

СУБГАНСКИЙ КОМПЛЕКС В ПЕТРОТИПИЧЕСКОЙ МЕСТНОСТИ: ГЕОХИМИЯ, ВОЗРАСТ, ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА (АЛДАНСКИЙ ЩИТ)

В.И. Березкин

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Метаморфизованные основные вулканыты и осадочные породы Субганского зеленокаменного пояса (ЗКП) имеют значительные геохимические отличия от таких же пород других ЗКП Алданского щита и других кратонов. Основные вулканыты имеют наиболее высокие содержания алюминия. Они отличаются некоторой обогащенностью легкими редкоземельными элементами и наличием отрицательной или положительной аномалий европия. Пелитовые сланцы выделяются большей зрелостью, преобладающим гранитным источником сноса и отсутствием геохимических связей с вулканытами. На основе геохимии и геохронологии этих пород, а также окружающих гранитов обсуждается геодинамическое развитие Субганского ЗКП. Осадкообразование и вулканизм происходили на зрелой континентальной коре, а гранитный магматизм и кульминационный метаморфизм – в коллизионной обстановке.

Ключевые слова: геохимия, вулканыты, пелиты, Субганский зеленокаменный пояс, Алданский щит.

В центральной и западной частях Алданского щита (басс. рек Алдан, Олекма, Токко, Чара) слабо и умеренно метаморфизованные породы обнажаются в виде редких обособленных выходов в мигматит-гнейсово-гранитном ареале. Структуры, сложенные этими породами, расчленяются на позднеархейские зеленокаменные пояса (ЗКП) и протерозойские прогибы. Для ЗКП характерны вулканогенно-осадочные разрезы, а для прогибов – осадочные. Название "субганский комплекс" часто употребляется как обобщающее определение для образований ЗКП, а иногда еще шире – для всех слабо и умеренно метаморфизованных пород. Нами этот комплекс изучался в разных районах, в том числе и в его петротипической местности – в бассейнах руч. Субган, Куорта и других левых притоков р. Чуга [1]. В статье рассматриваются материалы по геохимии как магматических, так и, впервые, осадочных пород Субганского ЗКП, полученные с применением различных аналитических методов: рентгено-флуоресцентного, пламенной фотометрии, количественного спектрального, нейтронно-активационного, эмиссионного спектрального с индуктивно связанной плазмой (ИСП), лазерно-люминесцентного.

На новой тектонической схеме Алданского щита [12] Субганский ЗКП находится в пределах Амгинской зоны тектонического меланжа (АЗТМ), разделяющей Западно-Алданский гранит-зеленокаменный (ЗАГЗ) и Нимнырский гранулит-ортогнейсовый (НмГО) террейны (рис.1). В зоне меланжа обнажаются породы, характерны для обоих террейнов, а также специфические осадочно-вулканогенные и интрузивные породы. Зона является областью широ-

кого развития надвигов, зон расланцевания и перекристаллизации и разновозрастного гранитного магматизма [9, 11]. О расчленении и корреляции как высокометаморфизованных толщ (чугинская и амедичинская, по В.Л. Дуку), так и толщ умеренного и слабого метаморфизма (субганская и ярогинская серии), а также гранитоидов и других интрузивных пород существуют различные точки зрения [4, 9, 10].

Геология, петрография и метаморфизм Субганской структуры рассмотрены ранее [1] и отражены на (рис.1). Судя по гравитационному максимуму, эта структура протягивается в меридиональном направлении на 45 км при ширине 3–5 км и до 10 км на юге и выклинивается на глубине около 2 км [13]. Из-за очень плохой обнаженности соотношения пород определены предположительно и/или по косвенным признакам. В метаморфизованных эффузивах и гипабиссальных интрузивных породах достаточно часто наблюдаются реликтовые структуры и текстуры первичных пород, и они характеризуются как толща и мелкие массивы соответственно. В других алданских ЗКП такие признаки исключительно редки или отсутствуют. Мелкие массивы субщелочных кварцевых диоритов и щелочных гранитов неизвестны в других ЗКП. С запада выходы пород субганского комплекса срезаны мощной (до 2 км) зоной очковых микрогнейсов, а с востока – узкими зонами мелкозернистых бластомилонитов и катаклазитов гранитоидного состава. Судя по усилению степени метаморфизма субганских пород, граниты восточного обрамления местами непосредственно контактируют с ними.

