

**К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ МАФИЧЕСКИХ ШЛИРОВИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДАХ СТАНОВОГО ХРЕБТА****А.Ю. Антонов***Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск*

Среди разнообразных включений в гранитоидах Станового хребта особый интерес представляют мелкозернистые меланократовые шлировидные включения, по кремнеземистости варьирующие от габбро до кварцевых диоритов (даже в пределах отдельных скоплений) с преобладанием базитов и имеющие специфично "игольчатые" магматические структуры. По сравнению с вмещающими гранитоидами эти включения более меланократовые; судя по составам минералов, кристаллизовались при более высоких температурах и давлениях, но при весьма близких значениях  $f_{O_2}$ ,  $C_{H_2O}$  и  $P_{H_2O}$ , имеют близкие либо повышенные содержания суммы щелочей, K, Rb, РЬ, Ва и, весьма часто, близкие содержания  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ ,  $H_2O$ , В, F, Li, Be, Sn, Zn, т.е. компонентов, обычно накапливающихся в наиболее поздних и наиболее богатых летучими лейкократовых продуктах дифференциации гранитоидных магм.

На основании близости включений по составу к вулканитам базальт-андезитового ряда региона предполагается их генетическое родство не с низкотемпературными коровыми гранитоидными магмами, а с неоднократно в них внедрившимися высокотемпературными мафическими (преимущественно щелочно-базальтовыми) верхнемантийными магмами. В результате взаимодействия и смешения данных контрастных магм, скорее всего, произошла большая часть как магматических продуктов промежуточного состава, так и "каплевидных" обособлений мафических магм (шлировидных включений) в салических магмах. Включения всплывали в результате своей весьма высокой пузырности и быстро кристаллизовались в обстановке близких с вмещающими магмами режимов окисления и летучих компонентов с тенденцией к диффузионному выравниванию составов взаимодействующих магм.

**Ключевые слова:** Становой хребет, интрузии, мезозой, шлиры, химический состав, смешение магм, условия кристаллизации.

Среди разнообразных включений в интрузивных гранитоидных образованиях особый интерес представляют мелкозернистые меланократовые шлировидные включения с магматическими, но специфичными призматическизернистыми структурами. Издавна данные включения выделяются в особую группу под названием "автолиты" [50], гомеогенные, родственные или мафические включения [27, 48, 54 и др.]. В литературе по ним накопилось значительное количество данных, но по поводу их генезиса до сих пор существуют самые разнообразные гипотезы. Очевидно это обусловлено недостаточным изучением проблемы и в том числе (на наш взгляд) тем, что исследование генезиса этих включений в основном проводилось, только учитывая соотношения с вмещающими их гранитоидами (изредка - с более мафическими интрузивными образованиями ранних фаз внедрения), в отрыве от проблем происхождения нередко широко проявленных в тех же районах вулканических образований, часто весьма неоднородных и высоко дифференцированных по составу.

Прекрасными объектами для изучения различных включений являются мезозойские магматичес-

кие образования вулкано-плутонического пояса Станового хребта (рис. 1А), петролого-геохимическое изучение которых, начатое нами с группой геологов экспедиции № 2 Аэрогеологического треста в 1973 году, продолжается и по настоящее время [1-5, 23-26, 42 и др.]. В ходе этих работ [42] была детально охарактеризована вещественная зональность в магматических образованиях по простиранию Становика с юго-востока на северо-запад (наиболее выражающаяся увеличением щелочности пород), а также выявлено, что формирование мафических и большей части салических магм региона происходило из самостоятельных выделок, смешение которых обусловило появление здесь большей части промежуточных по составу магматических образований. Все это более детально будет рассмотрено нами в данной статье при обсуждении результатов.

**ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК**

Мезозойский магматизм Станового хребта приурочен к древней Становой складчатой системе (рис. 1А), расположенной по южному обрамлению Алданского щита к северу от подвижной в палеозое

и мезозое Монголо-Охотской складчатой области [17, 19]. Вдоль Станового хребта с ЮВ на СЗ протягивается цепь крупных, в основном пологотрещинных (рис. 1Г) массивов [18] позднемезозойских ( $J_3$ - $K_1$ ) гранитоидов. Они прорывают как метаморфические образования гранулитовой и амфиболитовой фаций, так и плутонические, преимущественно гранитоидные образования архейского и протерозойского возраста (рис. 1Б, В). По периферии мезозойских гранитоидных массивов проявлены поля обычно бимодальной ассоциации эффузивов того же и несколько более молодого возраста (рис. 1А, Б, В), причем гранитоиды по объему резко преобладают над вулканитами. В нижней части эффузивных толщ региона обычно залегают вулканиты базальт-андезитового состава, выше залегают риодациты и риолиты, нередко перекрытые лавами андезитов. Дайки, близкие по составу всему ряду отмеченных вулканитов (корни эффузивов), выявлены как в гранитоидах и покровных лавах Mz возраста, так и по их обрамлению в древних AR-PR метаморфических и плутонических образованиях.

Основными объектами нашего исследования в данной статье являются позднемезозойские магматические образования юго-восточной и центральной частей Станового хребта (рис. 1), где становление гранитоидных массивов обычно проходило в условиях мезо- и гипабиссальной фаций глубинности и в ходе нескольких интрузивных фаз. Продуктами первой и главной интрузивной фазы в этих массивах являются крупно- и среднезернистые амфибол-биотитовые гранодиориты и граниты, в зонах эндоконтактов нередко сменяющиеся диоритами и кварцевыми диоритами. В ходе второй интрузивной фазы сформировались субпластовые и штокообразные тела мелкозернистых биотитовых и амфибол-биотитовых гранитов и гранодиоритов. Породы как первой, так и второй интрузивных фаз прорваны жилами микрогранитов, аплитов и пегматитов.

Самые разнообразные включения исследовались нами в мезозойских гранитоидах Токско-Нуямского массива (юго-восточная часть Станового хребта, рис. 1А, Б), а также Дюпкойского и Тындинского массивов (центральная часть региона, рис. 1А, В, Г). Схема опробования включений показана на рисунках 1Б и 1В, конкретные географические и геологические привязки, а также размеры и общие петрографические свойства включений отражены в примечании к таблице 1.

Все изученные нами включения можно разбить на 2 большие группы.

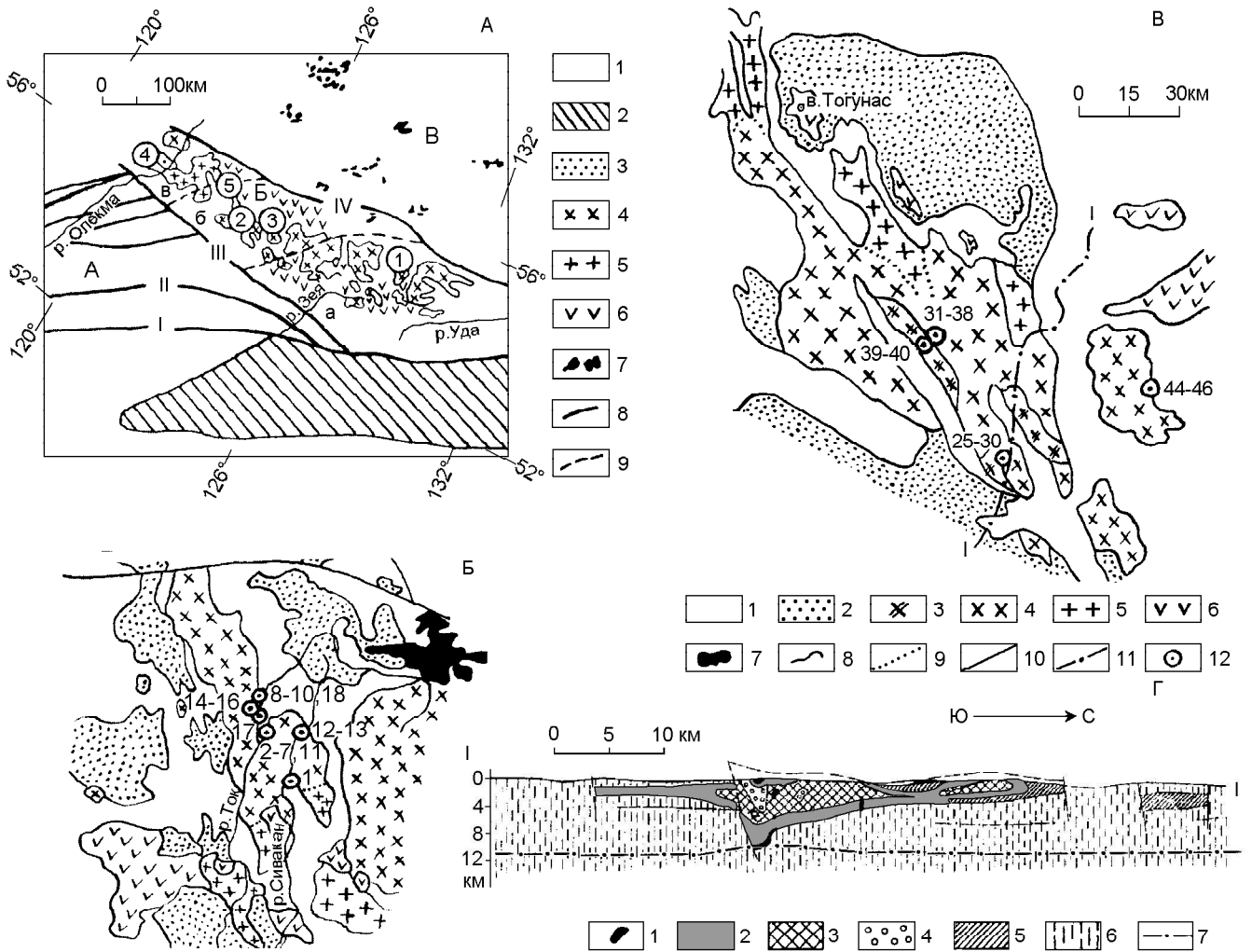
- Первая группа - ксеногенные включения, т.е. обломки в различной степени переработанных метаморфических и магматических пород, вмещающих гранитоиды. При весьма различных размерах они, как правило, имеют угловатые очертания, часто - постепенные "расплывчатые" контакты (следы их "растворения") и нередко - реликты первичных структур, в связи с чем их ксеногенная природа не вызывает сомнений. Скорее всего, к группе ксеногенных относятся и мелкие включения гранодиорит-порфиров (4/2, табл. 1) из эндоконтактной зоны Токско-Нуямского массива. По составу и структуре они аналогичны соответствующим породам даек "рамы" массивов.

- Вторая группа (основной объект исследования) - шлировидные включения, визуально не имеющие аналогов среди вмещающих гранитоиды отложений, а в сравнении с гранитоидами характеризующиеся более мелкозернистым ("игольчатым") строением и более меланократовым составом. Контакты включений с вмещающими породами всегда резкие, форма тел - округлая, эллипсоидальная, иногда "амбовидная", размер в диаметре - от ~1 см до ~1 м.

Изученные нами шлировидные включения в основном приурочены к близкоровельным зонам широких и "тонких" плитообразных частей гранитоидных массивов, хотя нередко и на различном удалении от контактов. При этом, они практически не встречаются в непосредственно эндоконтактных зонах массивов, распределены неравномерно и часто образуют скопления (рис. 2), где они могут несколько варьировать по зернистости и меланократовости. В зонах особенно крупных их скоплений (например в близэндоконтактной зоне юго-западной части Тындинского массива по р. Моракачи) вмещающие гранитоиды могут быть также неоднородны и даже весьма. Так, в них могут появляться постепенно переходящие друг в друга разности, отличающиеся по зернистости (вплоть до аплитовидных) и меланократовости (от кварцевых диоритов до лейкогранитов), появляются пятнистые участки, которые можно рассматривать как "включения во включениях" и т.д.

Многие шлировидные включения имеют порфировидную структуру. По размерам и формам зерен, а также структуре основной массы пород все эти включения можно разделить на 2 группы.

**1. Включения с призматическизернистой структурой основной массы.** Из всей массы включений к данной группе было отнесено лишь 9. Большинство из них (6) были весьма малы (< 10 см в поперечнике), поэтому только 3 самых крупных из них (табл. 1, пробы 28/4, 12/8, 11/5) были опробованы.



**Рис. 1.** А - Геологическая схема проявлений позднемезозойского магматизма Станового хребта и прилегающих к нему территорий Алданского нагорья.

А, Б, В - структурно-формационные зоны, по [17]:

А - Верхнеприамурская, Б - Становая, В - Алданская; а-в - подзоны Становой зоны: а - юго-восточная, б - центральная, в - северо-западная. В Становой зоне выделены: 1 - домезозойские образования; 2 - позднемезозойский морской Монголо-Охотский прогиб, по [19]; 3-7 - позднемезозойские магматические образования: 3 - монцитоны, 4 - гранодиориты, 5 - граниты, 6 - вулканические породы повышенной щелочности; 7 - главные разрывные нарушения: I - Южно-Тукурингрский и II - Северо-Тукурингрский разломы, входящие в состав Монголо-Охотского линейamenta; III - Гиллюйский и IV - Становой разломы; 9 - пограничные зоны, разделяющие Становую зону на несколько подзон с различным составом мезозойских гранитоидов.

Цифрами в кружках обозначены Токсо-Нуямский (1), Тындинский (2), Дюпкойский (3), Чильчинский (4) гранитоидные массивы и эффузивы вулкана Тогунас (5).

Б-В - Обобщенные геологические карты районов Токсо-Нуямского (Б), Тындинского и Дюпкойского (В) гранитоидных массивов (на рис.А соответствуют номерам 1, 2 и 3).

