	2.9	1.4	4.3	2.3	1.4	2.5	5.8	4.4	2.1	2.9	4.8	8.5	9.1	12	3.9	2.2	5.1	5.1	5.4	2.9	1.1	0.9	1.2	4.0	2.9	3.9	4.1	2.6	7.7
Ba	6920	7100	5700	8940	6280	5870	7990	5370	9870	5460	8300	7900	3160	1680	6750	7780	13100	5770	5080	689	506	2620	6710	2410	7810	956	804	804	7790	
Hf	2.6	1.7	1.9	2.6	1.4	2.6	2.8	4.4	2.5	5.9	4.6	5.2	3.4	2.7	6.9	3.0	4.1	3.5	3.8	3.7	4.5	8.1	4.5	5.3	2.6	4.0	1.9	3.4	2.4	3.1
Ta	1.5	1.2	1.0	1.2	0.86	0.78	1.0	1.2	1.2	1.3	1.3	1.7	2.1	2.3	3.0	1.3	1.5	3.0	2.8	2.0	0.89	0.86	0.48	0.39	0.96	0.64	0.88	0.76	0.71	1.4
W	0.33	0.2	0.07	0.2	0.11	0.09	0.2	1.4	0.28	0.39	1.3	0.79	0.39	1.1	0.72	4.6	0.89	0.70	0.56	1.2	0.49	0.0	0.0	0.0	457	12	0.0	0.0	0.0	1.5
Hg	0.25	0.33	0.08	0.0	0.12	0.0	0.13	0.13	0.05	0.4	0.14	0.24	0.20	0.20	0.39	0.19	0.09	0.07	0.05	0.24	0.14	0.0	0.0	0.0	6.3	0.15	0.0	0.0	0.08	0.0
Tl	0.8	0.73	0.71	0.81	0.5	0.86	1.3	1.6	0.78	0.82	0.9	0.96	1.00	1.5	1.8	3.5	1.5	1.3	1.3	1.0	1.2	0.74	0.73	0.72	0.43	0.81	0.64	0.72	0.93	0.71
Pb	40	39	36	39	37	40	38	38	37	56	7	56	42	58	78	45	56	70	67	121	27	26	35	32	34	24	29	32	42	38
Bi	0.09	29	5.9	5.5	1.6	1.5	0.59	1.8	1.3	0.76	1.9	0.97	1.2	1.3	1.4	2.5	0.05	0.11	0.15	0.40	0.0	0.07	0.12	0.14	0.03	0.07	0.11	0.08	0.79	0.2
Th	15	8.9	11	10	14	12	13	17	5.6	10.0	14	14	15	26	49	20	26	29	31	25	13	14	17	19	9.7	11	9.6	12	12	16
U	1.1	0.87	0.79	0.8	1.3	1.0	0.66	1.1	0.71	2.4	1.3	1.7	1.8	2.3	3.3	1.3	3.0	2.4	1.9	2.4	1.4	2.8	1.9	1.2	0.67	2.4	3.8	4.2	2.1	2.4

Примечание к таблице 2: образцы 1-6 – граниты дуголевошлатовые биотитсодержащие; 7,8 – граниты порфиroidные, биотитсодержащие; 9 – гранит дуголевошлатовый биотитсодержащий; 10 – микрогранит порфиroidный; 11, 12 – граниты дуголевошлатовые биотитсодержащие; 13 – гранодиорит; 14 – монцодиорит; 15, 16 – граниты порфиroidные дуголевошлатовые, биотитсодержащие; 17 – гранит микроклинный биотитсодержащий; 18, 19 – граниты дуголевошлатовые биотитсодержащие; 20 – кварцевый диорит; 21 – гранодиорит; 22 – граносиенит; 23 – граносиенит; 24 – лейкократовый гранит; 25, 26 – граниты порфиroidные биотитсодержащие; 27-30 – граниты порфиroidные биотитсодержащие