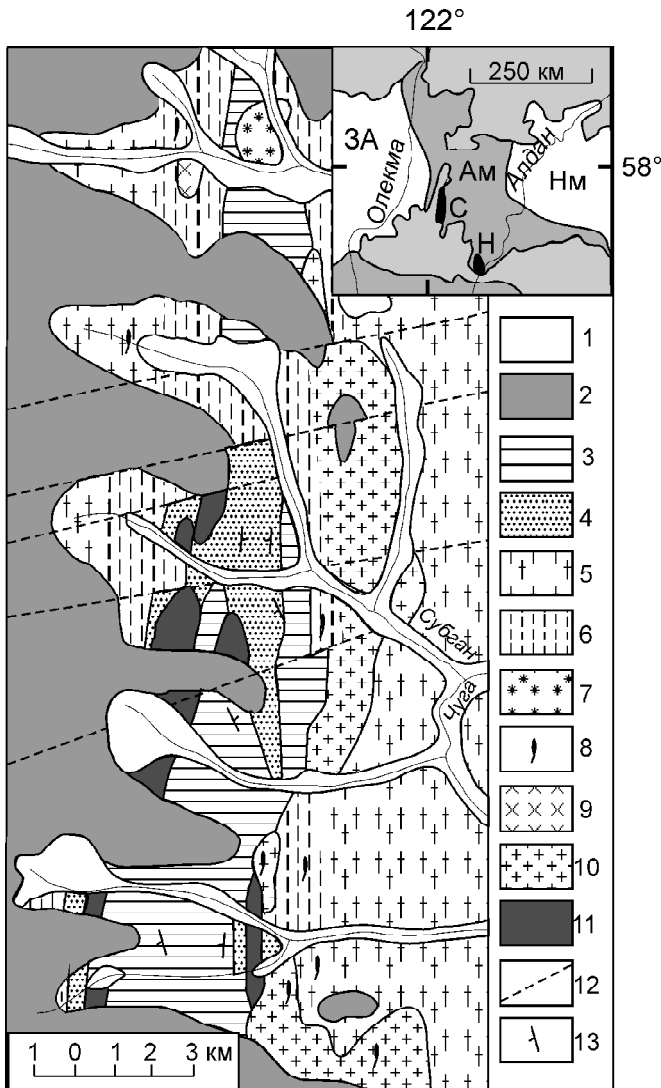


Рис.1. Схематическая геологическая карта Субганского зеленокаменного пояса.

1 – четвертичные отложения, 2 – платформенный чехол, 3 – амфибол-плагиоклазовые сланцы, 4 – андалузит-слюдяные, ставролит-андалузит-слюдяные и слюдяные сланцы, 5 – гранитогнейсы, гнейсы, редко основные кристаллосланцы, 6 – интенсивно рассланцованные и перекристаллизованные гранитоидные породы: очковые микрогнейсы и blastsмилониты, 7 – субщелочные кварцевые диориты, 8 – мусковитовые, двуслюдяные и гранатовые пегматиты, 9 – эгириновые и эгирин-рибекитовые граниты, 10 – биотитовые, мусковит-биотитовые и гранатовые граниты, 11 – метагаббродиабазы, 12 – предполагаемые поперечные разломы, 13 – простиранье и падение сланцеватости пород. На врезке: положение Субганского зеленокаменного пояса (С) на части карты террейнов Алдано-Станового щита [12]; Нм – Нимнырский гранулит-ортогнейсовый террейн, 3А – Западно-Алданский гранит-зеленокаменный террейн, Ам – Амгинская зона тектонического меланжа, Н – Немнэйский зеленокаменный пояс

Амфибол-плагиоклазовые сланцы (метабаза-лы) и слюдяные, андалузит-слюдяные, ставролит-андалузит (силлиманит)-слюдяные сланцы (метапелиты) являются главными породами комплекса и образуют, скорее всего, отдельные толщи с общей мощностью около 1 км.

Метабазальты и метагаббродиабазы по петрографическому и химическому составам относятся к единой толеитовой серии, дифференцированной по феннеровскому типу (табл.1, рис. 2А,Б). Довольно значительные колебания концентраций некоторых оксидов связаны как с наложенными изменениями, так и с особенностями дифференциации. Сохранившиеся реликтовые миндалины заполнены зернами кварца и/или плагиоклаза, при рассланцевании преобразуются в линзовидные или исчезающе тонкие слоевидные образования. В таких породах концентрация SiO_2 нередко бывает повышена до 57 %. Местами наблюдаются неравномерная биотитизация и интенсивная серицитизация плагиоклаза, в связи с чем повышается содержание K_2O до 2 %, иногда понижаются Na_2O до 0,5 % и CaO . В расчет средних составов и отчасти на диаграмму (рис.2А) анализы явно измененных образцов не включены. Поэтому средние составы, вероятно, близки к составам пород до их метаморфизма, за исключением может быть SiO_2 , щелочей, Rb, Ba. На рис.2 и табл. 1 видно, что с уменьшением MgO в породах серии увеличиваются FeO^* , TiO_2 , MnO , P_2O_5 , V, Sc, Rb, Zr, Y, U, Th и уменьшаются Al_2O_3 , CaO , Cr, Ni. В высокомагнезиальном метабазальте наблюдается положительная аномалия $\text{Eu}(\text{Eu}/\text{Eu}^*=1,28)$, а в высокожелезистом – отрицательная ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,71$) при значительно большей сумме редкоземельных элементов (РЗЭ) (рис. 3). Кроме того, заметна обогащенность метабазальтов легкими РЗЭ, $\text{La}_n/\text{Yb}_n=2,78$ и 4,07 соответственно. Эти закономерности отражают раннюю кристаллизацию основного плагиоклаза наряду с оливином (?) и/или пироксеном и более позднюю – рудного минерала (магнетита, титаномангнетита) и обогащение более поздних расплавов несовместимыми элементами. Кварцосодержащий амфибол-плагиоклазовый сланец с реликтами магматического плагиоклаза, вероятно, представляет собой один из самых поздних кристаллизатов. Такие же закономерности дифференциации родоначального расплава более убедительно проявлены в недавно выделенном нелюкинском комплексе – предполагаемом глубинном аналоге субганских метабазитов, – в составе которого обнаружены анортозиты [2].

В отличие от метабазитов, оценка наложенных химических изменений в субганских метапелитах более затруднительна. Судя по петрографическим данным и сравнительно узкой дисперсии содержаний оксидов и редких элементов, эти породы сохранили

Таблица 1. Средние составы (оксиды в %, редкие элементы в г/т) пород субганского комплекса.