1-2 - Архейские и протерозойские образования: 1 - метаморфические, 2 - гранитоиды и габброиды. 3-6 - позднемезозойские магматические образования: 3 - диориты, 4 - гранодиориты, 5 - граниты, 6 - вулканические породы базальт-риолитового состава; 7 - четвертичные щелочные базальтоиды. 8 - формационные и фазовые границы, 9 - фациальные границы в массивах гранитоидов; 10 - разрывные нарушения; 11 - линия геолого-геофизического разреза, по [18]; 12 - места опробования мафических шлировидных включений в гранитоидах и некоторых габброидов, где номера точек опробования соответствуют таковым в таблице 1.

Г - Схематический разрез Тындинского гранитоидного массива, по [18].

1 - диориты, габбродиориты; 2 - гранодиориты; 3 - граниты "тындинского" типа; 4 - "пегматитовидные" граниты тындинского типа; 5 - гранитоиды "цыганско-бакаранского" типа; 6 - породы фундамента; 7 - разрывные нарушения.

**Таблица 1. Состав шлировидных включений и вмещающих их позднемезозойских гранитоидов Станового хребта.**

Массив	Токско-Нуямский											
	Индекс проб	28/4	17/13	17/16	11	17/19	10	17/15	12/8	12/2	12/4	18
Номер	1*	2*	3*	4*	5*	6*	7*	8*	9*	10*	11*	12*
SiO <sub>2</sub>	51.99	52.20	53.19	53.34	55.17	57.00	60.40	54.98	57.00	60.74	54.30	54.97
TiO <sub>2</sub>	1.20	0.69	1.25	1.33	0.80	0.86	0.70	0.87	1.08	0.61	1.12	1.62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.81	15.23	17.09	16.66	15.88	16.54	15.40	16.51	14.68	14.58	17.16	16.61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.88	4.37	7.78	4.19	3.61	4.04	3.34	3.51	3.94	3.02	8.42	5.14
FeO	5.65	3.55	--	3.14	3.59	3.02	2.80	3.81	5.40	4.04	0.65	3.14
MnO	0.21	0.21	0.13	0.12	0.16	0.17	0.14	0.12	0.19	0.13	0.22	0.20
MgO	4.68	5.85	4.18	4.62	5.45	4.71	4.59	4.83	5.37	4.35	5.21	3.36
CaO	7.53	7.20	6.35	6.30	6.66	6.44	4.98	5.88	4.91	5.37	6.78	6.15
Na <sub>2</sub> O	5.20	4.24	5.15	5.89	4.14	3.91	4.02	4.66	4.13	3.81	3.86	5.00
K <sub>2</sub> O	2.59	2.79	2.78	2.65	2.95	2.28	2.57	3.50	2.80	1.44	2.28	1.71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.26	0.89	1.07	0.22	0.35	0.24	0.11	--	0.24	--	0.38
H <sub>2</sub> O	0.75	2.84	--	--	--	1.28	1.08	0.77	0.60	1.02	0.07	--
Сумма	99.54	99.43	98.79	99.31	98.63	100.60	100.26	99.55	100.10	99.35	100.07	98.28
Rb	54	46	60	42	52	46	48	84	70	43	44	34
Li	58	18	26	24	20	22	22	31	26	12	20	18
Ba	2500	1000	2000	1500	1000	700	2000	2000	1500	2000	1000	1000
Sr	400	400	500	600	400	600	600	600	400	900	400	500
V	180	210	210	-	210	210	--	180	200	180	190	--
Cr	120	400	140	-	230	170	--	80	240	220	180	--
Co	38	43	23	-	35	31	--	34	38	17	39	--
Ni	37	85	22	-	38	40	--	36	71	41	53	--
Cu	-	-	-	-	-	--	--	--	--	--	--	--
Zn	110	41	83	78	45	64	138	46	76	79	78	--
Pb	13	20	24	24	22	22	19	17	17	17	22	--
Sn	1.8	3.1	5.5	5.0	2.7	4.5	3.2	4.3	4.7	5.8	6.6	--
Mo	4.0	6.0	4.0	--	3.0	4.0	--	3.0	2.0	5.0	4.0	--
Be	1.8	2.3	2.2	2.0	1.3	2.8	1.8	1.0	1.4	2.2	1.6	2.5
B	10	12	12	12	10	12	12	13	13	16	10	12
F	1000	950	610	1200	720	1000	610	1000	1450	740	630	720
Nb	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Ta	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Zr	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Hf	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--

Примечание. Концентрации окислов петрогенных элементов даны в мас.%, микроэлементов - в г/т. Аналитические работы проведены в Институте геохимии СО РАН С.А. Юрченко, В.А. Писарской, В.К. Халтуевой, Л.Н. Матвеевой (химический силикатный анализ), В.П. Афониним, Т.Н. Гуничевой (рентгено-спектральный силикатный анализ), Л.И. Черной, Д.Я. Орловой, С.И. Шигаровой (Li, Rb - пламенная фотометрия), С.К. Ярошенко, А.Д. Глазуновой, А.И. Кузнецовой, Л.П. Персиковой, Л.А. Соминой, Л.Л. Петровым (Ba, Sr, Ni, Co, Cr, V, Mo, Zn, Pb, Sn, Be, B, F - спектральный анализ), Л.Д. Макаган, С.И. Арбатской (Nb, Ta, Zr, Hf - спектральный метод с предварительным химическим обогащением). В породах, где содержание FeO не проставлено, концентрация Fe определялась (рентгено-спектральный метод) в суммарном количестве в пересчете на его окисную форму. Номера проб со знаком "\*" обозначают шлировидные включения.

1-24 - Юго-восточная часть Станового хребта, Токско-Нуямский массив. 1-18 - шлировидные включения в гранитоидах: 1 - из близэндоконтактной зоны массива по р. Сивакан (микропризматическзернистое, размер 30×15×15 см); 2-7 - из близэндоконтактной зоны массива по р. Ток в районе ручья Сивагачи (гипидиоморфнозернистые, размеры по порядку 50×40×30, 30×30×25, 30×30×20, 60×50×40, 100×80×50, 40×30×30 см, зернистость увеличивается по мере увеличения кремнеземистости пород); 8-10 - из гранодиоритов главной фации массива по р. Чапа (8 - на фоне общей овальной формы с одной из сторон включение имеет «заливообразные» очертания, микропризматическзернистое, размер 30×20×20 см; 9-10 - гипидиоморфнозернистые, размером 100×12×4 и 8×5×5 см); 11 - из эндоконтактной зоны массива по р. Ток напротив руч. Сивагачи, насыщенной крупными и мелкими ксенолитами в различной степени измененных метаморфических пород (с неоднородной структурой, промежуточной

## Продолжение таблицы 1.

Массив	Токско-Нуямский											
	Индекс проб	26/8	16/9	16/6	15/4	11/5	4/2	12/3	17/11	17	11/4	28/3
Номер	13*	14*	15*	16*	17*	18*	19	20	21	22	23	24
SiO <sub>2</sub>	55.63	54.83	55.68	57.85	57.99	65.69	62.88	62.90	63.69	65.74	66.90	68.16
TiO <sub>2</sub>	1.06	0.87	0.85	0.75	0.68	0.41	0.75	0.62	0.55	0.45	0.48	0.37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.22	16.88	15.41	15.49	15.41	15.78	16.51	16.27	15.47	15.74	15.56	15.56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.41	3.17	2.53	3.39	2.72	2.03	1.32	2.93	2.04	1.71	2.04	0.23
FeO	3.50	3.95	5.32	3.32	4.70	1.93	3.10	2.15	3.05	2.33	1.80	2.87
MnO	0.22	0.13	0.20	0.18	0.16	0.05	0.13	0.09	0.09	0.06	0.08	0.04
MgO	4.10	3.43	4.53	5.00	4.44	1.61	2.77	2.74	2.71	2.27	1.58	1.51
CaO	5.16	5.88	5.70	5.36	7.25	3.64	4.68	4.27	4.31	3.43	3.61	3.17
Na <sub>2</sub> O	4.62	5.73	5.15	4.06	4.05	4.55	4.11	4.49	3.67	3.93	3.81	3.99
K <sub>2</sub> O	2.89	3.42	2.85	2.80	2.04	3.60	2.58	2.66	2.66	2.68	3.07	3.17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.33	0.24	0.23	0.16	0.05	0.13	0.36	0.21	0.22	0.18	0.21	0.16
H <sub>2</sub> O	--	0.88	1.18	--	1.22	0.58	0.34	0.93	1.12	1.32	0.62	0.67
Сумма	98.14	99.41	99.63	98.36	100.71	100.00	99.53	100.26	99.58	99.84	99.76	99.90
Rb	78	72	73	64	44	36	50	45	40	45	53	74
Li	44	16	13	12	4	8	16	13	10	6	6	25
Ba	2000	1500	1500	1000	1000	2000	1500	1400	2000	2000	1000	1500
Sr	500	400	400	400	400	800	600	600	900	600	600	700
V	210	180	120	--	180	66	79	--	71	67	68	65
Cr	190	95	300	--	590	39	87	--	100	55	16	47
Co	33	25	30	--	29	9	11	--	12	7	6	7
Ni	67	39	64	--	74	18	32	--	27	20	6	20
Cu	--	--	--	--	--	--	--	--	6	--	--	6
Zn	--	93	110	--	123	63	76	96	87	66	100	64
Pb	--	26	20	--	17	22	17	18	25	24	26	25
Sn	--	3.6	2.1	--	3.0	1.6	4.6	3.2	2.0	2.1	2.6	<1
Mo	4.0	3.0	2.0	--	4.0	2.0	--	--	--	--	--	1.0
Be	2.3	2.8	4.1	1.2	2.0	1.2	1.2	1.2	1.6	1.2	1.2	1.2
B	12	12	12	10	10	10	14	10	10	11	10	11
F	2200	1250	1100	980	1000	310	800	890	440	530	550	690
Nb	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	10
Ta	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	1.5
Zr	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	280
Hf	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	4.5

между порфиробластической и гипидиоморфнозернистой, размер - 80×40×30 см); 12-13 - из насыщенной шлировидными включениями зоны в ~3 км от эндоконтакта массива по р. Сивакан, руч. Артыкан (гипидиоморфнозернистые, размеры 15×10×10 и 10×8×8 см); 14-16 - из небольших скоплений включений в гранитоидах основной фации главной интрузивной фазы по р. Ток, руч. Агрыс (гипидиоморфнозернистые, размер - 20×10×10, 20×13×10, 40×30×30 см); 17 - из основной фации небольшой апофизы массива по р. Ток, 2,5 км ниже устья руч. Агрыс (микропризматическизернистое, размер 12×12×8 см); 18 - из зоны эндоконтакта массива по р. Чапа (резкопорфировидное с микроаллотриоморфнозернистой структурой основной массы, размер 20×20×15 см);

19-24 - гранитоиды Главной интрузивной фазы Токско-Нуямского массива. 19 - р. Чапа (зона кварцевых диоритов со шлировидными включениями 12/2, 12/4, 12/8); 20 - р. Ток, руч. Сивагачи (зона кварцевых диоритов со включениями 10, 11, 17/13, 17/15, 17/16, 17/19); 21 - р. Ток напротив ручья Сивагачи (гибридные неоднородные кварцевые диориты эндоконтактовой зоны массива с массой в разной степени переработанных ксенолитов меланократовых метаморфических пород и шлироподобных включений, в том числе 18); 22 - р. Ток, 2, 5 км ниже устья руч. Агрыс (апофиза гранодиоритов с включением 11/4); 23 - р. Сивакан (зона с включением 28/4); 24 - руч. Агрыс (зона гранитов со включением 16/6 и недалеко от включения 16/9).

## Продолжение таблицы 1.

Массив	Тындинский											
	Индекс проб	64/23	64/26	64/32	64/27	64/25	64/24	89/25	89/16	89/10	89/11	89/24
Номер	25*	26*	27*	28*	29*	30*	31*	32*	33*	34*	35*	36*
SiO <sub>2</sub>	50.30	50.30	51.45	51.71	52.17	58.31	52.74	53.38	55.63	56.44	56.50	58.45
TiO <sub>2</sub>	1.15	1.15	0.88	0.69	1.26	0.54	1.51	1.15	1.04	1.04	0.90	1.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.27	17.33	18.69	15.92	18.89	17.74	17.72	17.59	16.90	17.59	16.06	17.51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.52	3.86	3.55	2.97	3.48	2.55	3.67	3.22	2.22	2.37	2.37	3.70
FeO	6.47	5.57	3.68	5.66	4.94	2.87	6.11	5.21	5.03	4.49	3.32	2.51
MnO	0.18	0.16	0.16	0.22	0.23	0.10	0.15	0.16	0.14	0.12	0.20	0.10
MgO	4.89	4.28	4.06	7.91	5.46	2.24	3.46	4.42	3.73	3.26	6.00	3.35
CaO	7.50	7.00	6.67	7.26	7.08	4.40	6.46	7.00	6.50	5.46	6.36	5.11
Na <sub>2</sub> O	5.10	4.67	5.50	2.97	4.73	4.55	4.10	4.02	4.23	4.78	4.18	4.19
K <sub>2</sub> O	1.80	2.25	3.07	3.13	2.11	5.53	2.74	2.21	2.76	2.96	3.31	3.40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.45	0.95	0.32	0.22	0.45	0.56	0.36	0.45	0.79	0.45	0.24	0.27
H <sub>2</sub> O	0.68	2.16	0.80	1.38	0.94	0.60	0.48	0.76	0.44	0.42	0.72	0.64
Сумма	99.31	99.68	98.83	100.04	101.74	99.99	99.50	99.57	99.41	99.38	100.16	100.23
Rb	42	56	85	58	60	100	64	80	84	109	126	100
Li	17	31	21	20	36	7	23	34	28	29	33	29
Ba	420	1100	--	--	--	5100	830	800	630	1600	--	--
Sr	560	600	--	--	--	590	590	660	380	690	--	--
V	160	150	--	--	--	69	160	120	150	100	--	--
Cr	46	57	--	--	--	40	5	66	27	40	--	--
Co	25	10	--	--	--	17	32	35	26	20	--	--
Ni	21	19	--	--	--	15	11	20	36	20	--	--
Cu	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Zn	135	91	--	--	--	58	56	59	122	48	--	--
Pb	29	19	--	--	--	28	6	11	22	17	--	--
Sn	6.0	4.8	--	--	--	2.9	2.7	3.7	3.2	3.7	--	--
Mo	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Be	2.2	2.5	--	--	--	2.2	2.0	1.4	11.0	2.7	--	--
B	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
F	1800	770	--	--	--	540	830	1050	1100	1600	--	--
Nb	--	16.4	10.4	--	--	4.9	--	9.5	20.0	--	14.5	15.8
Ta	--	--	3.1	--	--	1.2	--	2.8	7.1	--	1.9	1.3
Zr	--	137	251	--	--	186	--	200	263	--	263	306
Hf	--	3.8	4.7	--	--	4.8	--	2.4	5.5	--	8.3	6.3

Примечание. 25-49 - Центральная часть Станового хребта. 25-43 - Тындинский массив. 25-38 - шпировидные включения в гранитоидах Тындинского массива: 25-30 - из крупного скопления в гранитоидах главной фации по руч. Аммунахта (гипидиоморфнозернистые, размеры по порядку 40×30×20, 25×20×20, 40×30×30, 10×8×8, 20×20×10, 25×20×10 см; самые крупнозернистые - габбро 64/26 и 64/27); 31-38 - из крупного скопления в близэндо-контактной зоне массива по руч. Моракачи (гипидиоморфнозернистые, размеры по порядку 20×20×10, 55×50×40, 100×90×85, 100×80×80, 40×40×30, 20×10×10, 55×50×40, 55×50×45 см, самые крупнозернистые - наиболее лейкократовые включения 89/11, 89/12, 89/20, 89/22, но близкое к ним по составу включение 89/24 - мелкозернистое).