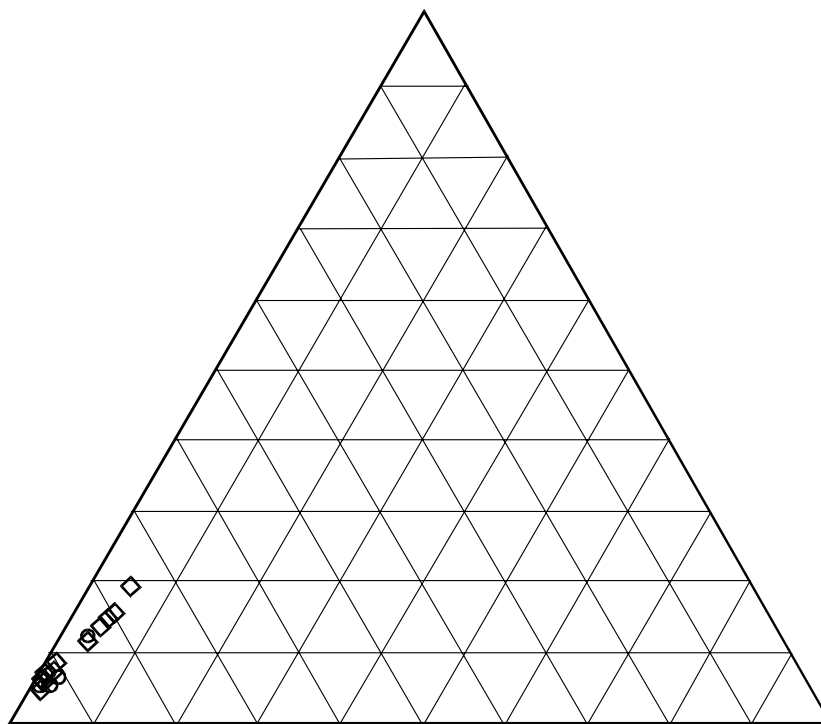
Таблица 3

Результаты анализа ICP (REE) для гранитоидов витимканского комплекса (в г/т)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	4/1	4/2	4/3	4/4	4/5	4/6	6/1	6/2	6/3	6/4	6/6
La	129	65	60	73	64	53	54	36	22	23	33
Ce	227	115	113	124	118	113	92	63	40	43	56
Pr	24	13	13	15	13	10	9.8	6.4	5.1	4.9	6.5
Nd	84	44	45	50	46	40	37	26	20	20	24
Sm	11	5.2	6.3	7.1	5.4	4.4	5.6	3.4	3.8	4.7	4.4
Eu	3.3	2.5	2.3	3.3	2.2	2.4	3.0	1.7	2.8	2.4	2.8
Gd	12	7.2	7.4	8.1	6.6	5.8	6.7	4.1	4.2	5.0	5.1
Tb	0.87	0.53	0.62	0.57	0.51	0.39	0.62	0.35	0.56	0.72	0.66
Dy	3.0	1.7	1.8	2.1	1.5	1.5	2.2	1.2	3.1	4.3	3.1
Ho	0.46	0.22	0.29	0.30	0.21	0.24	0.37	0.29	0.64	0.88	0.67
Er	1.4	0.84	0.87	0.98	0.90	0.64	0.94	0.74	1.6	2.5	2.0
Tm	0.11	0.07	0.10	0.09	0.08	0.09	0.11	0.06	0.22	0.36	0.25
Yb	1.2	0.55	0.35	0.58	0.59	0.61	0.69	0.59	2.1	2.1	1.7
Lu	0.12	0.08	0.06	0.07	0.05	0.04	0.10	0.05	0.23	0.37	0.29

Примечание к таблице 2: образцы 1-6 – граниты двуполевошпатовые биотитсодержащие; 7,8 – граниты порфиroidные, биотитсодержащие; 9 – гранит двуполевошпатовый биотитсодержащий; 10 – микрогранит порфиroidный; 11 – гранит двуполевошпатовый биотитсодержащий.

Σ MREE (Sm+Eu+Gd+Tb+Dy+Ho)



Σ LREE (La+Ce+Pr+Nd)

Σ HREE (Er+Tm+Yb+Lu)

Рис. 3. Диаграмма Σ LREE (La-Nd) - Σ MREE (Sm-Ho) - Σ HREE (Er-Lu) (основа графики по [12]).

Условные обозначения: ○ - породы заганского комплекса, ◇ - породы витимканского комплекса

наблюдаются для бора (превосходит кларковые на два порядка), бария, содержание которого достигает семи кларков. Такие концентрации литофильных элементов характерны для коровых гранитоидов. Среди халькофильных элементов высокими концентрациями обладают медь (к/к 8), мышьяк (к/к 39), селен (к/к 23) и висмут (к/к 402), что может свидетельствовать о наложенном постмагматическом гидротермальном процессе. Содержания сидерофильных элементов (титан, кобальт, никель) близки

к кларкам, исключение представляет хром, концентрация которого резко понижена. Пониженными содержаниями относительно кларка характеризуются также некоторые некогерентные элементы: тантал, вольфрам, уран, ниобий; торий близок к кларку, а гафний достигает трех кларков.