Компоненты	1(19)	2(19)	3(11)	4(49)	5(1)	6(21)	7(3)	8(1)	9(1)	10(1)	11(1)	12(10)	13(6)
SiO ₂	49,86	51,06	51,54	50,70	57,77	64,72	60,56	67,85	54,21	74,17	91,43	50,50	65,88
TiO ₂	0,80	1,34	2,04	1,29	1,77	1,37	1,31	0,71	1,39	0,30	0,05	0,95	1,18
Al ₂ O ₃	17,68	16,05	13,81	16,18	12,69	23,30	26,02	13,97	26,62	13,16	5,13	15,88	17,49
FeO*	8,46	11,12	14,81	10,92	15,45	3,64	2,83	7,00	4,22	4,21	0,44	11,18	6,17
MnO	0,13	0,18	0,23	0,17	0,25	0,03	0,01	0,09	0,03	0,03	сл.	0,17	0,04
MgO	9,34	7,00	5,19	7,50	2,03	1,30	0,96	0,87	1,30	1,34	0,10	7,50	1,49
CaO	10,95	10,07	9,71	10,33	6,25	0,35	0,25	5,78	4,80	1,27	сл.	10,41	1,71
Na ₂ O	2,23	2,51	1,84	2,25	2,51	1,18	0,55	3,30	5,48	1,60	1,97	2,72	3,49
K ₂ O	0,43	0,44	0,53	0,46	0,69	4,04	7,43	0,36	1,89	3,92	0,88	0,61	2,47
P ₂ O ₅	0,12	0,24	0,31	0,21	0,60	0,08	0,07	0,07	0,06	сл.	сл.	0,08	0,08
Cr	295(11)	190(10)	155(7)	220(28)	100	149(19)	190(3)	270	160	–	–	250(6)	170(5)
Ni	300(11)	145(10)	90(7)	190(28)	60	74(19)	58(3)	69	91	–	–	125(6)	62(5)
Co	60(11)	59(10)	54(7)	58(28)	23	23(19)	20(3)	19	37	–	–	36(6)	26(5)
V	165(11)	190(10)	255(7)	200(28)	190	155(19)	140(3)	150	190	–	–	190(6)	160(5)
Sc	28(11)	37(10)	43(7)	35(28)	–	29(19)	–	22	–	–	–	27(6)	23(4)
Rb	4,9(12)	7,5(7)	16(7)	8,5(26)	19	140(14)	290(3)	5	68	–	6	34(6)	80(5)
Sr	305(11)	220(10)	250(7)	260(28)	240	114(19)	73(3)	400	300	–	–	200(6)	160(6)
Ba	125(11)	185(10)	175(7)	160(28)	900	905(19)	1010(3)	140	790	–	62	100(6)	780(6)
Zr	50(11)	78(10)	215(7)	100(28)	510	370(17)	590(3)	200	530	–	сл.	60(6)	230(5)
Y	12(8)	20(3)	40(6)	23(17)	90	46(17)	73(3)	19	44	–	3	22(5)	31(5)
Nb	4(8)	5(3)	12(6)	7(17)	27	17(17)	39(3)	7	26	–	–	6(5)	15(5)
U	0,22(6)	0,58(6)	1,36(4)	0,64(16)	–	6,7(15)	6,9(3)	–	8,2	–	–	0,33(1)	4,4(5)
Th	0,75(6)	2,4(6)	3,9(4)	2,16(16)	–	18,0(15)	25,3(3)	–	23,4	–	–	2,68(1)	12,4(5)

Примечания. Силикатные анализы пересчитаны на 100% без учета летучих. FeO*=FeO+0,9Fe₂O₃. В скобках – количество анализов. Породы Субганской структуры (1-11). Метабазиты: 1 – высокомагнезиальные, 2 – умеренномагнезиальные, 3 – высокожелезистые, 4 – все метабазиты; 5 – метаферродиорит. Метапелиты: 6 – наиболее характерные, 7 – редкие высококалиевые. Очень редкие породы: 8 – амфибол-плагиоклаз-кварцевый сланец (туффит?), 9 – андалузит-двуслюдяной сланец, высоконатриевый метапелит, 10 – гранат-двуслюдяной лейкосланец, 11 – мусковит-альбитовый кварцит. Породы Немнэйской структуры: 12 – метабазиты, 13 – метапелиты.

состав, близкий первичным осадкам. Только представленная в табл.1 вторая группа метапелитов, редких высококалиевых слюдяных сланцев, может представлять собой мусковитизированные аналоги первой группы. Метапелиты характеризуются сравнительно высокими концентрациями Al₂O₃, TiO₂, K₂O, Rb, Ba, Zr, Y, Nb, U и Th и низкими FeO*, MnO, MgO, CaO, Na₂O, Cr, Ni, Sr. Индекс интенсивности химического выветривания $CJA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \times 100 = 72-84$ % в субганских метапелитах оценивается как высокий [14]. Геохимическая характеристика субганских метапелитов сильно отличается от таковой пелитов раннеархейских ЗКП, сформировавшихся при подавляющем участии в качестве источника сноса синхронных основных и ультраосновных вулканитов. Вместе с тем, сходные с субганскими геохимические параметры присущи некоторым позднеархейским, редко – раннеархейским, а также фанерозойским пелитам, образовавшимся при размыве преимущественно гранитоидного источника сноса [14]. На рис. 4 представлено подтверждение этого вывода по данным определений Cr и Ni.

