

ПЕТРОГРАФИЯ

Р. Л. МЕЛКОНЯН

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ ПЛАГИОГРАНИТОВ
И ТРОНДЪЕМИТОВ (НА ПРИМЕРЕ АЛАВЕРДСКОГО РАЙОНА)

Выяснение вопросов происхождения плагиогранитов и трондъемитов, приуроченности их к определенным структурам и этапам тектонического развития подвижных зон, а также вопросы генетической связи с ними ряда полезных ископаемых, представляют теоретический и практический интерес.

Впервые плагиограниты были выделены V. M. Goldschmidt [5] в Норвегии, который, исходя из своеобразного химического и минерального состава этих пород назвал их трондъемитами. Рассматривая вопросы их генезиса, V. M. Goldschmidt [5] пришел к выводу о наличии особого «опдалит-трондъемитового штамма» (включающего основные, средние и кислые породы), конечным натриевым членом которого и являются трондъемиты.

Многолетние исследования Ю. А. Кузнецова по выделению магматических формаций, обобщенные в его последней монографии [11], позволили выделить наряду с габбро-плагиогранитной, самостоятельную плагиогранитную формацию. Причем габбро-плагиогранитная формация, по Ю. А. Кузнецову, являясь наиболее поздней формацией эвгеосинклинальных прогибов, заменяется в эпизвгеосинклиналях-плагиогранитной. Пространственно и генетически плагиогранитная формация связывается с эффузивно-осадочной — кварц-кератофировой. Предполагая самостоятельность плагиогранитной магмы, Ю. А. Кузнецов связывает ее возникновение с процессами переплавления гранитной оболочки в результате соприкосновения с ней основной магмы, благодаря перемещению магматического очага вверх, в осадочно-гранитную оболочку.

Плагиограниты и трондъемиты встречаются и в составе гранитных формаций, слагая в одних случаях эндоконтактовую фацию гранитоидных массивов в контакте с известняками, в других — образуя отдельные прожилки, жилы и т. д. Однако во всех случаях они обычно связаны постепенными переходами с породами главной интрузивной фации и не образуют самостоятельных фаз внедрения.

В пределах Сомхето-Карабахской геотектонической зоны плагиограниты пользуются довольно широким распространением. В одних случаях они образуют сравнительно крупные самостоятельные массивы (Шамшадинская группа, Ахпатский, Атабек-Славянский, Гильанбирский), в

других—в виде самостоятельной фазы внедрения (по данным Г. С. Арутюняна, С. А. Паланджяна) входят в состав ультраосновных и основных массивов северо-восточного побережья оз. Севан (по-видимому, габбро-плагиогранитная формация, наряду с присутствием гипербазитовой), в-третьих, входят в состав гранитоидных интрузий.

Геолого-структурное положение крупных плагиогранитных массивов достаточно определенное. Так, Атабекян-Славянский интрузив, приуроченный к сводовой части Шамхорского антиклинория, прорывает вулканогенную толщу байоса и перекрывается базальными конгломератами батского яруса с гальками плагиогранитов [7]. Определения абсолютного возраста их дают 140—145 млн. лет (по устному сообщению Р. Н. Абдулаева, по новым данным—150 млн. лет). Внедрение плагиогранитов происходило в толщу «кварцевых плагиопорфиров», и многие азербайджанские исследователи подчеркивают тесную пространственную и генетическую связь «кварцевых плагиопорфиров» и плагиогранитов.

Шамшадинская группа интрузивов плагиогранитного состава приурочена к сводовым частям антиклиналей, сложенных юрскими вулканогенными породами. Возраст плагиогранитов определяется А. Т. Асланяном [2] как байосский-дотуронский на основании прорывания ими нижне-среднеюрских вулканогенных пород и нахождения галек плагиогранитов в базальном конгломерате турона. По более поздним исследованиям М. А. Аракеляна, Г. А. Чубаряна возраст их определяется как средне-верхнеюрский. Возраст плагиогранитов Шамшадинской группы интрузивов, определенный З. О. Чибухчяном методом сравнительной дисперсии двупреломления — 150 млн. лет.