Геохимической особенностью гранитоидов витимканского комплекса является отсутствие европиевого минимума на трендах распределения REE. На графиках отмечается слабое повышение ев-

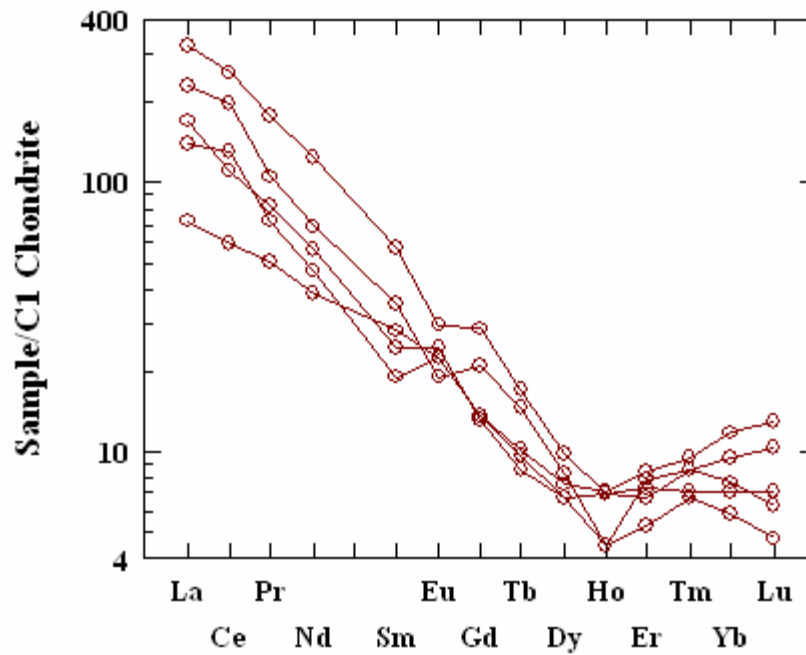


Рис. 4. Тренды распределения REE в породах заганского комплекса

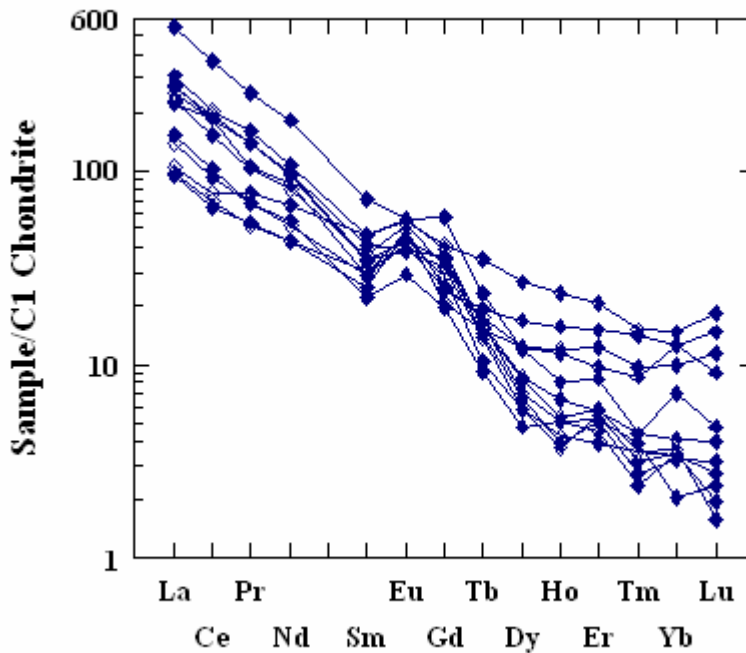


Рис. 5. Тренды распределения REE в породах витимканского комплекса

ропия (рис.5), свидетельствующее либо о фракционировании амфибола, либо о процессах гранитизации. Относительно редкая встречаемость амфибола в породах витимканского комплекса позволяет сделать вывод о том, что причиной европиевого максимума является процесс гранитизации. Характер распределения REE свидетельствует об обогащенности