39-43 - интрузивные образования Тындинского массива. 39-40 - соответственно, габбро и диориты слабонейсовидные из широкой (~1 км) близконтактной зоны (возможно наиболее ранней интрузивной фазы) в юго-западной части массива по р. Малая Сигикта в левом борту руч. Моракачи; 41 - левый борт р. Моракачи, кварцевый диорит "теневого" зоны в близэндоконтактных гранодиоритах, насыщенных массой шпировидных включений (в том числе 89/10-12, 89/16, 89/20-24); 42 - кварцевый диорит на некотором удалении от "теневого" зоны в том же районе; 43 - руч. Аммунахта, крупнозернистый резкопорфировидный кварцевый диорит южной части массива в пределах зоны, насыщенной шпировидными включениями (в том числе 64/23-27, 64/32);

44-49 - Дюпкойский массив. 44-46 - гипидиоморфнозернистые шпировидные включения в гранитоидах главных фаций апофиз Дюпкойского массива в среднем течении р. Малый Гиллой (размеры по порядку 20×10×5, 15×15×10, 15×8×8 см);

Окончание таблицы 1.

Массив	Тындинский							Дюпкойский					
	Индекс проб	89/20	89/22	89/3	70	89/18	89/9	62	123/4	65/8	65/5	65/7	65/2
Номер	37*	38*	39	40	41	42	43	44*	45*	46*	47	48	49
SiO <sub>2</sub>	58.75	59.00	52.62	56.06	60.58	62.94	60.25	57.23	60.06	60.23	62.52	64.82	66.37
TiO <sub>2</sub>	1.20	1.10	1.04	1.11	0.87	0.83	0.78	0.73	0.80	0.85	0.74	0.69	0.53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.50	17.22	16.56	16.65	16.40	15.47	16.85	13.57	15.83	16.19	15.65	14.85	14.37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.12	3.67	2.02	2.79	2.25	1.60	2.82	4.01	1.94	0.53	1.61	0.59	2.54
FeO	4.13	3.14	5.75	4.67	3.60	3.60	2.87	3.32	4.04	5.03	3.77	3.86	2.06
MnO	0.09	0.10	0.13	0.14	0.10	0.10	0.10	0.23	0.09	0.10	0.08	0.08	0.02
MgO	2.13	2.75	6.52	4.07	2.65	2.31	2.71	7.57	3.72	3.22	3.02	2.47	2.70
CaO	4.80	5.30	7.76	6.30	4.92	4.19	4.92	6.98	4.79	4.21	4.08	3.42	4.28
Na <sub>2</sub> O	4.71	4.18	4.80	4.80	4.10	4.17	4.57	4.05	4.28	4.03	4.17	3.67	4.33
K <sub>2</sub> O	3.45	3.09	2.11	2.40	3.20	3.53	3.40	1.44	3.18	3.19	3.47	3.60	3.37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.45	0.30	0.45	0.53	0.43	0.45	0.43	0.17	0.22	0.28	0.16	0.22	0.16
H <sub>2</sub> O	0.52	0.40	0.44	0.28	0.32	0.48	0.52	1.32	1.40	1.51	1.08	0.97	0.56
Сумма	99.85	100.25	100.20	99.80	99.42	99.67	100.22	100.62	100.35	99.37	100.35	99.24	101.29
Rb	114	110	28	50	64	55	81	40	94	82	86	180	78
Li	29	33	19	21	19	23	24	18	16	22	18	12	15
Ba	--	1300	1400	2700	1700	1600	3000	--	2100	2300	2100	2200	--
Sr	--	650	980	1000	560	460	660	--	490	620	570	470	--
V	--	79	110	150	150	82	91	130	78	87	79	72	--
Cr	--	22	230	69	60	36	40	270	120	79	110	110	--
Co	--	16	29	26	26	14	18	47	27	18	14	14	--
Ni	--	12	100	38	36	19	19	140	63	55	50	50	--
Cu	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Zn	--	41	93	112	35	65	112	58	55	116	58	46	--
Pb	--	11	21	14	12	22	22	16	20	27	18	22	--
Sn	3.0	--	5.6	3.5	1.6	1.6	3.0	3.3	3.1	4.6	3.0	2.7	--
Mo	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Be	1.9	--	1.8	1.8	2.8	2.1	1.8	--	3.2	3.3	2.4	2.0	--
B	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
F	830	--	900	930	900	700	900	--	850	1000	800	1100	--
Nb	--	19.4	--	1.5	8.1	--	20.1	--	11.0	13.6	11.5	12.0	--
Ta	--	1.4	--	0.5	0.8	--	1.0	--	0.8	1.0	0.9	0.7	--
Zr	--	290	--	328	311	--	414	--	323	330	318	298	--
Hf	--	5.7	--	6.1	6.7	--	6.5	--	5.3	4.8	0.5	5.5	--

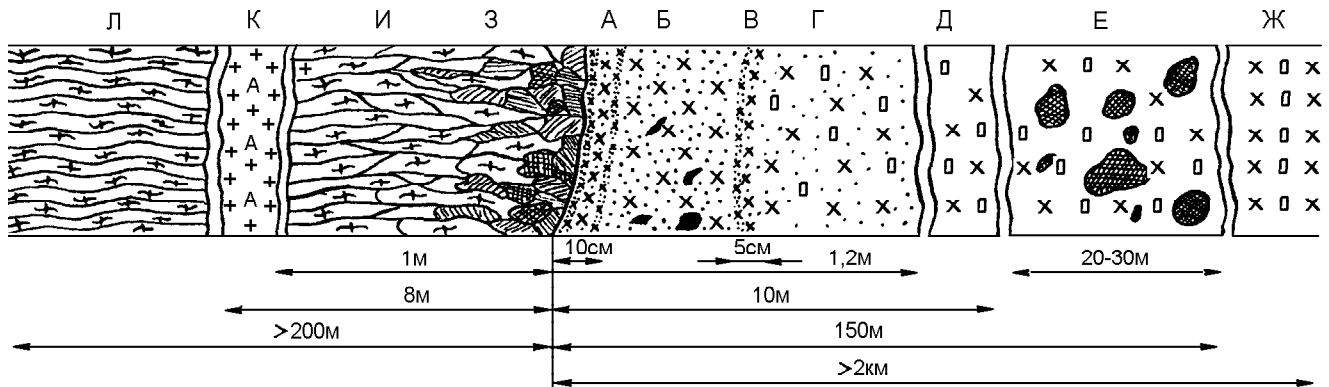
47-49 - гранитоиды Дюпкойского массива; 47 - кварцевые диориты главной фации первой апофизы с шлировидным включением 65/8; 48 - гранодиориты второй апофизы с шлировидными включениями (65/5); 49 - гранодиорит третьей апофизы с шлировидным включением 123/4.

Среди вкрапленников (до 30% объема породы) в этих включениях отмечаются зональные и сложносдвойникованные таблички (0.4-5,0 мм) плагиоклаза, идиоморфные призмы роговой обманки (нередко сдвойникованные и зональные), лейсты биотита и редкие призмы клинопироксена. Состав плагиоклаза в центральных зонах вкрапленников варьирует от 30 до 40-46 и даже (проба 12/8) - 62% An, во внешних зонах - от 10 до 20-26 % An.

Основная масса пород состоит из призматических и, в основном, зональных (до 4-х зон) кристаллов плагиоклаза, удлинённых и нередко сдвойникованных призм роговой обманки, в меньшем количестве - лейст биотита и небольшого количества ксе-

номорфных выделений кварца и калиевого полевого шпата. Состав плагиоклаза в центральных зонах - от 30 до 38%An (46 % An в пробе 12/8), во внешних зонах - от <20 до 26 % An.

Акцессорные минералы в породах в основном представлены апатитом, сфеном, цирконом и рудным минералом (магнетитом). Апатит проявлен в виде 2-х генераций, а именно: редких короткостолбчатых кристаллов (0,3-0,5 мм), приуроченных ко вкрапленникам амфибола и биотита, и множества мелких длинностолбчатых кристаллов, в основном среди выделений калиевого полевого шпата. Рудный минерал наиболее проявлен в скоплениях амфибола.



**Рис. 2.** Схематическая зарисовка геологического строения одной из приконтактовых зон Токско-Нуямского гранитоидного массива (р. Ток, 2 км ниже устья руч. Сивагачи; точки 2-7, 11 на рис. 1Б).

А-Б-В-Г - эндоконтактовая зона гранитоидного массива: А, В - чередование более и менее меланократовых полос мелкозернистых гранодиоритов; Б - "светлые" гибридные средне- и крупнозернистые неоднородные гранодиориты с мелкими и, в основном, угловатыми ксенолитами (размером до  $10 \times 8 \times 8$  см) в разной степени преобразованных метаморфических пород; Г - более однородные гранодиориты с редкими мегакристами (до 1-2 см по длинной оси) калиевого полевого шпата и кварца.

Д-Е-Ж - однородные светло-серые средне-крупнозернистые гранодиориты с множеством мегакристов калишпата (Е - зона, обогащенная множеством шпировидных включений размером от нескольких сантиметров до ~1 м в поперечнике).

З-И-Л - разрез меланократовой метаморфической толщи в сторону от контакта с гранитоидами: З - экзоконтактовые порфиробластические ("пятнистые") кристаллические сланцы, местами пиритизированные; И - "слабопятнистые" кристаллические сланцы; Л - типичные полосчатые кристаллические сланцы "рамы" массива.

К - крупная жила аплитовидного гранита (мощность ~ 4 м).

Одно включение данной группы (из дайки гранодиорит-порфиоров) имеет зональное строение. В нем от контакта к центру структура становится более однородной и менее порфировидной, а размеры зерен увеличиваются.

**2. Включения с гипидиоморфнозернистой структурой основной массы** - распространены наиболее широко и могут иметь наибольшие размеры, до  $>1$  м в поперечнике. Структуры основной массы в них всегда более мелкозернистые, чем в мезо- и гипабиссальных крупно- и среднезернистых гранитоидах, но более крупнозернистые, чем в субвулканических гранитоидах.

По набору и строению вкрапленников включения данной группы близки включениям предыдущей. При этом, с вмещающими гранитоидами они могут иметь однотипные вкрапленники полевого шпата. Кроме того, во включениях со множеством сростков темноцветных минералов в последних преобладает не амфибол, а биотит. Состав плагиоклаза включений варьирует от 30 до 40 и даже (пробы 16/6 и 12/4) - 56-70 % An в центральных зонах вкрапленников и от 20 до 27 % An в их внешних зонах. В основных массах пород включений наиболее идиоморфны обычно зональные, полисинтетически сдвойникованные таблички плагиоклаза (30-35% An в центральных и 20-27 % An в краевых зонах) и широкие, часто сдвойникованные призмы амфибола. Биотит

ксеноморфен по отношению к зернам плагиоклаза и амфибола, а ксеноморфные выделения калишпата и кварца (здесь их содержание наиболее высокое) заполняют интерстиции между более ранними минералами.

Акцессорные минералы во включениях данной группы те же, что и в предыдущей. Однако длиннопризматических выделений апатита здесь заметно больше, а сфен уже нередко образует идиоморфные кристаллы, включающие в себя другие более ранние минералы.

В некоторых включениях данной группы из Токско-Нуямского массива вместе с максимальным проявлением игольчатого апатита были выявлены мirmekитовые вроски кварца в плагиоклазах, а также графические структуры, образованные кварцем и калиевым полевым шпатом (табл. 1, пр. 17/19, 26/8). По-видимому, при формировании этих включений наиболее заметную роль играли летучие компоненты, причем последняя стадия кристаллизации кварца и калиевого полевого шпата была эвтектической.

Анализ петрографических особенностей шпировидных включений позволяет заключить, что они, скорее всего, являются именно магматическими породами, так как без сомнения обладают целым рядом их важнейших свойств, и прежде всего: наличием



ем зональных, полисинтетически- и сложноствойникованных кристаллов плагиоклаза и двойников роговой обманки; высоким идиоморфизмом вкрапленников минералов; проявлением в породах типично магматических призматическизернистых и гипидиоморфнозернистых структур и т.д.