В табл.1 приведены также анализы и очень редких пород. Амфибол-плагиоклаз-кварцевый сланец (туффит?), высоконатриевый и кальциевый андалузит-слюдяной сланец (измененный метапелит?) обнаружены среди метабазитов. Гранат-слюдяной лейкосланец и мусковит-альбитовый кварцит встречаются на западном фланге структуры в смешанных развалах с очковыми микрогнейсами, т.е. принадлежность их к субганскому комплексу уверенно не определяется.

Наиболее вероятный аналог образований Субганского ЗКП обнажается в верховьях рек Алдан и Амедици (рис.1), в слабо изученной Немнэйской структуре, в другой зоне рассланцевания и перекристаллизации. Амфиболиты, иногда с реликтами структур габбродиабазов, сходны с умеренномагнезиальными субганскими метабазитами (табл.1). Метаосадки имеют близкий с субганскими метапелитами возраст источника [8]. Но они значительно более разнообразны как по минеральному, так и по химическому составу. Здесь многие породы содержат гранат, тогда как субганские метапелиты – безгранато-

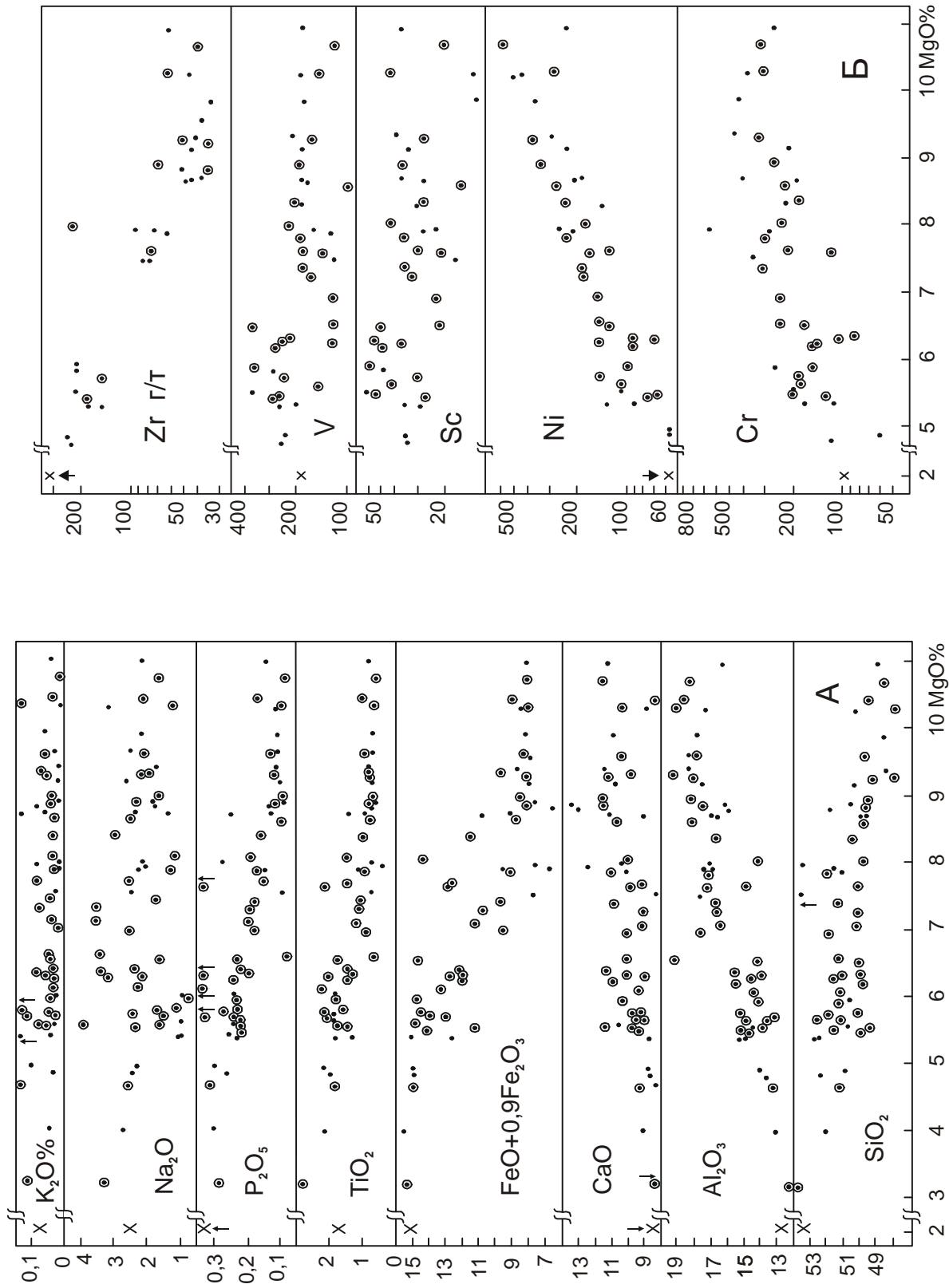


Рис. 2. Диаграммы MgO – оксиды (А) и MgO – редкие элементы (Б) для метаморфизованных базальтов (точки), габбродиабазов (кружки) и ферродiorита (крестик).