Несколько неопределенно положение Ахпатского массива, расположенного в ядре Дебедской антиклинали. Интрузив прорывает, так называемые, «нижние порфириты» и их брекчии среднеюрского возраста, однако верхняя возрастная граница остается невыясненной, ввиду отсутствия более молодых образований, перекрывающих интрузив. Абсолютный возраст интрузива— 145 ± 4 млн. лет. Согласно данным З. О. Чибухчяна, возраст Ахпатского массива, определенный методом сравнительной дисперсии двупреломления—149—150 млн. лет.

Таким образом, внедрение плагиогранитных интрузивов Сомхето-Карабахской тектонической зоны приурочено, как правило, к средней юре. По сравнению с вышеотмеченными массивами выходы плагиогранитов в составе гранитоидных и ультраосновных массивов имеют небольшое площадное распространение.

Рассмотрим более детально плагиограниты и трондъемиты, входящие в состав гранитоидного Шнох-Кохбского интрузива.

Геологическое положение трондъемитов

Большинство исследователей [1, 6, 13 и др.] на основании геологических и радиологических данных датируют возраст Шнох-Кохбского интрузива как досеноманский, точнее неокомский.

В составе Шнох-Кохбского интрузива Г. А. Казаряном [6] выделены породы интрузивной фазы, фазы дополнительных интрузивов и фазы жильно-магматических пород. Причем преобладающая часть пород интрузивной фазы представлена биотит-роговообманковыми кварцевыми диоритами. В северной эндоконтактовой зоне интрузива, севернее с. Личкадзор, С. И. Баласаняном [4] отмечены выходы плагиогранитов, которые автор параллелизует с плагиогранитами Ахпатского массива на основании химического, петрографического, акцессорно-минералогического сходства указанных пород.

При полевых исследованиях, проводимых в 1961 г. в пределах Шнох-Кохбского интрузива, нами был обнаружен ряд выходов трондjemитов и плагиоклазитов восточнее с. Техут. Эти выходы беловато-серых, обычно порфировых пород в виде даек и линейно вытянутых тел, приурочены к юго-восточной эндоконтактовой зоне интрузива, причем в размещении их наблюдается четкая приуроченность к зоне разлома, проходящего по правому берегу русла р. Шнох и фиксируемого мощной полосой гидротермально измененных пород. Как дайки, так и тела неправильной формы прорывают биотит-роговообманковые кварцевые диориты главной интрузивной фации; верхняя возрастная граница трондjemитов определяется прорыванием наиболее крупного их выхода дайкой диорит-порфирита. Отмеченный выход трондjemитов обнажается в 4 км юго-восточнее с. Техут в виде линейно-вытянутого тела неправильной формы и протягивается в северо-западном направлении на 1,5—2 км при ширине до 200 м. По простирацию тела видимая мощность, от юго-восточного его окончания до северо-западного, постепенно уменьшается. Контакты с вмещающими кварцевыми диоритами резкие и крутые; в эндоконтактовых частях трондjemитов иногда встречаются ксенолиты кварцевых диоритов, которые нередко сильно раздроблены и дезинтегрированы.

В трондjemитах встречаются отдельные участки почти мономинеральных пород — плагиоклазитов, в которых главным породообразующим минералом является плагиоклаз (97—98%). Сравнительно крупнозернистые структуры этих пород, их постепенные переходы к трондjemитам, являются, по-видимому, результатом процессов дифференциации, происходящих в ходе остывания внедрившегося магматического расплава.

Трондjemиты в свою очередь секутся прожилками плагиоаплитового состава с полосчатой текстурой (мощностью до 3 см), не выходящих за пределы их выхода. Кроме того, на контакте с кварцевыми диоритами в трондjemитах наблюдаются маломощные (до 4 см) пегматитовые прожилки кварц-ортоклаз-плагиоклазового состава, проникающие и в кварцевые диориты, причем при переходе из трондjemитов в кварцевые диориты мощность их постепенно уменьшается и на расстоянии 8 см от контакта происходит их выклинивание.