Здесь же подчеркнем, что состав краевых зон плагиоклаза вкрапленников и зерен основной массы почти всех изученных шлировидных включений и большей части зерен плагиоклаза вмещающих их гранитоидов соответствует 20-35 % An, т.е. весьма близок. Это может указывать на то, что магмы, из которых формировались шлировидные включения (с учетом зональности их микролитов плагиоклаза), испытали достаточно резкие перепады давления даже в ходе кристаллизации их основной массы. При этом, Т-Р условия только на поздних стадиях кристаллизации включений были близки таковым вмещающих их гранитоидов. На ранних же стадиях они несколько отличались, способствуя кристаллизации более высокотемпературных разновидностей минералов.

#### МИНЕРАЛОГИЯ

В части изученных нами шлировидных включений были определены химические составы амфиболов и биотитов (табл. 2-3), которые вместе с таковыми вмещающих их гранитоидов в полном виде приводятся здесь впервые.

**Амфибол.** Все амфиболы шлировидных включений, как и амфиболы вмещающих их пород [4], относятся к группе роговых обманок кальциевых амфиболов [14]. Амфиболы включений обычно характеризуются несколько повышенной железистостью и калиевоностью. В амфиболах включений Токско-Нуямского массива отмечается повышенная степень окисленности железа при пониженной титанистости и кальциевоности (табл. 2).

**Биотит.** Все слюды включений, как и слюды вмещающих их пород [1], относятся к магнезиальным биотитам [47]. В слюдах включений Токско-Нуямского массива обычно проявлена несколько более высокая железистость и степень окисленности железа при пониженных содержаниях титана (табл.3).

По составам сосуществующих минералов пород можно оценить условия их кристаллизации (табл. 4). Так, по глиноземистости биотитов (Би) и амфиболов (Амф), в соответствии с [29], нами оценено общее давление ( $P_{\Sigma}$  от 3,5 до 4,1 кбар), а по их железистости, в соответствии с [30], - температура кристаллизации (675- >800°C) изученных гранитоидов и их включений, которым, по [31], соответствуют глубины мезоабиссальной фации (12,5-14,0 км). Кроме

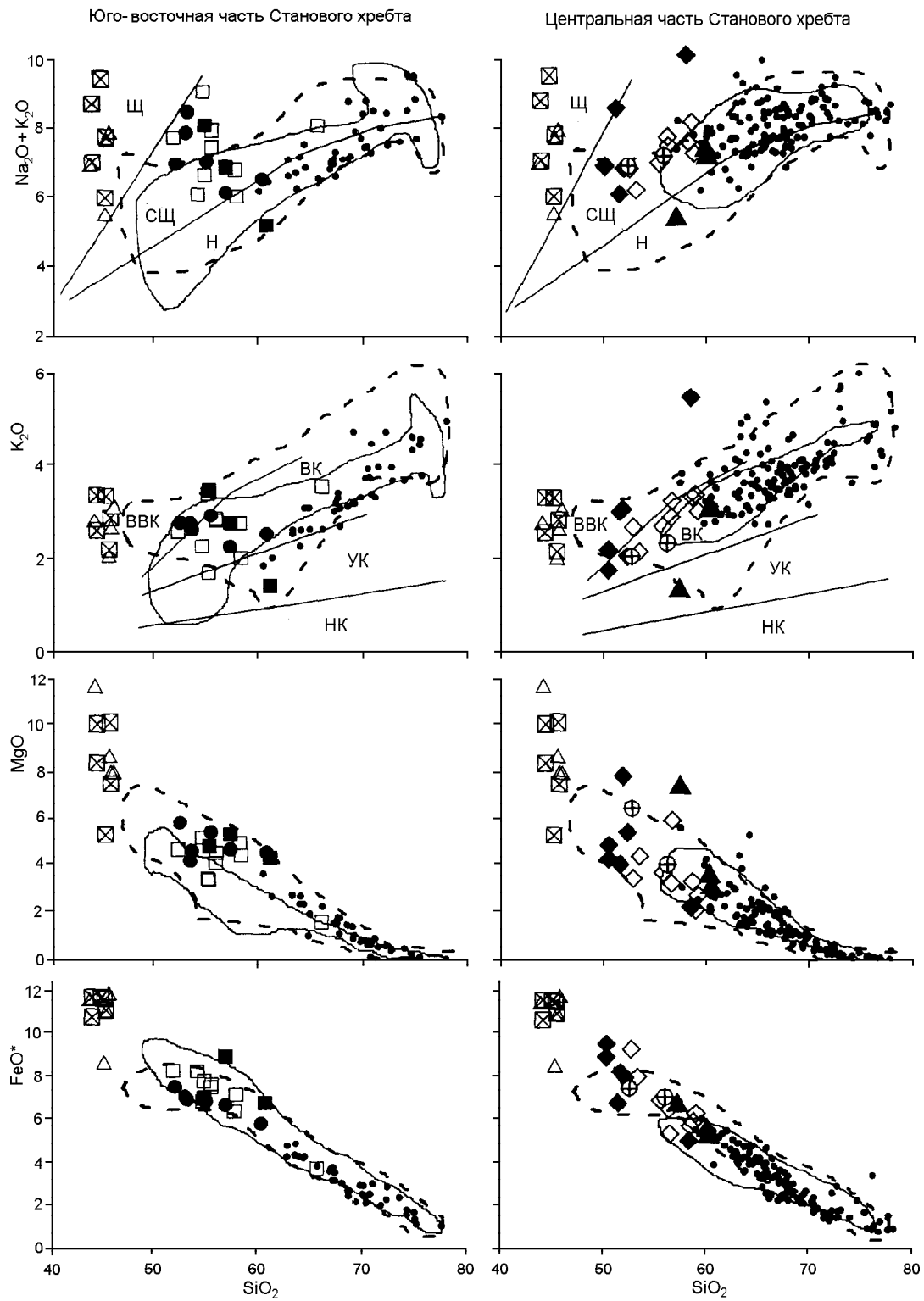
того, в соответствии с [43], нами были определены содержания ( $C_{H_2O}$  от 3,5 до 9,0%) и парциальное давление ( $P_{H_2O}$  от 2,3 до 4,0 кбар) воды, а по железистости биотита [61] -достаточно высокие величины окислительного потенциала ( $f_{O_2} = 11,0-13,7$ ) в этих кристаллизующихся системах.

При этом оказалось, что если значения  $f_{O_2}$ ,  $P_{H_2O}$  и  $C_{H_2O}$  во всех группах парагенетически связанных пород включений и гранитоидов (несмотря на довольно значительные вариации в их общей ассоциации) повсеместно оказались весьма близкими, то значения "Т" и "Р" кристаллизации только небольшой части этих групп пород оказались идентичными. В большинстве же этих групп значения давления (4,1 против 3,5 кбар) и температуры (соответственно >800-800 и 725 против 750 и 700°C) для включений оказались несколько выше, чем для вмещающих их гранитоидов (что подтверждается и выводами по ранее рассмотренным составам плагиоклазов в этих породах).

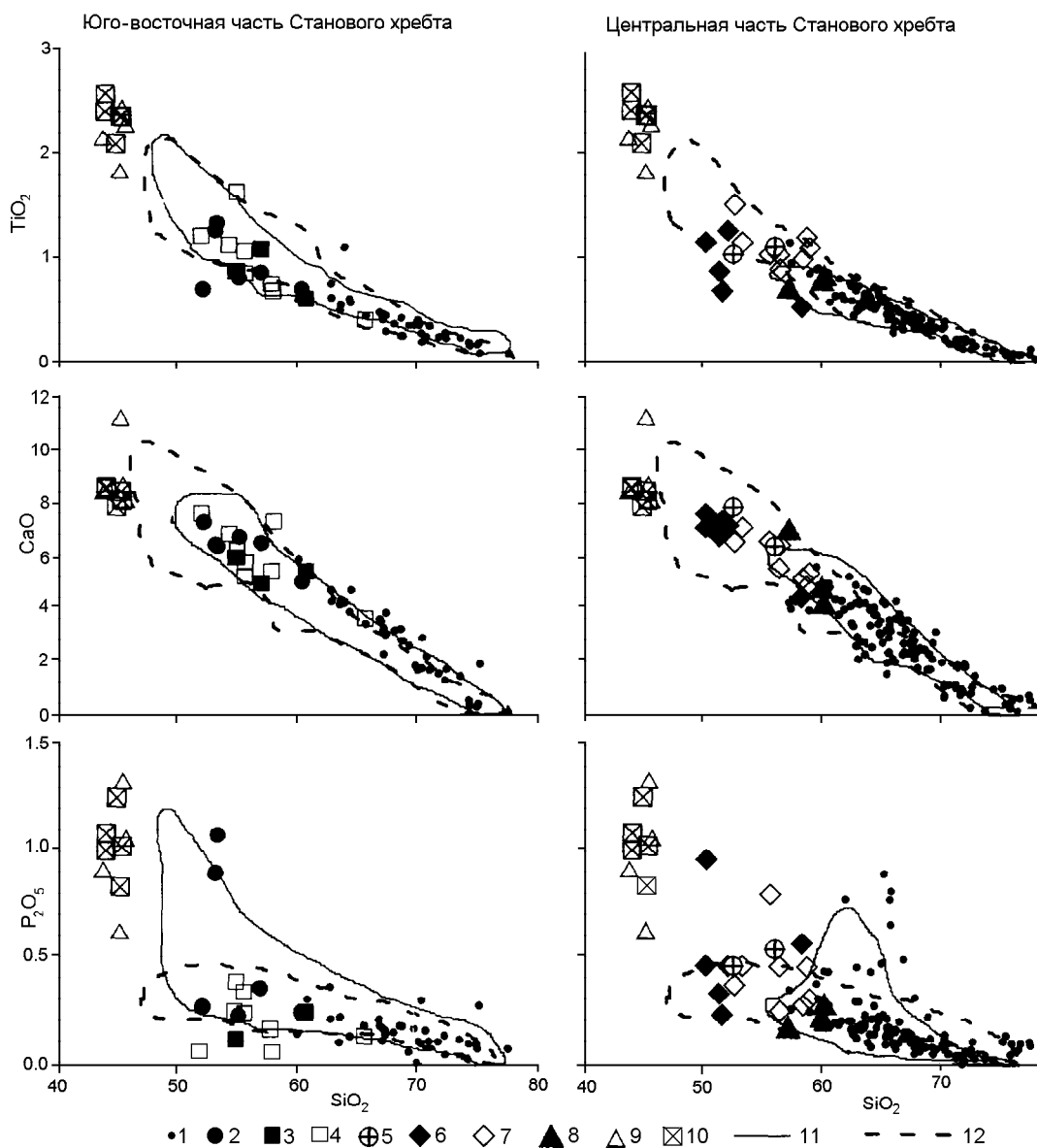
#### ГЕОХИМИЯ

Особенности химического состава шлировидных включений (35 проб) из гранитоидов Токско-Нуямского (18), Тындинского (14) и Дюпкойского (3) массивов Станового хребта исследовались на базе их полных силикатных анализов и широкого спектра микроэлементов, включающих Rb, Li, Ba, Sr, Ni, Co, Cr, V, Mo, Sn, Pb, Zn, Be, B, F, Nb, Ta, Zr, Hf. Все эти данные отражены в таблице 1 и на графиках (рис. 3-6), где они сопоставлены с составами не только всех мезозойских гранитоидов Становика (137 проб), но, для сравнения, и всего комплекса близковозрастных с ними (>280 проб), а также кайнозойских вулканитов региона, включая данные [35].

Как следует из таблицы 1 и рисунка 3, шлировидные включения относительно вмещающих их гранитоидов региона обычно обогащены Mg, Fe, Ti, Ca и по кремнеземистости колеблются от лейкоаббро (8 проб) до диоритов (13 проб), кварцевых диоритов (13 проб) и гранодиоритов (1 проба), нередко заметно отличаясь даже в пределах отдельных скоплений. Так например, по р. Сивагачи (Токско-Нуямский массив), по р. Аммунахта и р. Моракачи (Тындинский массив) содержания  $SiO_2$  во включениях варьирует от 50,30-52,20% до 58,31-60,40%. В конкретных скоплениях наиболее мелкозернистые включения в основном и наиболее меланократовые, хотя в крупных скоплениях среди них вполне могут появляться и более лейкократовые, а достаточно крупнозернистые включения могут быть и меланократовые.



**Рис. 3.** Соотношение содержаний суммы щелочей,  $K_2O$ ,  $MgO$ ,  $FeO^*$ ,  $TiO_2$ ,  $CaO$  и  $P_2O_5$  с кремнеземистостью (%) в позднемезозойских магматических образованиях Станового хребта.



Продолжение рис. 3.

1 - позднемезозойские гранитоидные образования юго-восточной и центральной частей Станового хребта; 2-4 - шлировидные включения в гранитоидах Токско-Нуямского массива юго-восточной части региона (2 - р. Сивагачи, 3 - р. Чапа, 4 - с других участков); 5 - слабонейсовидные габбро и диориты широкой близконтактной зоны (или наиболее ранней интрузивной фазы) в юго-западной части Тындинского массива (р. Моракачи); 6-8 - шлировидные включения в гранитоидах Тындинского (6 - р. Амунахта, 7 - р. Моракачи) и Дюпкойского (8) массивов центральной части Станового хребта; 9-10 - кайнозойские щелочные базальтоиды юго-восточной и центральной частей Становика (9 - оригинальные данные, 10 - по [35]). 11 - поля составов позднемезозойских вулканитов юго-восточной и центральной частей Становика, 12 - эффузивы вулкана Тогунас, самого северо-западного участка центральной зоны Становика.

Незамкнутыми сплошными линиями на графиках соотношения содержаний в породах суммы щелочей и SiO<sub>2</sub> выделены области распространения нормально-щелочных (Н), субщелочных (СЩ) и щелочных (Щ) магматических пород, по [21]; а на графиках K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> - поля составов низкокальциевых (НК), умереннокальциевых (УК), высококальциевых (ВК) и весьма высококальциевых шшонит-латитовых (ВВК) серий магматических образований по [57]. FeO\* - соответствует суммарному содержанию в породах железа в пересчете на его закисную форму. Коннодами соединены составы некоторых шлировидных включений и непосредственно вмещающих их гранитоидов.