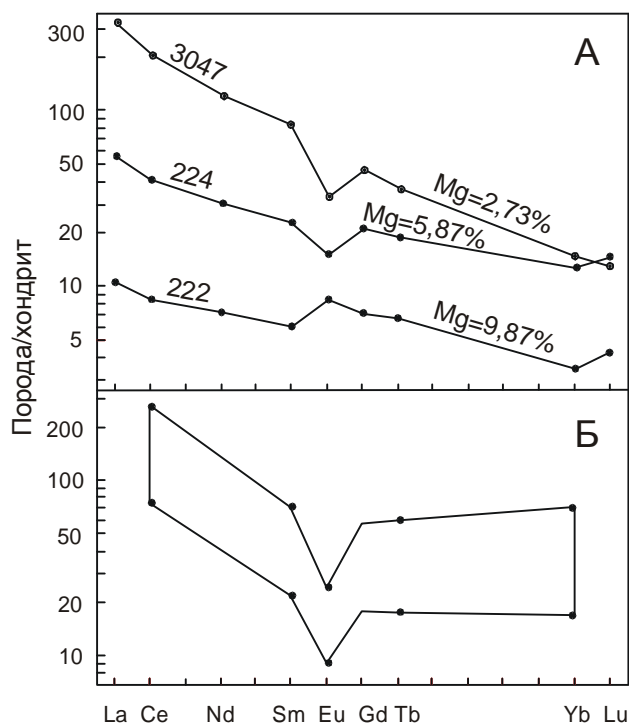


Рис. 3. Распределение редкоземельных элементов в породах субганского комплекса (А) и в гранитоидах Амгинской зоны тектонического меланжа (Б).

222 – высокомагнезиальный и 224 – высокожелезистый метабазалты, 3047 – субщелочной кварцевый диорит; в поле гранитоидов попадают 6 проб гранитов γ_4 и 2 пробы гранитогнейсов по [9]

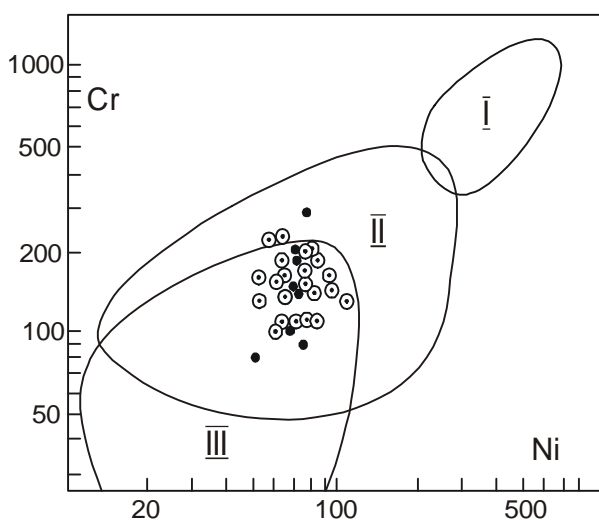


Рис. 4. Диаграмма Cr-Ni (г/т) для метапелитов субганского комплекса (кружки).

Точки – породы Немнэйской структуры; поля для раннеархейских (I), позднеархейских (II) и постархейских (III) глинистых сланцев по [14].

вые. Средний состав широко распространенных немнэйских гранат-биотитовых и гранат-ставролит-биотитовых сланцев отличается от субганских метапелитов более низкими Al_2O_3 , K_2O , Ba, Zr, Y, Nb, U, Th и высокими FeO^* , MgO, CaO, Na_2O , Sr при преобладании Na_2O над K_2O . Сильные колебания испытывает $Sr/A=44-73\%$, величины его значительно более низкие, чем в субганских метапелитах. По этим особенностям немнэйские породы обнаруживают сходство с архейскими граувакко-аргиллитовыми куплетами ЗКП других кратонов [7].

Граниты восточного обрамления Субганского ЗКП, судя по нашим данным и материалам других исследователей [9, 10, 11], ни по петрографии, ни по химическому составу не отличаются от широко распространенных гранитов других частей АЗТМ. Это – граниты лейкократовые, аляскинского типа. Темноцветными в порядке убывания являются: биотит, амфибол, моноклинный пироксен, мусковит, гранат, турмалин, флюорит. Средние химические составы разновидностей гранитоидов, сгруппированных по формам залегания и петрографическим особенностям, представлены в табл. 2. Как видно из таблицы, составы гранитоидов 1,2,3,4 групп, широко распространенных в АЗТМ, по меньшей мере их петрохимия, весьма близки. По соотношениям суммы щелочей и SiO_2 эти гранитоиды отвечают в основном субщелочному ряду, с переходами в породы нормального или щелочного ряда. Для них типично преобладание K_2O над Na_2O . Равные и обратные соотношения щелочей очень редки. Анализы нескольких проб из гранитогнейсов и гранитов из массивов обнаруживают достаточно высокие суммы и однотипное распределение РЗЭ с сильным Eu минимумом (рис. 3). Петрохимические и, хотя также недостаточно представительные, геохимические данные, а именно, повышенные содержания высокозарядных катионов (РЗЭ, Zr, Y, Nb) свидетельствуют о близком сходстве их с гранитами типа А [16]. В общем создается впечатление, что граниты, занимающие разные структурные положения (возраст), образующие разные по форме и размерам тела, в разном окружении, кристаллизовались или из порций единой долгоживущей магмы, не испытывая существенной дифференциации, либо из расплавов, образующихся при полном плавлении своего древнего источника.