Геологическое положение трондjemитов свидетельствует о принадлежности их к фазе дополнительных интрузивов. Необходимо отметить, что в интрузивных комплексах Центрального Казахстана, Средней Азии,

Забайкалья, Дальнего Востока, а также Армении при переходе от пород интрузивной фазы к фазе дополнительных интрузивов и далее — жильных гранитов, отчетливо наблюдается повышение содержания SiO_2 , K_2O , иногда Na_2O и летучих, что ведет к появлению аляскитовых разностей с характерными миароловыми текстурами. Однако, наличие тронджемитов в фазе дополнительных интрузивов говорит о том, что при наличии специфических условий общий ход эволюции может быть нарушен с появлением разновидностей, отличающихся пониженным содержанием SiO_2 , K_2O не только по сравнению с дополнительными интрузивами (розовые граниты), но и по сравнению с породами главной интрузивной фации.

Качественный минеральный состав и микроструктуры тронджемитов и плагиоклазитов

Главными первичными минералами, составляющими 96—99% объема породы, являются плагиоклаз и кварц; в виде единичных зерен встречаются обыкновенная роговая обманка и биотит, иногда зеленый, характерный для плагиогранитов [12].

Акцессорные минералы представлены сфеном, рутилом, цирконом, апатитом и очень редко магнетитом*. Кроме того, в шлихах обнаружены ильменит, лейкоксен, пирит, самородная медь, галенит и самородный свинец.

Вторичные минералы — хлорит, серицит, эпидот присутствуют в незначительных количествах. Ниже приводится качественная характеристика наиболее распространенных минералов — плагиоклаза и кварца.

Плагиоклазы образуют обычно призматические, вытянутые по оси (001) кристаллы величиной от 0,05 мм до 1 см, при преобладающей величине 1—2 мм. Кристаллы его, как правило, сдвойникованы, законы двойникования — альбитовый, карлсбадский, реже — альбит-карлсбадский. За исключением наиболее мелких зерен почти все кристаллы зональны; границы между отдельными зонами большей частью четкие. В плагиоклазитах зональность нормальная — № 42—№ 36—№ 33—№ 29 (от ядра к периферии), в тронджемитах — колеблющаяся № 46—№ 39—№ 34—№ 40—№ 37—№ 30—№ 27—№ 25; кварц в эндоконтактовых тронджемитах представлен идиоморфными шестигранными кристаллами, размерами от 0,6 мм до 2,5 мм, при средней величине 1,5 мм. Более мелкие зерна кварца, величиной от 0,03 мм до 0,4 мм, как правило, ксеноморфны.

С целью определения последовательности кристаллизации минералов произведено их разделение на отдельные структурные группы [10]. Такое разделение производилось исходя из степени идиоморфизма минералов, их реакционных взаимоотношений, учитывая, что позднее кристаллизующиеся минералы корродируют ранее образованные, проникают в них вдоль спайности, границ отдельных минералов, по трещинкам

* Перечисление акцессорных минералов приводится в порядке их убывающих содержаний.

и т. д. Кроме того, при разделении на структурные группы учитывались и размеры минералов, так как минералы отдельных структурных групп обладают различными величинами, что также является отражением специфических условий кристаллизации. Большое внимание уделяется также способу размещения минералов в пространстве, так как парагенезисы почти одновременно кристаллизующихся минералов, т. е. отдельные структурные группы, в большинстве случаев связаны между собой и в пространстве. На основании перечисленных критериев и было произведено подразделение минерального состава трондjemитов и плагиоклазитов на отдельные структурные группы.

Ввиду ограниченности объема статьи детальные описания отдельных минералов, их взаимоотношения и т. д. не приводятся.

Трондjemиты. Структура порфировидная с паналлотриоморфнозернистой структурой основной массы. В сложении трондjemитов участвуют минералы трех структурных групп.

Первая структурная группа (20,1%) — порфировые выделения обычно зонального плагиоклаза I* №№ 40—37—35—30—26 (от ядра к периферии), а также, как правило, идиоморфные зерна кварца. Плагиоклаз I составляет 14,0%, а кварц I—6,1% общего объема породы.