Таблица 2. Состав амфиболов в позднемезозойских гранитоидах и их шпировидных включениях.

Массив	Токско-Нуямский						Тындинский								
	Диорит		Кварцевый диорит		Грано-диорит	Гранит	Долерит		Диорит		Кварцевый диорит		Гранодиорит		
Индекс проб	16/6*	16/9*	10*	9	1	7	61*	64/23*	89/11*	70	92	62	71	79	80
Номер	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	46.86	46.00	44.49	45.80	47.08	48.01	48.01	45.85	44.66	45.56	49.19	45.67	46.84	48.00	48.04
TiO <sub>2</sub>	0.76	0.88	1.11	1.20	1.16	1.16	1.28	1.62	1.75	1.49	1.38	1.52	1.45	1.25	2.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.04	7.30	9.50	7.99	7.18	7.27	7.78	8.26	8.62	8.49	6.37	7.92	7.71	6.26	6.49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.16	5.01	5.47	4.05	2.95	3.58	3.37	3.68	3.63	4.20	3.02	3.96	3.44	3.75	2.75
FeO	10.41	10.77	12.21	12.21	12.93	11.14	10.78	11.49	12.21	11.14	10.78	11.14	11.49	10.41	11.13
MnO	0.58	0.56	0.42	0.71	0.64	0.62	0.42	0.56	0.58	0.50	0.38	0.57	0.62	0.42	0.41
MgO	13.69	13.57	11.94	11.90	12.27	13.05	13.69	12.81	12.39	12.27	14.50	13.08	12.95	14.07	13.56
CaO	11.37	11.15	10.82	11.79	12.00	11.73	11.89	12.11	11.80	12.11	10.88	11.68	11.55	12.05	11.16
Na <sub>2</sub> O	1.36	2.07	1.36	1.26	1.02	1.20	1.22	1.25	1.26	1.15	1.07	1.38	1.43	1.21	1.07
K <sub>2</sub> O	0.99	1.40	1.40	0.75	0.64	0.68	0.68	0.82	1.15	0.77	0.52	0.75	0.76	0.61	0.66
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	--	--	--	0.26	0.37	0.15	0.23	0.12	0.23	0.43	0.60	0.46	0.41	0.44	0.36
F	0.50	0.04	0.20	0.28	0.20	0.32	0.10	0.26	0.18	0.22	0.20	0.25	0.30	0.20	0.20
Cl	--	--	--	0.04	0.05	0.05	0.05	0.09	0.07	0.05	--	0.06	0.07	0.04	0.04
H <sub>2</sub> O	1.43	1.22	1.27	1.40	1.56	1.38	1.11	1.05	0.99	0.76	1.37	1.27	1.24	1.15	1.12
Сумма I	100.16	99.98	100.20	99.64	100.05	100.33	100.60	99.96	99.52	99.12	100.26	99.71	100.26	99.86	99.08
O~F	0.21	--	0.08	0.12	0.08	0.13	0.04	0.11	0.08	0.09	0.08	0.10	0.13	0.08	0.08
Сумма II	99.95	99.98	100.12	99.52	99.97	100.20	100.56	99.85	99.44	99.03	100.18	99.61	100.13	99.78	99.00
Rb	--	--	--	2	4	4	--	1	18	2	--	4	4	8	11
Li	--	--	--	6	23	17	--	6	11	5	3	7	6	10	7
Ba	--	--	--	89	71	83	--	88	99	160	190	74	63	110	100
Sr	--	--	--	22	54	21	--	41	57	48	72	30	19	42	19
V	--	--	--	190	260	300	--	230	220	210	330	190	180	200	240
Cr	--	--	--	48	79	95	--	23	40	42	120	63	41	46	100
Co	--	--	--	11	17	14	--	29	35	15	52	42	42	35	52
Ni	--	--	--	36	45	57	--	24	33	42	120	50	36	44	110
Cu	--	--	--	20	18	7	--	42	21	36	21	32	14	23	24
Zn	--	--	--	502	360	440	--	360	380	300	300	290	312	296	440
Pb	--	--	--	1.6	2.8	4.7	--	2.4	2.2	6.3	3.8	4.2	4.2	4.8	7.2
Sn	--	--	--	6.0	9.1	8.7	--	2.6	3.3	5.8	7.6	7.9	10.5	10.0	7.6
W	--	--	--	0.64	17	1.0	--	--	--	2.0	0.27	0.51	1.71	9.1	8.0

Примечание. Пробы со знаком "\*" соответствуют шпировидным включениям. Места отбора проб указаны в примечании к таблице 1.

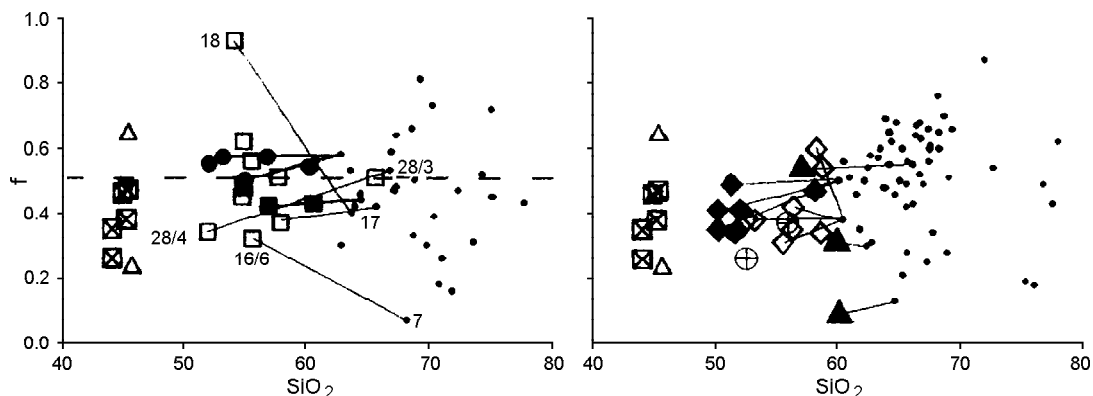


Рис. 4. Соотношение значений степени окисленности железа [ $f = \text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO})$ ] в шпировидных включениях и их непосредственно вмещающих позднемезозойских гранитоидах (соединенных коннодами) различных частей Станового хребта.

Условные обозначения см. рис.3.

ми (р.р. Аммунахта и Моракачи, примечание к табл. 1). При этом, состав микропризматическзернистых шлировидных включений 1-й петрографической группы варьирует от габбро и диоритов до кварцевых диоритов (11/5).

Почти все шлировидные включения являются высокоглиноземистыми, низко- и умереннотитанистыми ( $TiO_2$  от 0,61 до 1,62%), а железистость варьирует в них от 49 до 75%. По щелочности, в соответствии с [21, 57], все они относятся к К-Na серии и изменяются от умереннокалиевых пород нормального ряда (наиболее развитых в гранитоидах юго-восточной части региона) до примерно поровну (в отношении 7:9) высококалиевых и весьма высококалиевых (шошонит-латитовых) образований субщелочного ряда.

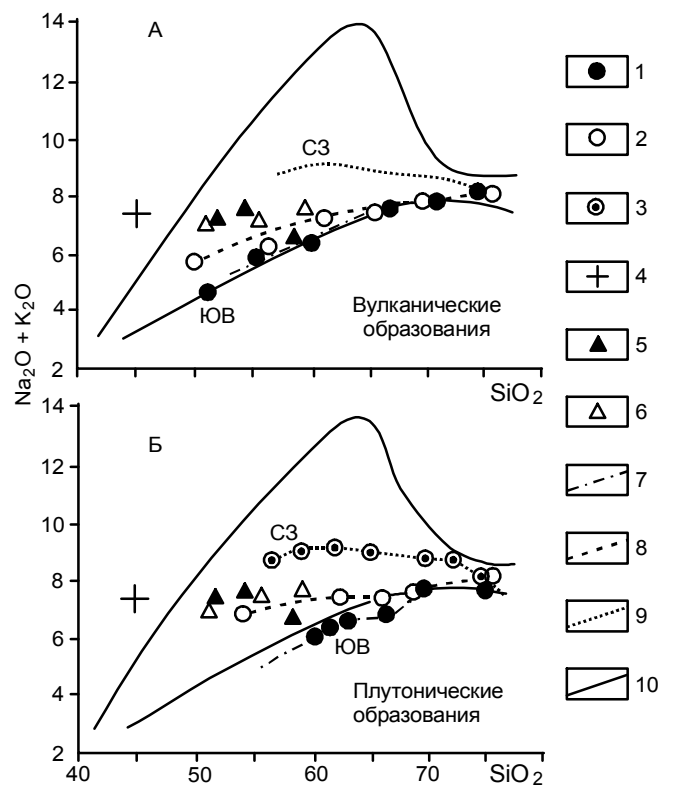
В сравнении с вмещающими их гранитоидами (табл. 1, рис. 3-4) включения по большей мере характеризуются близкой и даже более высокой суммарной щелочностью и калиевостью, а также обычно близкими содержаниями  $P_2O_5$ ,  $H_2O$ , значениями степени окисленности железа (кроме 2-х парагенетически связанных пар пород 17-18 и 28/3-28/4) и, часто, содержаниями  $TiO_2$  (большая часть включений в гранитоидах Токско-Нуямского массива и в скоплении по р. Аммунахта Тындинского массива).

Особо следует отметить, что содержания суммы щелочей, магния и большинства других петрохимических параметров во включениях как юго-восточной, так и центральной частей Становика соответствуют таковым большей части базальт-андезитовых вулканитов центральной части региона (рис. 3, 5), с которыми они составляют единый эволюционный ряд. В то же время, средние содержания суммы щелочей и магния в мафических вулканитах центральной части региона заметно повышены относительно таковых в вулканитах его юго-восточной части (рис. 3, 5). При этом, именно в гранитоидах на юго-востоке региона, где проявлена основная часть умереннокалиевых вулканитов нормального ряда, хотя и редко, но обнаруживаются сходные с вулканитами наименее щелочные включения. Здесь же подчеркнем, что в отличие от вулканических толщ региона, где резко преобладают породы среднего состава (андезиты), среди шлировидных включений явно преобладают именно мафические образования (габбро и диориты).

Детальное исследование распределения в шлировидных включениях Станового хребта большой группы микроэлементов (табл. 1, рис. 6) показало, что в них в сравнении с непосредственно вмещающими их гранитоидами отмечаются по большей мере

близкие и повышенные содержания Rb, Pb, Ba (аналогично К и сумме щелочей), а также, весьма часто, близкие содержания B, F, Li, Be, Sn, Zn и даже (в центральной части региона) Ni и Cr, что можно рассматривать как отражение процесса выравнивания составов тех и других образований.

При этом, в сравнении с вмещающими гранитоидами во включениях 28/4 отмечаются anomalно повышенные содержания Li, Ba при резко пониженных - Pb и Sn, а во включении 18 - anomalно повышенные содержания Sn при резко пониженных - Sr.



**Рис. 5.** Соотношение средних содержаний суммы щелочей и  $SiO_2$  (%) в дифференцированных сериях позднемезозойских вулканических (А) и плутонических (Б) пород различных частей Станового хребта.

1-3 - средние составы основных петрохимических типов позднемезозойских магматических пород юго-восточной (1), центральной (2) и северо-западной (3) частей Станового хребта; 4 - средний состав кайнозойских щелочных базальтоидов Токинского Становика; 5-6 - средние составы шлировидных включений в гранитоидах юго-восточной (5) и центральной (6) частей региона; 7-9 - вариационные линии изменения средних составов позднемезозойских магматических пород юго-восточной (7), центральной (8) и северо-западной (9) частей Станового хребта; 10 - границы области распространения и характер эволюции субщелочных магматических пород, по [21].

Таблица 3. Состав биотитов из позднемезозойских гранитоидов и их шлировидных включений.

Массив	Токско-Нуямский										
	Порода	Долерит	Диорит					Грано-диорит	Кварцевый диорит		Грано-диорит
Индекс проб	28/4*	18*	16/6*	16/9*	10*	4/2*	9	17	1	7	
Номер	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
SiO <sub>2</sub>	36.05	36.71	36.65	37.45	37.80	37.40	36.97	36.16	36.43	37.82	
TiO <sub>2</sub>	4.00	3.90	3.40	3.45	2.90	3.15	3.34	4.52	3.92	3.71	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.62	15.81	13.58	13.57	15.44	13.50	13.92	15.02	16.05	13.43	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.41	2.92	6.71	7.10	2.91	9.49	2.70	1.31	2.67	2.70	
FeO	14.36	15.27	12.57	14.06	15.62	12.53	14.73	16.88	16.34	14.73	
MnO	0.40	0.34	0.38	0.34	0.32	0.34	0.43	0.33	0.47	0.37	
MgO	11.75	12.29	12.75	12.00	12.54	11.59	13.03	12.46	11.54	13.03	
CaO	2.00	0.45	2.60	1.25	1.91	2.00	1.85	0.86	0.38	1.60	
Na <sub>2</sub> O	0.20	0.20	0.55	0.22	0.41	0.24	0.31	0.27	0.25	0.40	
K <sub>2</sub> O	6.02	9.03	6.22	7.90	6.50	7.22	7.32	7.64	8.42	7.80	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.24	0.27	0.25	0.16	0.30	0.65	0.38	0.18	0.49	
F	0.65	0.70	0.65	0.75	0.38	0.70	0.55	0.45	0.60	0.75	
Cl	--	0.09	0.05	0.04	0.04	--	0.03	--	0.05	0.06	
CO <sub>2</sub>	--	0.40	0.22	0.10	--	--	--	0.11	0.06	0.11	
H <sub>2</sub> O	2.47	2.39	3.77	3.15	4.14	2.12	3.98	4.07	2.59	3.42	
Сумма I	100,15	100,74	100,37	101,62	101,07	100,58	99,81	100,46	99,95	100,42	
O~F	0,28	0,29	0,28	0,32	0,16	0,30	0,21	0,17	0,25	0,29	
Сумма II	99,87	100,45	100,09	101,30	100,91	100,28	99,60	100,29	99,70	100,13	
Rb	218	309	346	455	257	200	348	268	330	486	
Cs	6	--	16	24	3	5	5	6	--	11	
Li	113	342	188	103	132	132	384	364	180	556	
Ba	--	--	930	1000	620	--	1300	--	3000	1300	
Sr	--	--	18	20	52	--	7	--	22	23	
V	--	--	230	290	320	--	270	--	320	250	
Cr	--	--	180	110	170	--	46	--	55	120	
Co	--	--	120	150	120	--	120	--	140	83	
Ni	--	--	250	180	160	--	440	--	500	400	
Cu	--	--	42	55	46	--	52	--	36	18	
Zn	--	--	--	287	350	--	1150	--	960	760	
Pb	--	--	--	2.2	2.4	--	13.2	--	9.1	13.0	
Sn	--	--	--	3.6	4.4	--	3.6	--	5.0	7.9	
W	--	--	--	--	--	--	1.5	--	--	--	

С другой стороны (рис. 6), по концентрациям микрокомпонентов (как и макрокомпонентов, рис. 3) изученные шлировидные включения находятся в почти полном соответствии с составами мезозойских вулканитов региона.