В табл.2 представлены также предположительно или явно более поздние, чем рассмотренные, очень редкие гранитоиды и породы среднего состава, в частности эгирин-рибекитовые и рибекитовые граниты, слагающие небольшой массив среди очковых микрогнейсов западного фланга Субганского ЗКП. Они выделяются высокими содержаниями SiO_2 , щелочей, низкими – Al_2O_3 , TiO_2 , MgO, CaO, а также агапайтовым типом соотношений Al_2O_3 и щелочей.

Таблица 2. Средние составы гранитоидов восточной части Амгинской зоны тектонического меланжа.

Компо- ненты	1(39)	2(61)	3(65)	4(24)	5(9)	6(2)	7(1)	8(6)
SiO ₂	73,14	73,88	74,25	71,96	59,80	75,57	68,27	61,74
TiO ₂	0,37	0,20	0,26	0,43	1,93	0,10	сл.	1,38
Al ₂ O ₃	12,65	13,77	13,05	13,00	15,32	11,48	18,49	14,57
FeO*	4,11	2,23	2,51	4,66	7,20	3,20	1,73	7,45
MnO	0,05	0,02	0,03	0,06	0,06	0,02	0,16	0,10
MgO	0,26	0,33	0,33	0,32	2,56	0,04	сл.	2,62
CaO	1,03	0,80	0,90	0,83	3,74	0,26	0,68	4,65
Na ₂ O	3,12	3,41	3,16	3,19	4,29	4,36	6,65	3,57
K ₂ O	5,22	5,31	5,46	5,48	4,19	4,94	3,74	3,43
P ₂ O ₅	0,04	0,04	0,05	0,06	0,92	0,02	0,28	0,49
Rb	160	195	250	—	180	—	—	120
Sr	130	100	130	—	570	—	—	310
Ba	830	620	890	—	1500	—	—	1750
Zr	460	—	310	—	780	—	—	820
Y	85	—	59	—	62	—	—	57
Nb	40	—	41	—	29	—	—	30
U	3,2	3,9	—	—	7,7(1)	—	—	3,0(1)
Th	22,4	25,7	—	—	11,5(1)	—	—	21,0(1)
	(3-8)	(6)	(40)		(4)			(3-4)

Примечания. 1 – гранитогнейсы (гнейсограниты), 2 – граниты в массивах, 3 – граниты и пегматоидные граниты в пластообразных, дайкообразных телах и в жилах, 4 – гранитоиды в зонах рассланцевания и перекристаллизации (очковые гнейсы, микрогнейсы, бластомилониты), 5 – субщелочные метаморфизованные кварцевые диориты и монцодиориты, дайки, 6 – эгириновые и эгирин-рибекитовые граниты, массив (?), 7 – мусковитовый гранит, тело неясной формы, 8 – субщелочные кварцевые диориты, массив. Другие примечания см. под таблицей 1

Мусковит-альбитовые граниты образуют тело неясной формы в массиве биотитовых гранитов к юго-востоку от Субганской структуры. Оригинальность химического состава мусковитовых гранитов – высокие Al₂O₃ и щелочей, при сильном преобладании Na₂O над K₂O. Последнее проявление магматизма в Субганском ЗКП – это массив постметаморфических субщелочных кварцевых диоритов (выборка 8 в табл.2). Они характеризуются высокой суммой PЗЭ, их сильной дифференцированностью (La_n/Yb_n=20,57) с отрицательной аномалией Eu (Eu/Eu_n*=0,49) (рис. 3). Близкий химизм обнаруживают породы метаморфизованного субщелочного комплекса (выборка 5), рассмотренного ранее [3].

Распределение точек анализов гранитоидов и пород среднего состава на мультикатионной диаграмме [15] находится в согласии с предполагаемой последовательностью кристаллизации этих пород (рис. 5). Гранитогнейсы, граниты массивов и мелких тел сосредоточены в основном в поле синколлизионных (анатектических) гранитов с переходами в поля позднеорогенных и анорогенных магматических пород. В последнем поле находятся также эгирин-рибекитовые и рибекитовые граниты; в поле позднеорогенных пород – породы субщелочного дайкового комплекса; в поле пород постколлизионного поднятия – неметаморфизованные субщелочные диориты.

Результаты изучения изотопного возраста пород и минералов субганского комплекса и непосредственно примыкающих гранитов и пегматитов приведены в табл.3. Из этих данных следует, что кристаллизация базальтов и габбродиабазов происходила около 3 млрд лет назад. Средний возраст источника сноса пелитов несколько древнее. Возраст последнего, кульминационного метаморфизма оценивается в 1,9–2,0 млрд лет. Примерно одновременно, по видимому, кристаллизовались граниты и пегматиты и последним – кварцевый диорит. Устанавливается необычно значительный разрыв во времени между возрастными вулканизма (и осадконакопления?) и кульминацией метаморфизма, что, впрочем, характерно для алданских ЗКП.