Вторая структурная группа (49,9%) — плагиоклаз II (30,1%), редко зональный №№ 27—24—20; кварц II (19,8%) — обычно ксеноморфный.

Третья структурная группа (29,7%) — основная мелкозернистая масса, состоящая из ксеноморфных зерен плагиоклаза III (17,5%) №№ 20—18 (зональные разности отсутствуют) и кварца III—(12,2%).

Кроме того, 0,3% объема породы составляют акцессорные минералы.

Трондjemиты эндоконтактовой фации. Структура резко порфировидная с паналлотриоморфнозернистой структурой основной массы. Выделены четыре структурные группы.

Первая структурная группа (ед. зерна) — мелкие, обычно хлоритизированные вкрапленники обыкновенной роговой обманки внутри крупных порфировых выделений плагиоклаза II.

Вторая структурная группа (19,5%) — крупные вкрапленники идиоморфного кварца (8,6%), центральные участки зональных (№№ 46—40—34) порфировых выделений плагиоклаза (10,9%). Наличие крупных (до 4,0 мм) зерен плагиоклаза с колеблющейся зональностью №№ 46—40—34—40—37—30—27—23, при магматической коррозии первых трех зон последующими, а также присутствие вкрапленников (0,5—1,2 мм) с нормальной зональностью №№ 38—34—30—25—23 позволяет нам выделить центральные участки крупных вкрапленников в самостоятельную структурную группу.

Третья структурная группа (38,9%) — вкрапленники плагиоклаза III (22,1%) №№ 38—34—30—25—23, кроме центральных участков крупных зональных кристаллов; кварц III (16,8%) — нередко идиоморфный.

* Цифры, стоящие рядом с названием минералов, обозначают номера структурных групп.

Четвертая структурная группа (40,2%) — мелкозернистая основная масса, состоящая из ксеноморфных зерен плагиоклаза IV №№ 23—21, кварца IV и редких чешуек биотита.

Кроме того 0,2% объема породы составляют акцессории и 1,2% — вторичные минералы.

Плагиоклазиты. Структура — призматически-зернистая порфировидная, реже — оксиофитовая. Выделяются три структурные группы.

Первая структурная группа (27,5%) — крупные вкрапленники зонального плагиоклаза №№ 40—36—32—29—25, исключая краевую зону. Различная степень вторичных изменений, которым подверглись краевая зона с одной стороны и остальные — с другой, отчетливая магматическая коррозия краевой зоной всех остальных, и наконец, наличие самостоятельных зерен плагиоклаза (№ 24—№ 21), соответствующих по номеру краевой зоне крупных вкрапленников, позволило нам отнести их к различным структурным группам.

Вторая структурная группа (71,0%) — краевые зоны (№23—№21) крупных вкрапленников, а также самостоятельные зерна плагиоклаза № 24—№ 21.

Третья структурная группа (0,8%) — ксеноморфные зерна кварца, располагающиеся в промежутках между призматическими кристаллами плагиоклаза I и плагиоклаза II. В некоторых разновидностях его содержание падает до единичных зерен.

Содержание акцессориев сильно колеблется в разных образцах — от 0,2% до 2,8%, вторичные минералы — 0,5%.

Приведенные описания отдельных структурных групп указывают, что в ходе кристаллизации магматического расплава поздние дифференциаты обогащаются кремнеземом, приобретая состав, соответствующий плагиоаплитовым прожилкам.

Рассматривая вопрос о времени выделения акцессориев, необходимо отметить растянутость процесса их кристаллизации, начиная от ранних этапов (рутил, апатит и в редких случаях циркон), кончая поздними (циркон, реже сфен и апатит) и стадией автометаморфизма (сфен).

Некоторые вопросы номенклатуры и генезис плагногранитов и трондjemитов

Необходимо отметить, что строгого разграничения между плагногранитами и трондjemитами часто не проводится, в результате чего эти термины в некоторых случаях стали употребляться даже как синонимы. С целью правильного наименования лейкократовых пород Шнох-Кохбского интрузива было проведено сравнение анализируемого образца (№ 3) с имеющимися химическими анализами близких по составу пород, которые приводятся в табл. I.