Так, все они относительно соответствующих кларков по А.П. Виноградову имеют повышенные содержания Ba, Mo, Sn и Pb. При этом, включения габбро и диоритов здесь, как и вулканиты базальт-андезибазальтового ряда региона, имеют повышенные содержания Be, V и пониженные - Ni, Co; включения кварцевых диоритов, как и андезиты, имеют повышенные содержания Zr, Hf и пониженные - Rb (вулканиты дацит-риолитового ряда региона характеризуются повышенными содержаниями Ni, Mo, Hf при пониженных - Rb, Li, Be, Sn, Cu). Вместе с близ-

кими по кремнекислотности вулканическими образованиями региона составы включений образуют общие дифференцированные серии, где от базальтов к риолитам отмечается постепенное увеличение содержания Rb, Pb, Ba (до андезитов), Nb и уменьшение - Sr, Ni, Co, Cr, V, Cu, Zn, Sn, F, Li, Zr, Hf. При этом, составы включений в гранитоидах юго-восточной части Становика (как и таковые центральной) находятся в полях составов вулканитов не только юго-восточной части региона, но и, по большей мере, центральной его части.

Здесь же добавим, что шлировидные включения в кварцевых диоритах юго-западной части Тындинского массива (р. Моракачи) по большинству параметров состава весьма близки сходным по кремнеземистости крупнозернистым габбро и диоритам из

Продолжение таблицы 3.

Массив	Тындинский										
	Долерит	Диорит			Кварцевый диорит			Гранодиорит			Андезит
Индекс проб	64/23*	89/11*	89/20*	70	62	89/18	92	71	79	80	138
Номер	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO <sub>2</sub>	38.68	38.23	37.70	36.74	37.25	37.90	35.25	36.29	37.24	37.54	37.44
TiO <sub>2</sub>	3.71	4.23	4.49	4.08	3.66	3.92	4.62	4.05	4.23	3.81	6.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.48	13.71	14.10	14.08	14.02	13.57	14.39	13.90	13.62	13.12	13.47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.52	1.71	2.32	2.53	2.39	2.63	3.07	2.53	3.02	3.96	3.05
FeO	14.73	15.98	14.73	15.62	14.91	15.08	14.91	16.52	15.27	14.37	12.21
MnO	0.34	0.31	0.32	0.26	0.34	0.34	0.26	0.33	0.31	0.31	0.27
MgO	12.63	12.25	12.70	12.43	12.91	12.70	14.27	12.55	13.40	13.51	14.66
CaO	4.02	1.29	0.78	0.78	1.08	1.85	0.92	1.10	0.95	1.35	1.40
Na <sub>2</sub> O	0.69	0.54	0.40	0.31	0.44	0.40	0.20	0.30	0.34	0.17	0.76
K <sub>2</sub> O	6.17	8.45	8.29	8.57	7.97	7.97	6.62	7.60	7.70	7.33	6.25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.32	0.41	0.35	0.41	0.45	0.53	0.60	0.53	0.62	0.53	0.65
F	0.65	0.65	0.80	0.75	0.50	0.30	0.35	0.75	0.10	0.35	0.30
Cl	--	--	--	0.08	0.10	--	0.10	0.10	0.05	0.06	0.14
CO <sub>2</sub>	--	0.22	--	0.16	--	0.11	0.40	--	0.11	0.06	0.28
H <sub>2</sub> O	2.94	2.38	2.91	3.21	4.09	3.36	3.89	4.06	3.29	3.85	4.50
Сумма I	99,88	100,34	99,89	100,01	100,11	99,66	99,85	100,61	100,25	100,32	101,39
O~F	0.25	0.25	0.31	0.29	0.19	0.11	0.15	0.29	0.04	0.15	0.13
Сумма II	99,63	100,09	99,58	99,72	99,92	99,55	99,70	100,32	100,21	100,17	101,26
Rb	268	595	625	328	407	536	223	466	278	357	191
Cs	6	34	18	8	20	8	5	5	10	13	--
Li	394	475	414	353	424	424	98	445	157	135	150
Ba	--	950	--	1900	1200	--	2000	1000	2900	2300	1700
Sr	--	37	--	21	31	--	16	15	16	17	42
V	--	250	--	290	460	--	350	240	260	290	250
Cr	--	66	--	87	38	--	120	64	57	110	40
Co	--	120	--	120	130	--	130	110	140	120	150
Ni	--	83	--	460	480	--	570	290	400	460	110
Cu	--	36	--	63	33	--	110	28	35	40	79
Zn	--	300	--	346	490	--	312	290	440	360	362
Pb	--	1.6	--	3.1	3.8	--	4.8	3.8	6.6	5.0	23
Sn	--	5.0	--	4.0	4.8	--	3.3	5.5	3.5	5.0	7.6
W	--	--	--	0.93	1.0	--	4.7	2.9	0.69	0.34	--

Примечание. Пробы со знаком "\*" соответствуют шлировидным включениям. Места отбора проб указаны в примечании к таблице 1.

широкой близконтактной зоны (скорее всего, наиболее ранней интрузивной фазы) на сопряженном участке того же массива.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

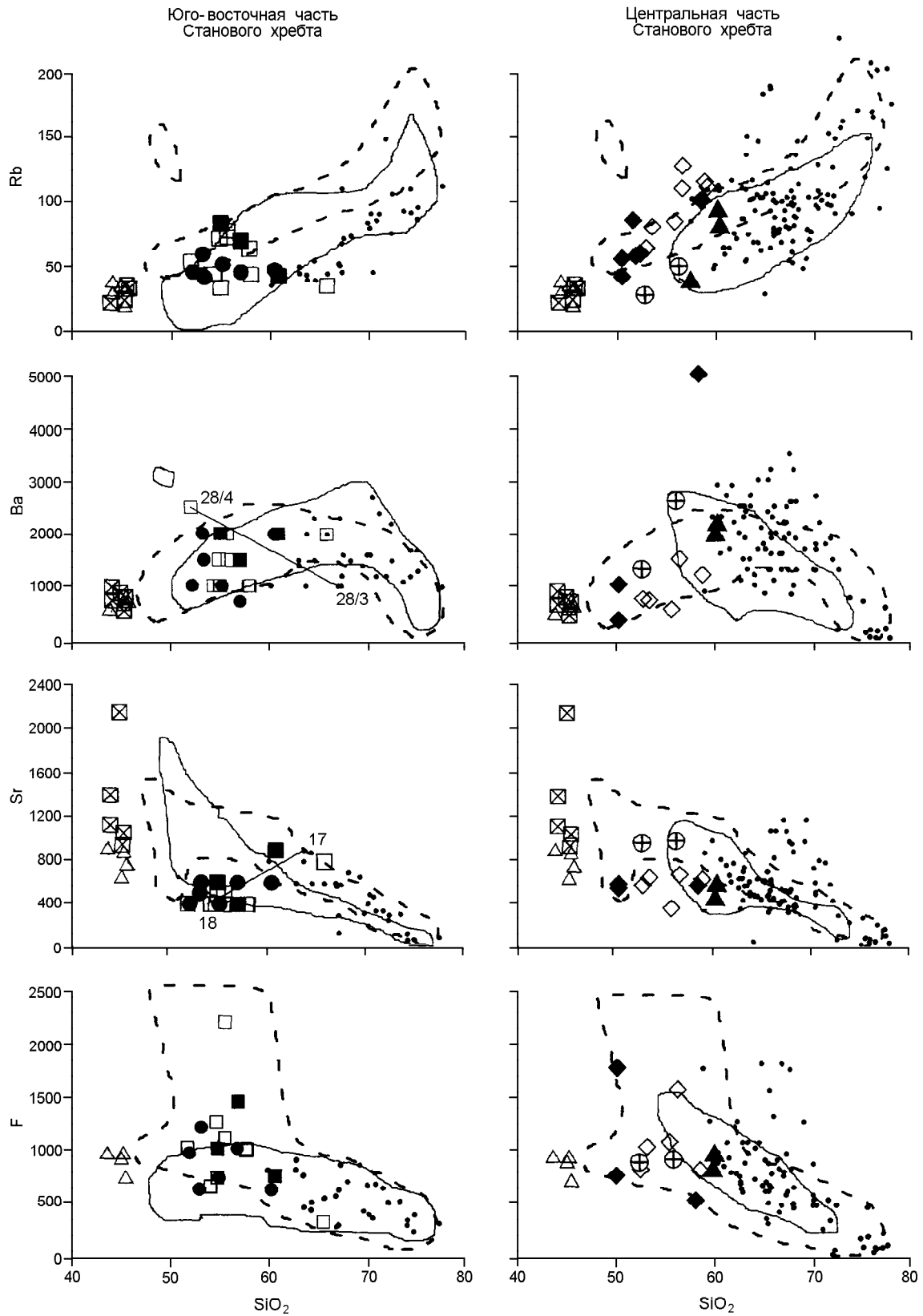
Все существующие сейчас гипотезы о происхождении шлировидных включений в магматических породах можно объединить в 3 группы.

**1. Ксеногенная.** Многие исследователи склонны рассматривать шлировидные включения как ксенолиты, т.е. обломки чужеродных осадочных, метаморфических и более древних магматических пород, находящихся на разной стадии переработки грани-

тоидным расплавом [20, 49, 57 и др.], либо как остатки пород глубинного субстрата - "реститы", в результате плавления которых образовались захватившие их гранитоидные магмы [34, 36 и др.].

**2. Образование шлировидных включений при смешении 2-х разноглубинных магм кислого и основного состава** [6, 15, 16, 28, 60 и др.].

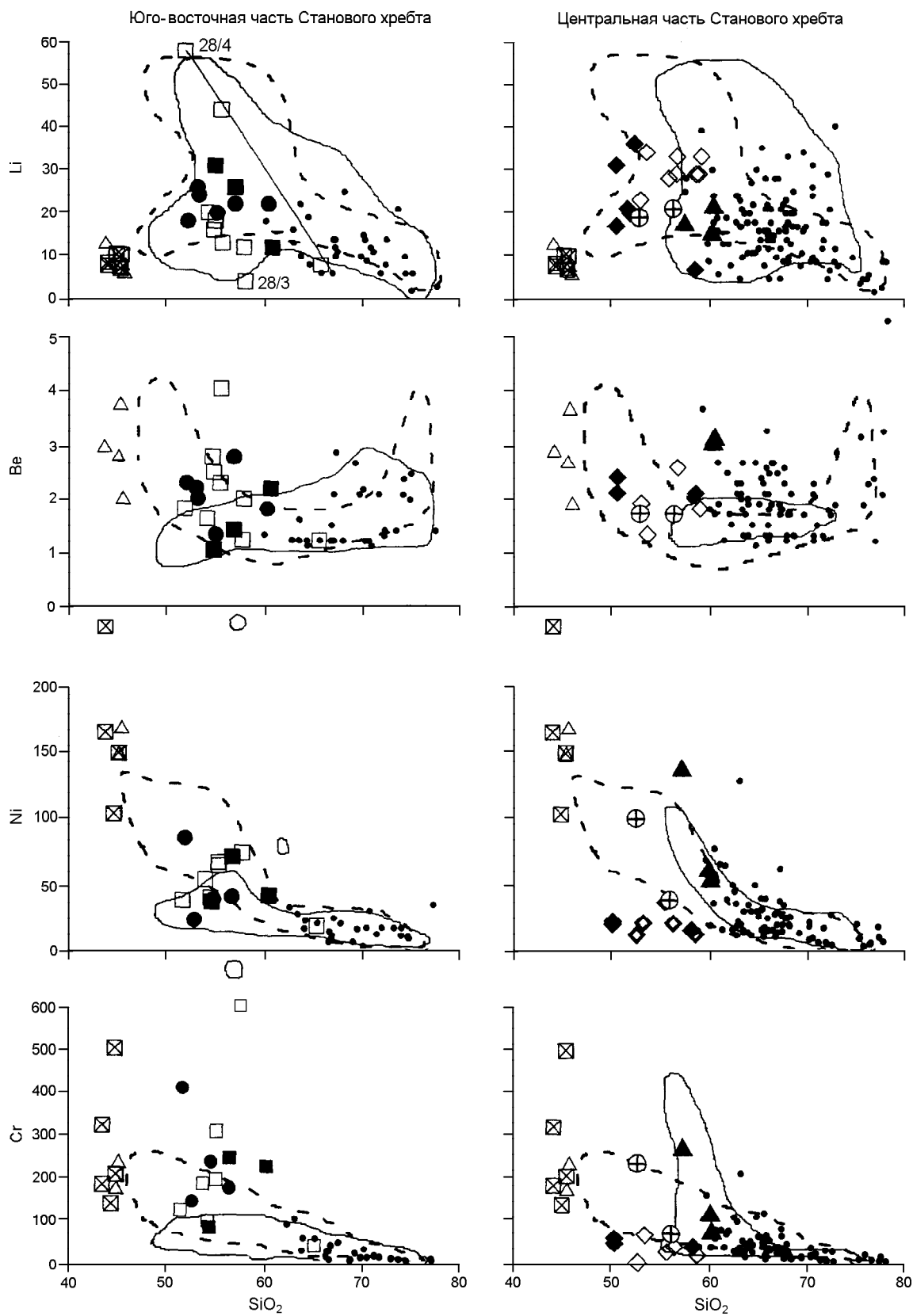
**3. Родственная.** Согласно этой точке зрения шлировидные включения формируются совместно с вмещающими их гранитоидами из единого расплава за счет его кристаллизационной, гравитационной, ликвационной дифференциации [22, 28, 40, 46, 54 и др.] или продуктов протокристаллизации, т.е. пород



**Рис. 6.** Соотношение содержаний Li, Rb, Ba, Sr, F, Be, Ni, Cr (г/т) и  $\text{SiO}_2$  (%) в мезозойских магматических образованиях Станового хребта.