легкими редкоземельными элементами и обедненности тяжелыми (рис.3). Коэффициент фракционирования, вычисленный через отношение La/Yb, составляет от 10,5 до 118,2, что характерно в целом для коровых гранитоидов. Обогащенность легкими редкоземельными элементами и обедненность тяжелыми, а также повышенные концентрации некото-

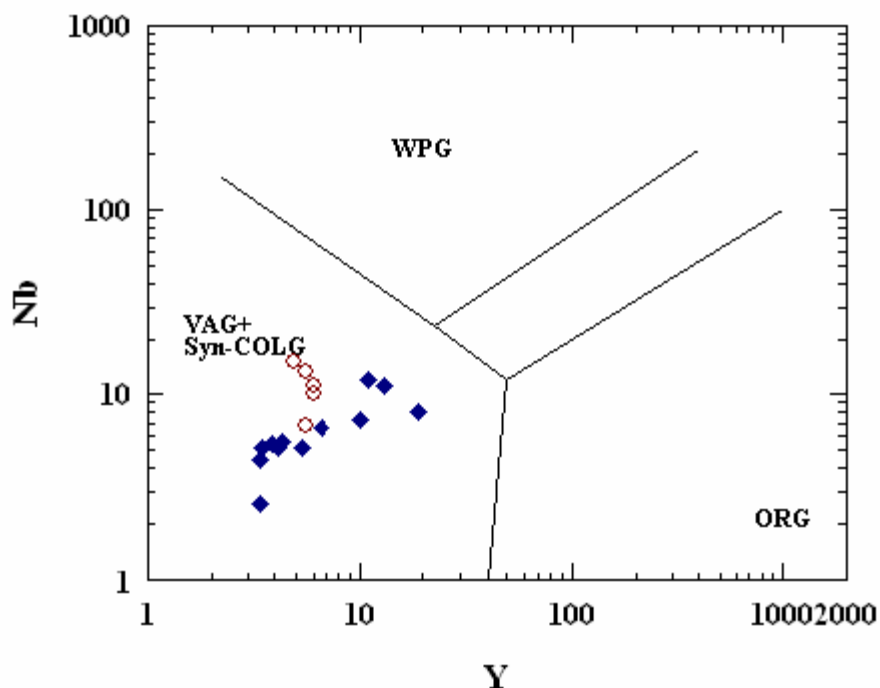


Рис. 6. Положение гранитоидов заганского и витимканского комплексов на бинарной диаграмме Y-Nb (основа графики по [16]). Поля на диаграммах : syn-COLG – синколлизийные, WPG – внутриплитные, VAG – гранитоиды островных дуг, ORG- океанического дна. Условные обозначения: ○ -породы заганского комплекса, ◆ - породы витимканского комплекса

рых литофильных элементов указывает на коровое происхождение гранитоидов витимканского комплекса. Такой вывод подтверждается и результатами исследований методом рубидий-стронциевых изотопов, по которому установлено отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7071 \pm 0.0007$, характерное для коровых гранитоидов [15].

Для расшифровки геодинамической природы рассматриваемых комплексов использовались дискриминантные диаграммы Пирса [16]. Первая диаграмма с системой координат Y-Nb (рис.6) не позволяет различать островодужные и коллизийные гранитоиды. Фигуративные точки заганского и витимканского комплексов попадают в поле гранитоидов островных дуг + синколлизийные. На второй диаграмме в системе координат Rb-(Y+Nb) (рис.7) фигуративные точки рассматриваемых комплексов попадают в поле гранитоидов островных дуг, при этом образцы, отвечающие породам заганского комплекса тяготеют к области диаграммы, соответствующей коллизийным гранитоидам.

Для более точной расшифровки геодинамической природы гранитоидов были использованы тройные диаграммы, построенные теми же авторами [17]. Тройная диаграмма позволяет различить собственно коллизийные гранитоиды - S-тип (коровые) и гранитоиды, формирование которых связано субдукцией, унаследованной от островодужной стадии и продолжено в ходе коллизии - I-тип (подкоровые) [18].

На тройной диаграмме в системе координат Hf – Rb/30 – Ta*3 фигуративные точки заганского комплекса (рис.8) попадают в поле коллизийных подкоровых гранитоидов (I-тип), хотя также тяготеют к границе раздела с гранитоидами, отвечающими внутриплитной обстановке. Основная часть фигуративных точек витимканского комплекса на тройной диаграмме располагается в поле синколлизийных подкоровых гранитоидов, частично приближаясь к гранитоидам островных дуг, другая часть точек попадает в поле гранитоидов внутриплитных обстановок.