Кроме большого сходства в химическом составе, количественно-минеральный состав также указывает на большую близость анализирован-

Таблица 1

Химический состав плагиогранитов и трондъемитов

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому							
									1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	65,06	65,04	66,00	71,80	71,63	75,07	73,12	a	16,3	16,8	13,2	7,8	10,0	9,3	12,2
TiO ₂	0,83	0,11	0,29	0,18	0,43	0,15	0,12	c	3,6	4,6	5,6	4,0	3,0	2,6	2,1
Al ₂ O ₃	19,41	20,73	18,30	14,49	13,58	12,50	13,87	b	5,6	4,0	5,9	8,2	7,1	5,9	5,4
Fe ₂ O ₃	1,80	0,83	2,14	1,90	2,16	2,09	0,66	s	74,5	74,6	75,3	80,0	79,9	82,2	80,3
FeO	1,06	9,50	1,53	1,65	2,44	0,92	1,70	a'	41,5	48,3	—	39,3	24,3	29,2	27,0
MnO	—	—	—	0,04	0,03	0,03	0,02	f'	45,1	29,3	54,7	38,5	58,0	42,7	40,0
MgO	0,47	0,54	0,38	1,10	0,78	1,00	1,16	m'	13,4	22,4	12,8	22,2	17,7	28,1	33,0
CaO	2,94	3,74	6,00	3,38	2,51	2,20	1,83	c'	—	—	32,5	—	—	—	—
Na ₂ O	6,30	6,99	5,80	3,10	4,00	3,57	5,38	n	85,0	92,5	97,0	86,3	86,7	80,3	93,0
K ₂ O	1,69	0,82	0,33	0,74	0,90	1,32	0,65	l	0,9	0,1	0,4	0,1	0,4	0,1	0,1
B ₂ O ₃	0,16	—	—	—	—	—	—	φ	26,8	17,3	30,2	19,7	26,2	29,2	9,8
P ₂ O ₅	—	0,04	—	—	—	—	—	Q	+12,8	+11,0	+18,6	+40,4	+36,8	+44,2	+32,1
H ₂ O—	0,57	0,62	—	0,35	—	0,49	0,39	a	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O+	—	0,08	не обн.	1,04	1,76	50,83	0,92	c	4,5	3,7	2,3	1,9	3,3	3,6	5,8

1 — трондъемит, Зап. Норвегия [5]; 2 — плагиоклазит (трондъемит), Горный Алтай, Карз-Кемский массив [3]; 3 — трондъемит, Шчох-Кохбский интрузив; 4 — плагиогранит (сред. из 6), Шимдзинская группа интрузивов [4]; 5 — плагиогранит (сред. из 3), Аслаский интрузив; 6 — плагиогранит (сред. из 12) Атабек-Славянский интрузив [8]; 7 — плагиогранит (сред. из 3), Гильанбирский интрузив [8].

ного образца к трондъемитам, чем к плагиогранитам, что и определило название породы.

Следует отметить, что некоторые исследователи [3] употребляют термин плагиоклазит как синоним трондъемитов, однако, по-нашему мнению, название плагиоклазит лучше сохранять за породами, в которых главным породообразующим минералом, составляющим 97—98% пород, является только плагиоклаз.

При рассмотрении анализов прежде всего выявляется большое сходство составов анализируемого образца с норвежским трондъемитом и трондъемитом из Горного Алтая. Различие между ними сказывается в заметно повышенных (в анализируемом образце № 3) содержаниях СаО и пониженных K_2O . Следует отметить, что пониженные содержания K_2O вообще характерны для интрузивов Сомхето-Карабахской зоны, отличающихся в этом отношении от интрузивных комплексов Армянской складчатой зоны.