Условные обозначения см рис.3.





Продолжение рис. 6.

**Таблица 4. Содержания SiO<sub>2</sub> (мас. %) и некоторые параметры физико-химических условий кристаллизации шлировидных включений (\*) и непосредственно их вмещающих позднемезозойских гранитоидов Станового хребта.**

№ п.п.	Индекс проб	SiO <sub>2</sub> (%)	h(км), по [31]	P <sub>s</sub> (кбар), по [29]	T°С (Би-Амф), по [30]	-lgfO <sub>2</sub> , по [61]	по [43]	
							P <sub>H<sub>2</sub>O</sub> (кбар)	C <sub>H<sub>2</sub>O</sub> (%)
Юго-восточная часть Станового хребта. Токско-Нуямский массив.								
1	28/4*	51,99	12,5^	3,5^	-	14,0	-	-
2	18*	54,30	12,5^	3,5^	-	13,5	-	-
3	17	63,69	12,5^	3,5^	-	13,5	-	-
4	16/9*	54,63	12,5	3,5	> 800	13,7	> 2,3	< 3,5
5	16/6*	55,68	12,5	3,5	800	13,0	2,3	3,5
6	7	68,16	12,5	3,5	750	13,0	3,0	4,8
7	10*	57,00	14,0	4,1	675	13,4	4,0	9,0
8	9	62,90	12,5	3,5	675	13,5	3,3	8,0
Центральная часть региона. Гындинский массив.								
9	64/23*	50,30	14,0	4,1	725	13,2	4,0	6,5
10	62	60,25	12,5	3,5	700	13,3	3,5	7,0
11	89/11*	56,44	14,0	4,1	700	13,6	4,0	8,0
12	89/20*	58,75	12,5^	3,5^	-	13,4	-	-
13	89/18	60,58	12,5^	3,5^	-	13,2	-	-
14	70	56,06	14,0	4,1	725	13,5	4,0	6,5

Примечание. Характеристики различных серий шлировидных включений и непосредственно их вмещающих гранитоидов разделены в таблице линиями. Значения глубин (h) и общего давления (P<sub>s</sub>) формирования данных пород со знаком "^" определялись не по рассчитанным параметрам состава их минералов, а на основании сопоставления геолого-петрографических особенностей гранитоидов, вмещающих включения, и гранитоидов других фаций, наиболее близко к ним расположенных (прежде всего - степени их раскристаллизованности и характера контактовых зон в пределах конкретного участка гранитоидных массивов с древними метаморфическими образованиями, в том числе - наличия мощных эндоконтактовых зон крупнозернистых гибридных мезоабиссальных гранитоидов или узких "закаленных" зон, сложенных наиболее мелкозернистыми гипабиссальными образованиями). Пробы со знаком "\*" соответствуют шлировидным включениям. Места отбора проб указаны в примечании к таблице 1.

краевых, быстро закристаллизовавшихся фаций массивов по мере неоднократных остановок магмы при ее движении [37, 38 и др.].

Как нами показано, наличие во всех изученных шлировидных включениях высокого идиоморфизма минералов вкрапленников, зональных и полисинтетически-сдвойникованных зерен плагиоклаза и роговой обманки, а также призматически- и гипидиоморфнозернистых структур основной массы пород свидетельствует в пользу не метаморфического и "реститового", а именно магматического генезиса включений. При этом, изначально большинство данных включений в основном присутствовали в кислой магме скорее всего именно в жидкой форме, а не в виде ксенолитов магматических пород, так как все они при резких контактах с вмещающими гранитоидами имеют округлую, иногда заливообразную форму, и среди них выявлены зональные включения с зонами закалки.

Принимая существование шлировидных включений в гранитоидной магме в виде жидкой фазы (магмы), обсудим их происхождение с различных позиций. Начиная это обсуждение с позиций возможности ликвации исходного гранитоидного расплава, необходимо учесть следующее. Из недавних обобщений следует, что "...современные данные экспериментальной и теоретической петрологии ограничивают область несомненного проявления несмесимости в высокожелезистых расплавах, причем в этих расплавах ликвационные явления развиваются только на микроуровне" [33], и, следуя мнению В.Н. Анфиломова [7], "...не существует причин, которые могли бы вызвать стабильное макрорасслоение кислых магм". В то же время, данные заключения некоторыми петрологами подвергаются сомнению.

Шаровые, ленточные, вариолевые и т.д. магматические образования, часто признаваемые за продукты ликвации как кислых, так и основных

магм [32, 41, 56 и др.], характеризуются однородным и либо близким по основности, либо более кремнекислым составом и обычно развиты в щелочных магматических образованиях. В противовес этому, изученные нами шлировидные включения проявлены совсем не в щелочных образованиях, и в сравнении с их вмещающими гранитоидами они всегда менее кремнеземистые и часто заметно различаются по  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$  и щелочности в пределах одного скопления.

Здесь же кратко и на собственных примерах оценим применимость недавно высказанной Г.А. Валуи [11] гипотезы о возможности образования шлировидных включений как ликвационных образований, обусловленных кавитационными процессами по мере схлопывания пузырей в дегазирующих кислых магмах приконтактовых и апикальных зон интрузий. Так, по мнению [11], в результате схлопывания пузырей от их центров в стороны образуется волна повышенного давления, приводящая в области ее влияния к значительной диффузии из окружающей магмы таких малообъемных катионов, как Na, Ca, Mg,  $\text{Fe}^{2+}$ , ранней кристаллизации микролитов плагиоклаза и амфибола и, далее, разделению расплавов. При этом предполагается, что кавитация наиболее логично может объяснить наличие в одном обнажении включений разного размера, зернистости и состава, т.е. более крупнозернистые включения являются и более крупными, и более основными, ибо образовались от схлопывания более крупных пузырей, содержащих большее количество флюидов и т.д. Соответственно можно полагать, что в зонах "кипения" магмы возможно равновесное существование достаточно крупных объемов жидкостей, соответствующих по основности чуть ли не всему ряду магматических образований по кремнеземистости, которые, к тому же, могут находиться как в отделившейся, так и неотделившейся фазе.

Учитывая вышесказанное, следует отметить, что шлировидные включения гранитоидов Станового хребта, хотя и приурочены, по большей мере, к близкоровельным зонам гранитных массивов, никогда не проявляются в зонах их непосредственных эндоконтактов. При этом, они почти всегда приурочены не к наиболее салическим разностям гранитоидов массивов (что должно быть свойственно автолитам, по [11]), но всегда именно к несколько более мафическим разностям (до кварцевых диоритов). К тому же разница по кремнеземистости этих пород может быть как незначительной, так и весьма значительной, т.е. включения диоритового состава могут находиться внутри пород гранитного состава (табл.1). Кроме того, наиболее крупнозернистые включения здесь далеко не всегда являются и наиболее меланок-

ратовыми (чаще наоборот). С "кавитационных" позиций не находит объяснения и то, что парагенетически связанные включения и гранитоиды Становика кристаллизовались лишь при близком соотношении летучих компонентов, тогда как в зонах взрыва крупных пузырей, заполненных летучими компонентами и водой, должно проявляться не только не близкое, но явно повышенное содержание этих компонентов относительно окружающей магмы.

Здесь же хочется добавить, что, несмотря на несоответствие происхождения шлировидных включений Становика кавитационной модели, сама эта модель в применении к возможностям формирования разнообразных по составу более мафических магм из более салических, на наш взгляд, заслуживает серьезного внимания и имеет все основания для ее проверки как физико-химическим моделированием, так и с помощью непосредственных экспериментов.

С другой стороны, изученные шлировидные включения Становика, скорее всего, не могут являться и ранними сегрегационными образованиями, обусловленными процессами кристаллизационной или гравитационной дифференциации исходных гранитоидных магм региона. На это указывает то, что в сравнении с непосредственно вмещающими гранитоидами во всегда более мафических включениях проявлены близкие, либо повышенные содержания суммы щелочей, K, Rb, Pb, Ba и, весьма часто, близкие содержания  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ , B, F, Li, Be, Sn, Zn, т.е. компонентов, обычно обогащающих собой наиболее поздние и наиболее богатые летучими салическими продуктами дифференциации гранитоидных магм.

В то же время, более высокая степень раскристаллизации шлировидных включений из даек гранодиорит-порфиров относительно последних, быстро закристаллизовавшихся пород, а также мелкозернистые структуры указывают на то, что включения всегда были раскристаллизованы раньше вмещающих пород и весьма быстро. При этом, следуя [39], обогащение включений при кристаллизации характерным длинноигльчатым апатитом должно определяться повышенной ролью летучих и, что особо важно, значительным температурным градиентом в отношении взаимодействующих включений и вмещающих их магм. Последнее подтверждается и тем (табл. 4), что кристаллизация большей и ранней части объема шлировидных включений в сравнении с таковой вмещающей гранитоидной магмы обычно происходила при более высокой температуре и давлении. Это позволяет предполагать более высокую температуру исходных магм включений, что и явилось основной причиной их большей скорости кристаллизации. В результате, более высокотемпературная мафическая

магма (включения) кристаллизовалась гораздо раньше и быстрее вмещающей гранитоидной, причем при повышенных значениях окислительного потенциала и парциального давления воды, почти идентичных таковым во вмещающей магме. Соответственно, если эти мафические обособления включали в себя достаточное количество ранних высокотемпературных вкрапленников темнокрасных минералов, это, скорее всего, приводило к их преобразованию до уровня характерных более низкотемпературных магнетит-биотит-амфиболовых сростков.

Таким образом, все сказанное, на наш взгляд, в наибольшей степени указывает на то, что большинство шлировидных включений образовались при попадании высокотемпературной мафической магмы в явно менее нагретую кислоту.

Важнейшим подтверждением последнего предположения является выявленная нами отчетливая близость составов шлировидных включений к вулканитам базальт-андезитового ряда региона, указывающая на их изначальное генетическое родство не с гранитоидными магмами, а именно с неоднократно внедрявшимися в них мафическими магмами, происхождение, эволюция и влияние которых нами рассмотрено ранее [42] и следует из рисунков 3-6.

Так, в пределах отдельных частей Становика вулканические и плутонические образования средней и высокой кремнекислотности, судя по близости их состава, скорее всего были сформированы из одних и тех же магм. При этом, большинство салических магматических образований по всему региону имеют близкий состав, а более мафические в среднем изменяются по составу с ЮВ на СЗ, что наиболее четко выражается в увеличении их общей щелочности и калиевоности. Кроме того, в полных рядах (от основных к кислым) магматических пород разных частей региона с ЮВ на СЗ усредненное увеличение щелочности (рис. 5) происходит все более слабо вплоть до его отсутствия в ряду наиболее щелочных образований.

Все сказанное противоречит гипотезе образования большей части промежуточных по составу магматических пород региона в результате кристаллизационной дифференциации мафических магм. Это же подтверждается, с учетом гранитоидов, заметным преобладанием по региону именно высококремнекислых магматических пород, крайне редким проявлением среди вулканитов промежуточных разновидностей дацитового состава, невозможностью получения петрологическим моделированием андезитов джелиндаканской свиты из известково-щелочных базальтовых магм [26] и т.д.

С другой стороны, эти же данные, на наш взгляд, в наибольшей степени могут свидетельствовать именно о самостоятельном выплавлении здесь как родоначальных мафических (по большей мере щелочных), так и салических магм, в результате взаимодействия и смешения которых произошла большая часть магматических продуктов промежуточного состава и, скорее всего, довольно разнообразных по составу шлировидных включений в гранитоидных магмах. При этом, преимущественно подщелоченный и даже щелочной состав шлировидных включений подтверждает максимальное проявление среди мафических магм региона в мезозое именно высокощелочных базальтоидных магм.

Принципиальная возможность и особенности процесса смешения магм в различных условиях были продемонстрированы в ряде эмпирических построений [8, 12, 13], в том числе наших [6], и целой серии экспериментальных работ. Было выявлено [44, 45, 52, 59], что смешение базальтового расплава, в спокойных условиях внедряющегося в камеру с близкой по составу магмой, происходит очень легко, тогда как смешение с кислым расплавом незначительно. С другой стороны [53], в условиях искусственно наведенной конвекции базальтовые и дацитовые расплавы в течение нескольких часов так же легко и быстро смешиваются, образуя гомогенные андезиты. На увеличение же скорости смешения расплавов заметно влияют присутствие в них вкрапленников, флюидный режим и усиление конвекции. При этом, даже в случае форсированного поступления в очаг мафическая магма не распадается на капли, а опускается на дно с образованием вполне устойчивой плотностной стратификации мафической магмы [59]. Экспериментально [51, 58], а также геологическими наблюдениями и достаточно строгими модельными расчетами [8-10] была показана возможность образования округлых (шлировидных) включений при смешении жидкостей с изначальными различными плотностями (прежде всего - мафических и салических магм) за счет выделения газовых пузырьков в нижнем, более плотном слое основной магмы под слоем кислотой. Так, при обильном выделении пузырьков во всем объеме основной магмы [10] должно происходить их концентрирование на границе основной магмы с кислотой и формирование мафических диапиров, от которых отделяются и всплывают более легкие в силу своей весьма высокой пузыристости "капли" мафической магмы (будущие шлировидные включения).