Таким образом, формирование гранитоидов витимканского комплекса происходило в коровых условиях с компонентой плавления подкорового вещества, на что указывают петрохимические и геохимические данные, а также результаты геодинамической интерпретации. Формирование гранитоидов заганского комплекса, очевидно, происходило во внутриплитной обстановке под влиянием флюидной переработки или участием вещества с более глубоких уровней коры или подкорового субстрата.

Рассматриваемый район является частью Центрально-Азиатского складчатого пояса байкалит и каледонид, структура которого была существенно переработана в позднем палеозое – мезозое процессами внутриплитного магматизма и рифтогенеза и имеет сложное блоковое строение. История геодинамического развития района Забайкалья, согласно представлениям ряда исследователей [19,20,2], свя-

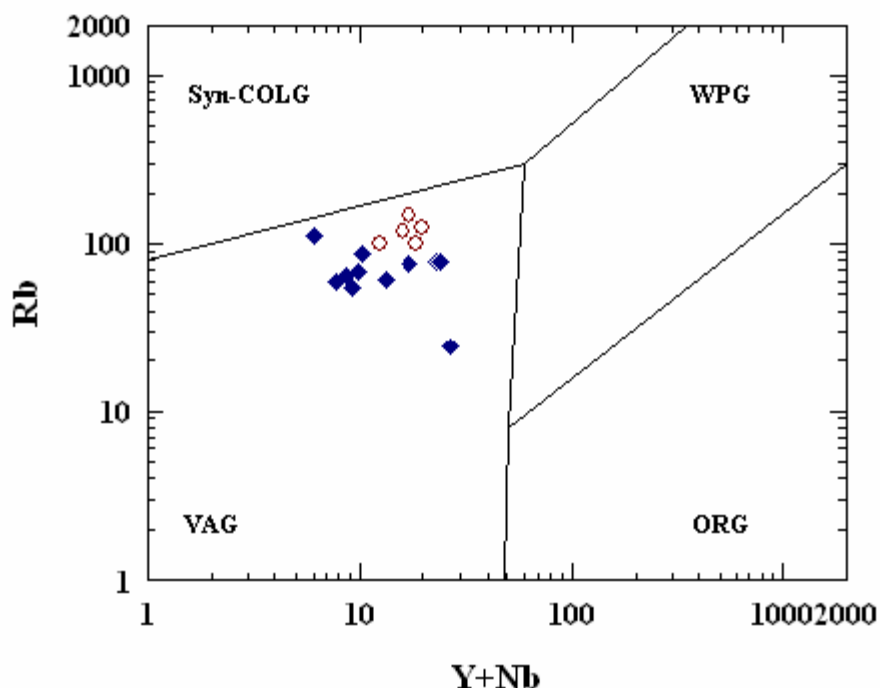


Рис. 7. Положение гранитоидов заганского и витимканского комплексов на бинарной диаграмме Rb–(Y-Nb) (основа графики по [16]). Поля на диаграммах : syn-COLG – синколлизийные, WPG – внутриплитные, VAG – гранитоиды островных дуг, ORG- океанического дна. Условные обозначения: ○ -породы заганского комплекса, ◆ - породы витимканского комплекса

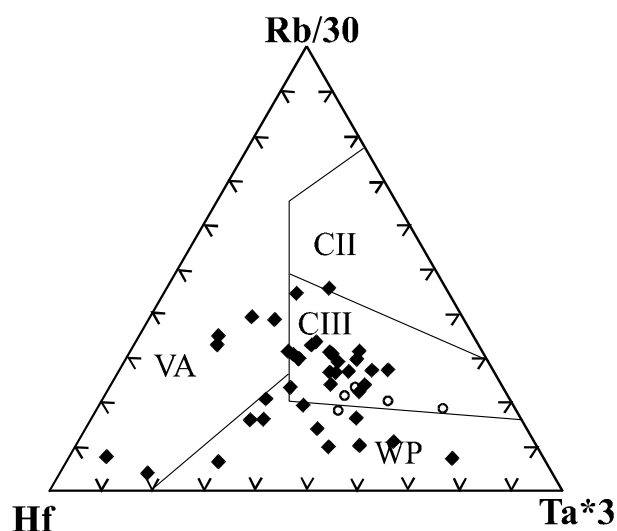


Рис. 8. Положение гранитоидов заганского и витимканского комплексов на тройной диаграмме Hf – Rb/30 – Ta*3 (основа графики по [17]). Поля на диаграммах : VA – островодужные; СП – коллизийные коровые; СШ – коллизийные подкоровые; WP – внутриплитные (анорогенные). Условные обозначения: ○ - породы заганского комплекса, ◆ - породы витимканского комплекса