Широкое развитие в АЗТМ протерозойских гранитов, считавшихся ранее архейскими, впервые было показано Л.М. Реутовым [10] по активному воздействию их на толщи субганского комплекса в широком понимании. Это подтверждено геохронологическими исследованиями по рекам Нелюкэ и Чуга [11]. Здесь возраст кристаллизации магматических цирконов укладывается в интервал 2,17–2,50 млрд лет, при Sm-Nd модельном возрасте этих же гранитов 3,1–3,6 млрд лет. Это датирование, не представительное для всей АЗТМ, все же показывает весьма длительную эволюцию корового гранитного магматизма. Опре-

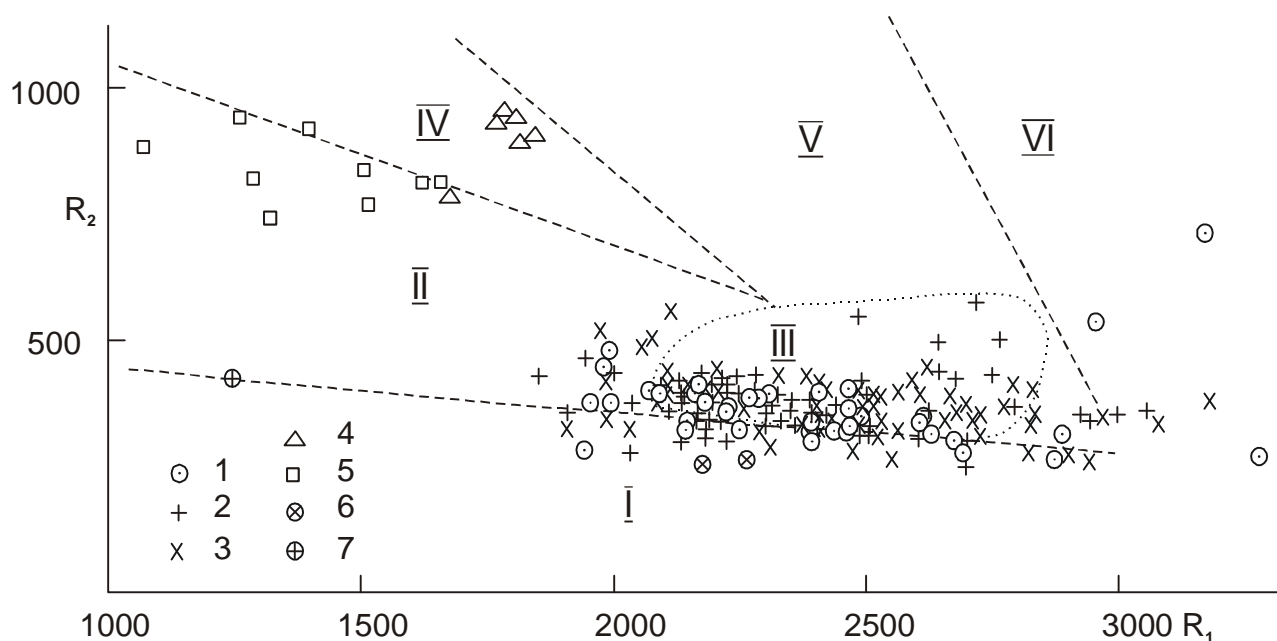


Рис. 5. Химические составы гранитоидов Амгинской зоны тектонического меланжа на диаграмме $R_1 - R_2$ [15]. $R_1 = 4Si - 11(Na+K) - 2Fe$; $R_2 = 6Ca+2Mg+Al$; поля диаграммы: I – щелочного – высокощелочного магматизма (анорогенного), II – позднеорогенных субщелочных плутонов, III – синколлизонных (анатектических) гранитов, IV – плутонов постколлизонного воздымания, V – плутоны доплитной коллизии, VI – мантийные фракционаты; 1 – гранитогнейсы, 2 – граниты массивов, 3 – граниты малых тел, жил, 4 – субщелочные кварцевые диориты, 5 – породы субщелочного дайкового комплекса, 6 – рибекитовые и эгирин-рибекитовые граниты, 7 – мусковитовый гранит.

Таблица 3. Сводка определений изотопного возраста пород и минералов субганского комплекса (млн лет).

Порода, минерал	№ пробы	Sm-Nd изохронный	Sm-Nd модельный по породе	K-Ar	Источник
Амфибол-плагноклазовые сланцы (метабазальты и метагаббро-диабазы)	Серия 222, 223, 224	2960			[5]
Плагноклазы и амфиболы тех же пород		1950			[5]
Андалузит-сланцевой сланец	3048		3013		[8]
Мусковит из силлиманит-андалузитового слюдяного сланца	470/3			1960	[1]
Мусковит из пегматита	125/3			2034	[1]
Мусковит из пегматита	296/2			1942	[1]
Биотит из пегматита	453			1862	[1]
Кварцевый диорит	484			1744	[1]

деление Sm-Nd модельных возрастов парапород выявило присутствие среди их источников как архейского, так и протерозойского материала независимо от степени их метаморфизма [4, 6, 8].

Таким образом, установлены геохимические и другие особенности пород субганского комплекса в петротипической местности по сравнению как с обычно коррелируемыми ЗКП ЗАГЗ террейна Алданского щита, так и ЗКП других кратонов, связан-

ные, вероятно, с геодинамической обстановкой его формирования. Некоторые из этих особенностей – это ограниченный набор осадочных и вулканогенных пород с незначительной мощностью, отсутствие коматиитов, высокоглиноземистость высокомагнезиальных базитов, дифференцированность РЗЭ с аномалиями европия. Метабазиты с такими характеристиками все же редко встречаются в ЗКП [7]. Но с субганскими метабазитами ассоциируют высокозре-

лые метапелиты, тогда как в типичных ЗКП обнажаются незрелые терригенные образования: аргиллит-граувакковые турбидиты и более мелководные и прибрежные обломочные породы, в том числе конгломераты, несущие геохимические черты сопутствующего вулканизма. Вместе с тем, коррелируемые (?) с субганскими метапелитами немнэйские метаосадки обнаруживают сходство с аргиллит-граувакковыми турбидитами. Это может свидетельствовать о том, что в субганское время в АЗТМ существовали или разные фациальные обстановки, или фации эволюционировали во времени.