Характер же взаимодействия этих мафических "капель" с вмещающими расплавами наглядно следует из всех представленных здесь оригинальных и ли-

тературных материалов, резюмируя которые можно сказать следующее.

При взаимодействии низкотемпературной и более водонасыщенной кислой магмы с поднимающимися обособлениями высокотемпературной базальтовой магмы, в последних, в силу их достаточно резкого охлаждения, происходила интенсивная дегазация, что затрудняло быстрое и полное смешение магм, но приводило к быстрой кристаллизации обособлений. При этом, на всех этапах взаимодействия контрастных магм имеет место стремление к выравниванию их температурного и газово-флюидного режима (обусловивших формирование и в базальтоидах, и во вмещающих образованиях большого количества амфибола и биотита) и, в свою очередь, диффузионному выравниванию их состава. Соответственно, состав шлировидных обособлений определяется временем их взаимодействия с кислой магмой [6], которое минимально для самых низкокременеземистых и мелкозернистых базальтоидных включений. Таким образом, появление магматогенных шлировидных включений в гранитоидах, скорее всего, является наглядным отражением широко проявленных по региону в мезозое процессов взаимодействия и смешения контрастных по составу магм.

В то же время, некоторые шлироподобные включения в эндоконтактовых частях Токско-Нуямского массива, такие как включение гранодиоритов (4/2), аналогичное по составу и структуре дайковым субвулканическим гранодиорит-порфирам, а также два включения габбро и диоритов (28/4 и 18 с микропризматическизернистыми магматическими структурами основной массы без длиннопризматических кристаллов апатита, а также резко отличающиеся по степени окисленности железа и содержания Ва, Sr, Li, Pb, Sn непосредственно вмещающих гранитоидов), скорее всего являются ксеногенными обломками дайковых образований.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (код проекта 95-05-15363).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Антонов А.Ю., Халтуева В.К. Биотиты из мезозойских гранитоидов Станового хребта // Геохимия эндогенных процессов - 1976. Иркутск, 1977. С. 71-75.
2. Антонов А.Ю. К геохимии мезозойских гранитоидов Станового хребта // Геохимия эндогенных процессов. 1976. Иркутск, 1977. С. 71-75.
3. Антонов А.Ю. О региональной петрохимической зональности верхнемезозойского гранитоидного магматизма Станового хребта // Геохимия эндогенных процессов - 1977. Иркутск, 1979. С. 48-54.
4. Антонов А.Ю., Халтуева В.К., Ярошенко С.К., Глазунова А.Д., Персикова Л.А. Характеристика амфиболов верхнемезозойских гранитоидов Станового хребта // Геохимия эндогенных процессов - 1978. Иркутск, 1979. С. 62-68.
5. Антонов А.Ю. Петрология и геохимия верхнемезозойских гранитоидов южного ограничения Алданского щита (Становой хребет): Автореф. дис... канд. геол.-минер наук. Иркутск, 1984.
6. Антонов А.Ю. Мафические гомеогенные включения в вулканитах Курильской островной дуги и проблема смешения магм // Тихоокеан. геология. 1993. № 3. С. 20-32.
7. Анфилов В.Н. Природа и петрографические критерии ликвации магматических расплавов // Геохимия. 1975. № 7. С. 1035-1042.
8. Биндеман И.Н. Смешение магм как механизм генезиса экструзивных дацитов вулкана Менделеева (о. Кунашир, Курильские острова) // Тихоокеан. геология. 1990. № 1. С. 11-19.
9. Биндеман И.Н., Подладчиков Ю.Ю. О механизме выноса и извержения родственных включений в вулканических породах // Изв. АН СССР. Сер.геол. 1991. № 9. С. 48-56.
10. Биндеман И.Н. Ретроградная везикуляция базальтовой магмы в малоглубинных очагах: модель происхождения меланократовых включений в кислых и средних породах // Петрология. 1995. Т. 3, № 6. С. 632-644.
11. Валуи Г.А. Образование автолитов в гранитоидах как флюидно-магматическое расслоение расплавов // Тихоокеан. геология. 1997. Т.16, № 1. С. 11-20.
12. Волюнец О.Н., Абрамов В.Ф., Хренов А.П. Распределение компонентов на границе стекол полос разного состава в смешанных лавах // Геология и геофизика. 1977. № 9. С. 146-151.
13. Волюнец О.Н. Гетеротакситовые лавы и пемзы // Проблемы глубинного магматизма. М.:Наука, 1979. С. 181-196.
14. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М., 1965. Т. 2. 406 с.
15. Добрецов Г.Л. К вопросу о происхождении габбро-гранитных серий // Геология и геофизика. 1971. № 5. С. 38-44.
16. Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Каргополов С.А., Малых М.М. Глубинные включения в гранитоидах складчатых областей. Новосибирск:Наука, 1990. 143 с.
17. Заблоцкий Е.М., Сытина Н.М. Структурное положение внегосинклиналиных гранитоидов Становой зоны в свете геолого-геофизических данных // Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973. С. 56-57.
18. Заблоцкий Е.М., Сытина Н.М. Строение Тындинского массива гранитоидов Станового хребта по геолого-геофизическим данным // Геология и геофизика. 1974. № 11. С. 82-89.
19. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. Тектоника плит Байкальской горной области и Станового хребта // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240, № 3. С. 669-671.
20. Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.И. Ин-

- трузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967. 384 с.
21. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981.
  22. Коренбаум С.А., Валуи Г.А., Лаговская Е.А., Макарова Ж.А. Минеральный состав и некоторые особенности кристаллизации шпировидных включений в гранитоидах прибрежной зоны Приморья // Вопросы геологии, геохимии и металлогении Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970. С. 126-128.
  23. Кузьмин М.И., Антонов А.Ю. Вулкано-плутоническая ассоциация мезозойских магматических пород Станового хребта // Ежегодник-1975 Ин-та геохимии Сиб. отд. АН СССР. Иркутск, 1976. С. 20-24.
  24. Кузьмин М.И., Крылова Л.М. Мезозойские вулканические породы г. Типтур (Становой хребет) // Геохимия эндогенных процессов-1976. Иркутск, 1977. С. 66-71.
  25. Кузьмин М.И., Антонов А.Ю. Геохимия мезозойских гранитоидов Станового хребта // Геохимия. 1980. № 7. С. 1018-1030.
  26. Левин Ф.Д. Два типа андезитов Становой области мезозойской активизации // Вестн. МГУ. Сер. 4. 1991. Т. X, № 3. С. 75-82.
  27. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Петрография. Л.-М.: Госгеолтехиздат, 1940. 524 с.
  28. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1955. Т. 4. 446 с.
  29. Панях Н.А., Федорова М.Е. Равновесие роговая обманка – биотит в гранитоидах // Вестн. МГУ, сер. геол. 1973. № 4. С. 94-98.
  30. Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 320 с.
  31. Перчук Л.Л., Федькин В.В. Температурный и газовый режим формирования гранитоидов // Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976. С. 97-104.
  32. Петрографические критерии ликвации в кислых лавах. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 99 с.
  33. Попов В.С. Ликвация в магмах, иллюзия и реальность // Зап. ВМО. 1982. Ч. 111, вып. 5. С. 614-621.
  34. Рейнольдс Д.Л. Последовательность геохимических изменений, ведущих к гранитизации // Проблема образования гранитов. М.: Иностран. лит., 1959. С. 108-187.
  35. Семенова В.Г., Соловьева Л.В., Владимиров Б.М. Глубинные включения в щелочных базальтах Токинского Становика. Новосибирск: Наука, 1984. 118 с.
  36. Тарарин И.А. Генетическое значение включений в гранитоидах Успенского массива в Приморье // Петрология и петрохимия магматических и метаморфических пород Дальнего Востока. Владивосток, 1975. С. 142-167.
  37. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. С. 121-122.
  38. Фельдман В.И. Меланократовые скопления в гранитоидах // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1973. Т. 48, № 4. С. 131-132.
  39. Феногенов А.Н. Тонкоигольчатый апатит - признак контактового метаморфизма и быстрой кристаллизации магматического расплава // Докл. АН СССР. 1977. Т. 235, № 3. С. 667-669.
  40. Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. Петрология автолитов в гранитоидах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 2. С. 36-48.
  41. Флеров Г.Б. Коровые ксенолиты в продуктах извержения Большого трещинного Толбачинского извержения // Вулканология и сейсмология. 1979. № 2. С. 43-52.
  42. Antonov A.Yu. Geochemistry and petrogenesis of Late Mesozoic volcano-plutonic association of Aldan shield south boundary (Stanovic range) // Тезисы в трудах конференции по теме: "Российский фонд фундаментальных исследований в Сибирском регионе (Геодинамика и эволюция Земли)". Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИГТМ, 1996. С. 134.
  43. Brown G.C. A comment on the role of water in the partial fusion of crystal rock // Earth and Planetary Science Letters. 1970. V. 9. P. 355-358.
  44. Campbell I.H., Turner J.S. Turbulent mixing between fluids with different viscosities // Nature. 1985. V. 313, N 5997. P. 39-42.
  45. Campbell I.H., Turner J.S. Fontains in magma chambers // J.Petrol. 1989. V. 30. P. 885-923.
  46. Daly R.A. Igneous rocks and their origin // Mc.Graw-Hill Book Co. New York, 1914.
  47. Foster M.D. Interpretation of the composition of trioctahedral micas // U.S.Surv.Profess. Paper. 1960. N 354-B. V. I-IV. P. 11-49.
  48. Grout F.F. Criteria of origin of inclusion in plutonic rocks // Geol.Soc.Amer.Bull. 1937. V. 48. P. 1521-1573.
  49. Hamilton W.B. Variation in plutons of granitic rocks of the Hantington Lake area of the Sierra Nevada, California // Geol.Soc.Amer. Bull. 1956. V. 67, N 12, pt1. P. 1585-1598.
  50. Holland T.H. The charnockite series, a group of Archean hypersthenic rocks in Peninsular India // Geol. Surv. India. 1900. V. 28.
  51. Huppert H.E., Sparks R.S.J., Turner J.S. Effect of volatiles on mixing in calc-alkaline magma system // Nature. 1982. V. 297. P. 554-557.
  52. Kayaguchi T., Blake S. The dynamics of magma mixing in a rising magma batch // Bull.Volcanol. 1989. V. 52, N 2. P. 127-137.
  53. Kouchi A., Sunagawa I. A model for mixing basaltic and dacitic magmas as deduced from experimental data // Contrib.Mineral. and Petrol. 1985. V. 89, N 1. P. 17-23.
  54. Lacroix A. Les enclaves des rockes volcaniques. Macon, 1893.
  55. Michel Levy A. Contribution al etude du granite de Flamanville et des granites francais en general // Bull.Serv.Carte Geol. 1893. V. 5, N 36. P. 1-41.
  56. Naney M.T. Phase equilibria of rock forming ferromagnesian silicates in granitic systems // Amer.J.Sci. 1983. V. 283, N 10. P. 993-1033.
  57. Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamony area, Northern Turkey // Contrib. Mineral. and Petrol. 1976. V. 58, N 1. P. 63-81.
  58. Thomas N., Tait S., Koyaguchi T. Mixing of stratified

- liquids by motion of gas bubbles: application to magma mixing // Earth Planet. Sci.Lett. 1993. V. 15. P. 161-175.
59. Turner J.S., Campbell I.H. Convection and mixing in magma chambers // Earth Sci. Rev. 1986. V. 23, N 4. P. 255-352.
60. Wiebe R.A. Relations between coexisting basaltic and granitic magmas in a composite dike // Amer. J. Sci. 1973. V. 273, N 2. P. 130-151.
61. Wones D., Eugster H. Stability of biotite, experiment, theory and application // Amer. Mineralogist. 1965. V. 50, № 9. P. 1228-1272.

Поступила в редакцию 19 мая 1997 г.

Рекомендована к печати Л.П.Карсаковым

*A. Yu. Antonov*

**On the genesis of the mafic shliroid inclusions in the Late Mesozoic granitoids of the Aldan Shield south boundary (the Stanovoy Range)**

Among diverse inclusions in the granitoids from the Stanovoy Range, fine-grained mafic inclusions, in which SiO<sub>2</sub> content varies from gabbro to quartz diorites (even within separate accumulations) with the predominance of the basites and having the specific "needle" magmatic structures are of great importance. These inclusions, as compared to the enclosed granitoids, appeared to be more melanocratic. Their mineral composition suggests that they crystallized at high temperatures and pressures, but the contents of fo<sub>2</sub>, C<sub>H<sub>2</sub>O</sub>, and P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> are very close and have similar or increased concentrations of alkali sum, K, Rb, Pb, Ba and more often similar concentrations of TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, H<sub>2</sub>O, B, F, Li, Be, Sn, Zn, i.e. the components usually accumulating in the latest leucocratic products of the granitoid magma differentiation, most enriched in volative components.

Because of their composition similarity to the region basalt-andesitic volcanics it might be proposed that they are genetically associated with the crust high temperature mafic (mainly alkali) upper mantle magmas rather than with low temperature crust granitoid magmas. Most probably, as the result of the different degree interaction and mixture of these contrast magmas, the largest part of the magmatic products of the intermediate composition and the "drop-similar" formations (shliroid inclusions) in the mafic magmas were formed. The inclusions came to the surface due to their rather high saturations of bubbles and quickly crystallized in the conditions of the similar fo<sub>2</sub> regime of the volative components and, accordingly, the tendency to the diffusion smooth of the compositions of the interacting magmas.