зана с эволюцией Палеоазиатского океана, прошедшего через обстановки активной континентальной окраины в рифее, завершившейся присоединением микроконтинентов в венде, новой океанической стадии в венде-нижнем палеозое, коллизией террей-

нов с Сибирским кратоном в нижнем-среднем палеозое, активной континентальной окраины андийского типа в верхнем палеозое.

Существует несколько точек зрения относительно геодинамического развития Ангаро-Витимского батолита: его образование связывается с позднеколлизийной [21,22] или внутриплитной «надплюмовой» [23,24] геодинамической обстановкой. Петролого-геохимические характеристики изученных комплексов, не позволяют остановиться на какой-либо одной модели их формирования. На основании полученных данных нельзя говорить ни о чисто субдукционных, ни о чисто коллизийных, ни о чисто плюмовых условиях. Очевидно, что в течение среднего и верхнего палеозоя в регионе существовали своеобразные внутриплитные обстановки, контролирующиеся плюмовым тектогенезом, но с обязательным проявлением субдукционной компоненты [25]. Особенности вещественного состава и структурного положения позволяют сделать вывод, что «коллизийные», а точнее орогенные условия, проявившиеся в верхнем палеозое, являются весьма своеобразными, так как они не завершают типичный цикл Уилсона, а представляют собой вариант энсиалической орогении [26].

Зганский комплекс слагает крупное куполообразное поднятие, выраженное в современном рельефе одноименным хребтом и чаще именуемое в литературе гранито-гнейсовым куполом или валом [4]. В последнее время появилась иная трактовка

строения Заганского поднятия, в которой он и другие гранито-гнейсовые купола Забайкалья сравниваются с рифтогенными гнейсово-милонитовыми комплексами метаморфических ядер Северной Америки [2]. При формировании гранитогнейсовых куполов определяющую роль играют процессы гранитизации – переработки коры в результате воздействия мантийных и коровых флюидов [27]. При формировании комплексов метаморфических ядер разогрев и флюидная переработка нижних и средних частей коры также играют очень важную роль. В тоже время процесс экспонирования нижнекоровых образований в верхние части коры отличается принципиально. Различие в тектонической обстановке проявления куполов и ядер заключается в следующем: комплексы метаморфических ядер образуются в обстановке ярко выраженного растяжения, в то время как рост куполов происходит при слабом растяжении или отсутствии такового [2]. Геодинамические условия формирования заганского комплекса Е.В. Скляр [2] определяет как рифтогенез в зонах континентальной коллизии.

В решении проблемы соотношения формирования комплексов метаморфических ядер Забайкалья с эволюцией Монголо-Охотского океана принципиально важными являются вопросы о времени раскрытия и закрытия океана и о возрасте тектонической экспозиции ядер [2]. Экспонирование метаморфических ядер в мезозое указывает на окончательное закрытие Палеоазиатского океана в это время, при этом субдукция происходила в северном направлении, а остальные океанические бассейны находилось южнее, на территории современной Монголии.

На основании сравнительного анализа гранитоидов витимканского и заганского комплексов можно сделать следующие выводы.

1) Изученные комплексы существенно отличаются как по геодинамическим условиям формирования, так и по механизму образования, о чем свидетельствуют геологические данные и результаты геодинамической интерпретации вещественного состава. Неоднозначные геодинамические характеристики пород данных комплексов свидетельствуют о сложных условиях их формирования, связанных, очевидно, со сменами геодинамических режимов или пространственным наложением разных геодинамических обстановок.

2) Петрохимические и геохимические данные указывают на происхождение пород изучаемых комплексов в коровых условиях за счет процесса гранитизации. Очевидно, что образование гранитоидов данных комплексов является результатом плавления вещества коры, но процессы плавления были различны. При этом, высокая степень участия в плавлении более древних пород значительно затрудняет геодинамическую интерпретацию.