Как видно было из обзора проблемы генезиса плагиогранитной формации, приведенного в начале статьи, общепринятым является представление об их образовании в результате ассимиляции основной магмой гранитного материала и с ее дальнейшей дифференциацией. Однако возможен и другой способ образования плагиогранитов и трондъемитов — в результате ассимиляции исходной гранитной магмой известняков в экзоконтактовых частях гранитоидных интрузивов. В описываемом примере появление трондъемитов в виде самостоятельной фазы внедрения связано с процессами глубинного характера. Являясь дифференциатом очагов, размещавшихся в краевых частях более глубоких горизонтов, магма, давшая начало трондъемитам, ассимилировала (глубинная ассимиляция) известняки, подвергаясь в дальнейшем дифференциации. Причем процесс дифференциации образовавшейся гибридной магмы не был завершен, в результате чего, внедрившийся при тектонических подвижках в более верхние горизонты, расплав имел неоднородный состав и дал в одних случаях породы типа трондъемитов, в других — плагиоклазитов. Об этом свидетельствует высокая основность ранних выделений плагиоклаза, часто с колеблющейся зональностью, а также широкое распространение кальциевых акцессориев — апатита, в ранних структурных группах, и сфена — в поздних.

При сравнении анализируемого образца (№ 3) с анализами пород крупных плагиогранитных интрузивов (№№ 4—7) выявляются резкие различия, наиболее отчетливо проявляющиеся в повышенных содержаниях, в последних, свободного кремнезема ($Q=34,1—44,2$), окиси магния и калия.

Кроме того необходимо отметить и различные тектонические условия, в которых происходило формирование самостоятельных плагиогранитных массивов с одной стороны и трондъемитов в составе гранитоидных интрузивов — с другой. Анализ имеющего материала по Сомхето-Карабахской тектонической зоне показывает, что внедрение крупных плагиогранитных интрузивов происходило в связи с предкелловейской

фазой складчатости в период эвгеосинклинального режима Сомхето-Карабахской зоны.

Внедрение же трондъемитов и плагиоклазитов в составе гранитоидных интрузивов, в частности Шнох-Кохбского, соответствует орогенным этапам развития зоны, когда происходит интенсивное складкообразование и внедрение гранитоидных интрузивов региона.

Все эти особенности, равно как и различия геохимического и акцессорно-минералогического порядка, не случайны, а являются отражением тех различных геолого-тектонических условий, в которых происходит формирование плагиогранитных формаций с одной стороны и гранитоидных, с которыми связаны плагиограниты и трондъемиты,—с другой.

В ы в о д ы

1. В Сомхето-Карабахской геотектонической зоне возможно выделение интрузивов самостоятельной плагиогранитной формации среднеюрского возраста (Шамшадинская группа интрузивов, Атабек-Славянский, Гильанбирский, Ахпатский интрузивы), появление которой связано с эвгеосинклинальным этапом развития тектонической зоны.

2. При становлении гранитоидных интрузивных комплексов — орогенный этап развития зоны, общий ход эволюции может быть нарушен — с появлением в фазу дополнительных интрузивов более основных (по сравнению с главной интрузивной фацией) пород — трондъемитов, плагиоклазитов.

Образование этих пород, в составе гранитоидных комплексов, объяснено процессам глубинной ассимиляции известняков гранитоидной магмой, с последующей дифференциацией гибридного расплава.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 11 III.1965

Ռ. Լ. ՄԵԼԿՈՆՅԱՆ

ՊԼԱԳԻՈԳՐԱՆԻՏՆԵՐԻ ԵՎ ՏՐՈՆԴԵՄԻՏՆԵՐԻ ԾԱԳՄԱՆ ՀԱՐՑԻ ԱՌԹԻՎ

(Ալավերդու շրջանի օրինակի վրա)

Ա. մ փ ո փ ու լ մ

Սումխետ-Ղարաբաղի գեոտեկտոնական դոտում պլագիոգրանիտները ունեն լայն տարածում: Նրանք կազմում են որոշ գեպերում համեմատաբար խոշոր ինքնուրույն զանգվածներ, մյուս դեպերում ինքնուրույն ֆազայի ձևով մտնում են ուլտրահիմքային ու հիմքային զանգվածների մեջ (Սևանի լճի հյուսիս-արևելյան ափ), Էրրորդ դեպում՝ գրանիտոիդային ինտրուզիայի կազմում: Շնող-Կողրի ինտրուզիայի շրջանում, դաշտային աշխատանքների ընթացքում հայտնաբերվեցին լեյկոկրատ ապարների հլքեր, որոնք կտրում են գլխավոր ինտրուզիվ ֆազիայի կվարցային դիորիտներին և իրենց հերթին