Высокая зрелость субганских метапелитов, источником сноса которых служили богатые калием гранитоидные породы, и отсутствие геохимических связей с метабазами позволяют предположить, что метапелиты подстилают метавулканиды. Отсюда следует, что еще до излияния вулканидов с возрастом »3 млрд лет существовала стабильная область с развитой гранитной корой, которая подвергалась интенсивному химическому выветриванию. Существование такой области к востоку от Субганского ЗКП подтверждается 3,39 млрд возрастом кристаллизации гранитогнейсов в НмГО террейне [5]. Субганский бассейн, куда сносился материал с этой области, находился, видимо, на ее краю.

Похожее начало развития некоторых ЗКП можно предположить на других кратонах, поскольку иногда коматииты и базальты подстилаются комплексом пород платформенного типа, включая высокозрелые кварцевые арениты [17]. Простота и небольшая мощность разреза Субганской структуры могут быть связаны или с неполнотой его сохранности, или с недоразвитостью структуры.

Более поздние события (2,5–1,9 млрд лет) – заклинивание субганского комплекса и его максимальный метаморфизм, связанный с внедрением гранитов, широко распространенных по всей АЗТМ, – судя по геологическим и геохимическим данным, происходят в обстановке коллизии ЗАГЗ и НмГО террейнов. В свете изложенного применение понятия “субганский комплекс” должно ограничиваться петротипической местностью.

Работа выполнена в соответствии с планами НИР Института геологии алмазов и благородных металлов СО РАН при финансовой поддержке РФФИ (проект № 00-05-7211), а также программы “Университеты России” (проект № 015.09.01.31).

ЛИТЕРАТУРА

1. Березкин В.И. Метаморфизм нижнего протерозоя Алданского щита. Новосибирск: Наука, 1977. 120 с.

2. Березкин В.И., Смелов А.П., Кицул В.И. Новая находка анортозитов на Алданском щите // Геология и геофизика. 1996. №3. С. 104–107.
3. Березкин В.И. Метаморфизованный субщелочной дайковый комплекс в докембрии центральной части Алданского щита // Отеч. геология. 1999. №4. С. 51–54.
4. Березкин В.И., Смелов А.П., Ковач В.П. и др. Геохимия и первичная природа высоко-метаморфизованных пород северной части Амгинской зоны тектонического меланжа (Алданский щит) // Отеч. геология. 2000. № 5. С. 63–66.
5. Древнейшие породы Алдано-Станового щита. Путеводитель Международной геологической экскурсии Проекта МПГК №280 “Древнейшие породы Земли”. Л., 1989. 260 с.
6. Ковач В.П., Котов А.Б., Березкин В.И. и др. О возрасте формирования высокометаморфизованных супракрупных комплексов центральной части Алданского щита: результаты Sm-Nd изотопных исследований // Материалы III Всероссийского совещания “Общие вопросы расчленения докембрия”. Апатиты, 2000. С. 106–108.
7. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
8. Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. и др. О возрасте зеленокаменных поясов западной части Алданского щита: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований // Материалы III Всероссийского совещания “Общие вопросы расчленения докембрия”. Апатиты. 2000. С. 122–123.
9. Ранний докембрий Южной Якутии / Дук В.Л., Кицул В.И., Петров А.Ф. и др. М.: Наука, 1986. 276 с.
10. Реутов Л.М. Докембрий Центрального Алдана. Новосибирск: Наука, 1981. 185 с.
11. Сальникова Е.Б. Тектоно-магматическая эволюция северного фланга зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей Алданского щита: Авторефер. дис. ... канд. геол.-минер. наук. СПб., 1993. 16 с.
12. Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Парфенов Л.М., Тимофеев В.Ф. Докембрийские террейны Алдано-Станового щита // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления. Иркутск, 1998. С. 119–120.
13. Стогний В.В., Стогний Г.А. Тектоническая расслоенность Алдано-Станового геоблока. Новосибирск: Наука, 1997. 150 с.
14. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 380 с.
15. Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters // Chem. geol. 1985. V. 48. P.43–55.
16. Chappell B.W., White A.J.R. J-and S-type granites in the Lachlan Fold Belt//Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 1992. V. 83. P. 1–26.
17. Greenstone Belts /Ed. M. J. de Wit and L.D. Ashwal. Oxford: Clarenton press, 1997. 809 p.

V.I. Beryozkin

The Subgan complex (the Aldan Shield) in the petrotypical locality: geochemistry, geochronology, and geodynamic nature

Distinctive discriminations in geochemistry of the metamorphosed basic volcanites and sedimentary rocks from the Subgan greenstone belt (GSB) in comparison with the same rocks of other greenstone belts of the Aldan Shield and other cratons have been established. Basic volcanites are enriched in aluminium but differ in low LREE content and positive or negative europium anomalies. Pelitic schists are characterized by their maturity, predominance of the granitic source area, and the absence of the geochemical relations with volcanites. On the basis of geochemistry and geochronology of these rocks and surrounding granites, geodynamic evolution of the Subgan GSB is discussed. Sedimentation and volcanism have taken place on the mature continental crust, and granitic magmatism and culminating metamorphism have occurred in the collision setting.