3) Отсутствие точных возрастных характеристик не дает возможности однозначно определить принадлежность образования пород комплексов к

определенному этапу развития Палеоазиатского океана. Решение проблемы возраста для гранитоидных образований района исследования могло бы значительно повысить возможности геодинамического анализа.

Работа выполнена при поддержке программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН №8 «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса: от палеоокеана к континенту».

ЛИТЕРАТУРА

1. Никитин А.В., Ненахов В.М. Проблемы геологии Ангаро-Витимского батолита // Вестн. Воронеж. ун-та. Геология. – 2002. - №2. - С. 8-19.
2. Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. - Новосибирск, 1997. -182 с.
3. Леонтьев А.Н., Литвиновский Б.А., Гаврилова С.П., Захаров А.А. Палеозойский гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса. – Новосибирск, 1981. -318 с.
4. Комаров Ю.В., Копылов Э.Н., Белоголовкин А.А. и др. Байкальский мегасвод (структура, магматизм, металлогения). - Новосибирск, 1984. -120 с.
5. Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. -Т. 2. –М., 1967. -653 с.
6. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н. Палеозойский гранитоидный магматизм Западного Забайкалья. – Новосибирск, 1976. -140 с.
7. Посохов В.Ф., Утина Е.Д., Посохова В.Л., Братчикова Е.В. Информационная записка к хоз.договору “Рубидий-стронциевое датирование гранитоидных комплексов Байкальской горной области” -Улан-Удэ, 2000. –25 с.
8. Рыцк Е.Ю., Амелин В.Ю., Ризванов Н.Г. и др. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия и геологическая корреляция. -2001. -Т.9, № 4. - С. 3-15.
9. Петрологическое изучение магматических ассоциаций коллизионных обстановок. -М., 1995. -217 с.
10. Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография (в 2-х частях). –М., 1985. -768 с.
11. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. -М., 1976. –267 с.
12. Минеев Д.А. Лантаноиды в минералах. – М., 1969. -182 с.
13. Ефремова С. В., Стафеев К. Г. Петрохимические методы исследования горных пород: Справочное пособие. -М.,1985. -511 с.
14. Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам химических анализов горных пород и определению их химических типов. -М., 1956. –246 с.
15. Маркина Н.А., Никитин А.В., Патрахин Е.Г. Вещественные особенности гранитоидов витимканского комплекса и геодинамические условия их формирования (Западное Забайкалье) // Геологи XXI века: Матер. Всеросс. научн. конфер. – Саратов, 2002. -С. 98-100.
16. Pears J. A., Harris N. B. W., Tindl A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of the granitic rocks // J. Petrol. -1984. -Vol. 25, pt. 44. - P. 956-963.
17. Harris N. B. W., Pears J. A., Tindl A. G. Geochemical characteristic of collision-zon magmatism // Collision tecton-

ics / Eds.: M. P. Coward, A. C. Ries, 1987. -Geol. Soc London spes. -Publ., №19. -P. 67-81.

18. Ненахов В.М., Иваников В.В., Кузнецов А.В., Стрик Ю.Н. Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов. -М., 1992. -100 с.

19. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн.1. - М., 1990. -327 с.

20. Беличенко В.Г., Складчиков Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртоого О. Геодинамическая карта палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика -1994 -№ 7-8. -С. 29-39.

21. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный Плутон. -Новосибирск, 1992. - 141с.

22. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Уикхем С.М. Ангаро-Витимский батолит, Забайкалье: строение, петрология, модель формирования // Геология и геофизика. -1994. -№ 7-8. -С. 217-234.

1994. -№ 7-8. -С. 217-234.

23. Ярмолук В.В., Будников С.В., Коваленко В.И. и др. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология. -1997. –Т. 5, №5, с.451-466.

24. Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б. Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центральноазиатском складчатом поясе // Геотектоника. -1997. -№5. -С. 18-32.

25. Никитин А.В., Патрахин Е.Г. Палеозойский магматизм Западного Забайкалья (геология, вещественный состав, возраст и геодинамика формирования) // Вестн. Воронеж. ун-та. Геология. – 2002. - №1.- С. 150-163.

26. Никитин А.В. Геология, вещественный состав и минерогения магматических комплексов Уакинской зоны (Западное Забайкалье): Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. – Воронеж, 2003. – 24 с.

27. Летников Ф.А. Гранитоиды глыбовых областей. - Новосибирск, 1975. -214 с.