կտրվում են դիրքիս պորֆիրիտի դաշկայով: Այդ ապարների քիմիական և միներալոգիական կազմը ցույց է տալիս նրանց պատկանելիությունը տրոնդրեմիտներին և պլագիոկլազիտներին:

Տրոնդրեմիտների և պլագիոկլազիտների ելքերը հարակցվում են տեկտոնական խախտման զոնային, որը ձգվում է Շնող գետի աջ ափով և արտահայտվում է հիդրոթերմալ փոփոխված ապարների հզոր գոտով: Կատարված ուսումնասիրությունները ցույց են տալիս, որ Սոմխեթ-Ղարաբաղի տեկտոնական գոտում հնարավոր է միջին յուրայի հասակի ինքնուրույն պլագիոգրանիտային ֆորմացիայի անջատում (Շամշադինի, Հախպատի, Աթաբեկ-Սլավոնական, Գիլյանրիի ինտրուզիաներ), որոնց երևակումը հարակցվում է տեկտոնական գոտու զարգացման էվոլյուցիոնալային էտապին: Պլագիոգրանիտների և տրոնդրեմիտների երևան գալը նեոկոմի հասակի Շնող-Կողբի ինտրուզիայի կազմում կապված է ավելի ուշ՝ օրոգենային էտապի հետ: Ընդ որում գրանիտոիդային ինտրուզիվ կոմպլեքսի առաջացման ժամանակ էվոլյուցիայի բնդհանուր ընթացքը կարող է խախտվել ավելի հիմքային ապարների՝ տրոնդրեմիտների և պլագիոգրանիտների երևան գալով: Այս ապարները քիմիական, պետրոգրաֆիական, ակցեսորա-միներալոգիական բնույթով կտրուկ տարբերվում են Շնող-Կողբի ինտրուզիայի մյուս բոլոր տիպի ապարներից: Գրանիտոիդային կոմպլեքսների կազմում տրոնդրեմիտների և պլագիոգրանիտների առաջացումը կատարվում է գրանիտոիդային մագմայով կրաքարերի ասիմիլյացիայի շնորհիվ և առաջացող հիբրիդային հալոցքի հետագա դիֆերենցիացիայի միջոցով:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Новые данные по стратиграфии и тектонике Алавердского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, № 10, 1946.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, 1958.
3. Афанасьев Г. Д. Плагиоклазиты (трондземиты) Кара-Кема, в сб. «Академику Д. С. Белянkinу». Изд. АН СССР, 1946.
4. Баласанян С. И. Интрузивный магматизм Сомхето-Кафанской зоны. Изд. Ер. Гос. ун-та, 1963.
5. Goldschmidt V. M. Geologisch-petrographische studien im Hochgebirge des südlichen Norvegens. Videns Skrift., 1. Math.-nat, kl, № 2, 1916.
6. Казарян Г. А. Магматические комплексы Алавердского рудного района. Автореферат на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук, М., 1962.
7. Керимов Г. И. К возрасту Атабек-Славянской и Кедабекской интрузий. Изв. АН Азерб. ССР, № 7, 1955.
8. Керимов Г. И., Абдуллаев Р. Н. Мезозойский гранитоидный комплекс Малого Кавказа и его металлогенические особенности (Азербайджан). Доклады сов. геол. проблема 16, изд. «Наука», 1964.
9. Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центр. Казахстана). Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1952.
10. Коптев-Дворников В. С., Полковой О. С. и др. Палеозойские интрузивные комплексы Бетпакдала, т. 2, Тр. ИГЕМ, вып. 54, 1962.
11. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд. «Недра», 1964.
12. Лодочников В. Н. Главнейшие пороодообразующие минералы. Госгеолиздат, М.—Л., 1947.
13. Магакьян И. Г. Магматизм и металлогения Армении. Тр. конф. по вопросам рег. геол. Закавказья. Изд. АН Аз. ССР, 1952.