ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 1997, том 16, № 1, с. 11-20

УДК 552.321.1/553.212

ОБРАЗОВАНИЕ АВТОЛИТОВ В ГРАНИТОИДАХ КАК ФЛЮИДНО-МАГМАТИЧЕСКОЕ РАССЛОЕНИЕ РАСПЛАВОВ

Г.А. Валуй

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Описаны основные особенности мелкозернистых включений (автолитов) в гранитоидах (геологическое положение, химический и минералогический состав и др.), выявленные в результате многолетних исследований малоглубинных гранитных интрузивов, обнажающихся на побережье Японского моря в Приморье. Предложена новая модель образования автолитов. По мнению автора автолиты появляются в маловодном гранитном расплаве в процессе дегазации в результате динамического понижения давления (т.е. кавитации) в условиях малых глубин.

Проблема образования мелкозернистых включений округлой формы в гранитоидах давно привлекает внимание исследователей [1-6,10-13,15,18,19,23-26 и др.]. Автор столкнулся с этой проблемой при изучении малоглубинных гранитов на побережье Японского моря в Приморье. Прекрасные береговые обнажения позволили получить богатейший материал по геологии, минералогии, петрохимии и другим особенностям включений, однако генезис их продолжал оставаться далекой от решения загадкой гранитов.

Суммируя результаты многолетних исследований мелкозернистых включений (автолитов) в гранитоидах, изложенные в более ранних публикациях [2-6,10-13], можно заключить, что наиболее характерные особенности этих образований состоят в следующем:

1. Они типичны для малоглубинных интрузивов различных регионов [15,19,23-25] и встречаются в разных породах - от диоритов до гранитов и аплит-пегматитовых даек.Наиболее широко автолиты развиты в первых фазах интрузивов, образуя в них одиночные выделения и скопления в форме линз или горизонтов, многократно повторяющихся в обнажениях (Опричнинский массив), а иногда слагают целиком некоторые фации пород (Валентиновский и Опричнинский массивы), тяготея в основном к приконтактовым частям интрузивов (рис. 1,2).

2. Включения всегда имеют массивную текстуру, но обладают большей пористостью и магнитностью, чем вмещающие их породы (табл. 1).

3. Они имеют магматическую структуру, характерную только для них, которую можно назвать призматическизернистой.

Она образована удлиненными призмами плагиоклазов (иногда с роговой обманкой), интерстиции между которыми заполнены кварцем, калинатровым полевым шпатом и биотитом, причем плагиоклаз бывает ориентирован вдоль контакта капли - включения. Не несут следов замещения, ороговикования или гранитизации.

4. Включения нередко зональны – они имеют мелкозернистую краевую часть и более среднезернистую центральную [10].

5. В одном обнажении могут наблюдаться включения различного состава (табл.2; т.220) и

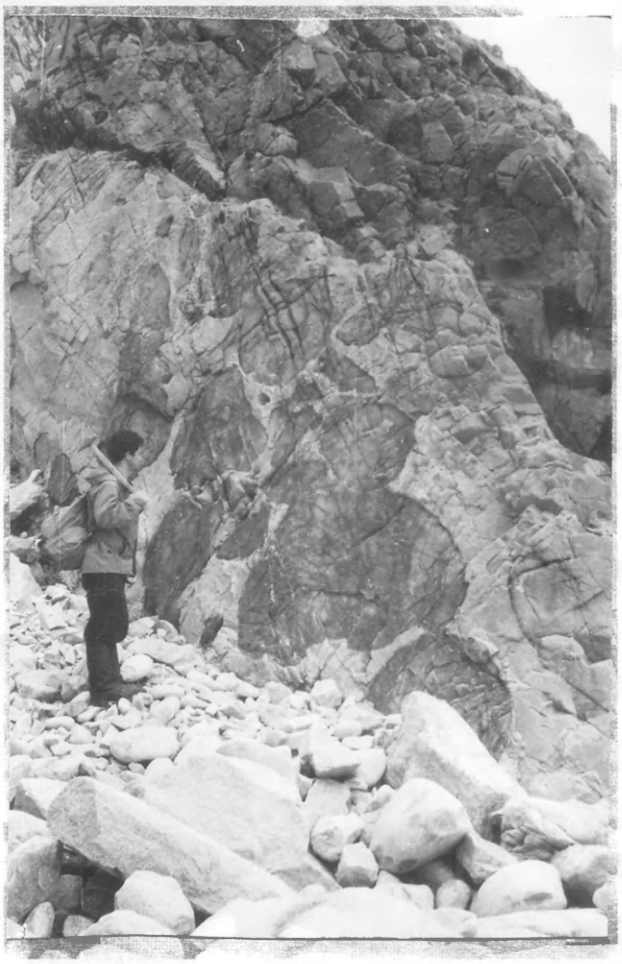

Рис. 1. Включения в гранитах. Опричнинский массив, береговой обрыв в 4 км к СВ от пос. Каменка Дальнегорского района (Приморье).

(Здесь и далее фото автора).

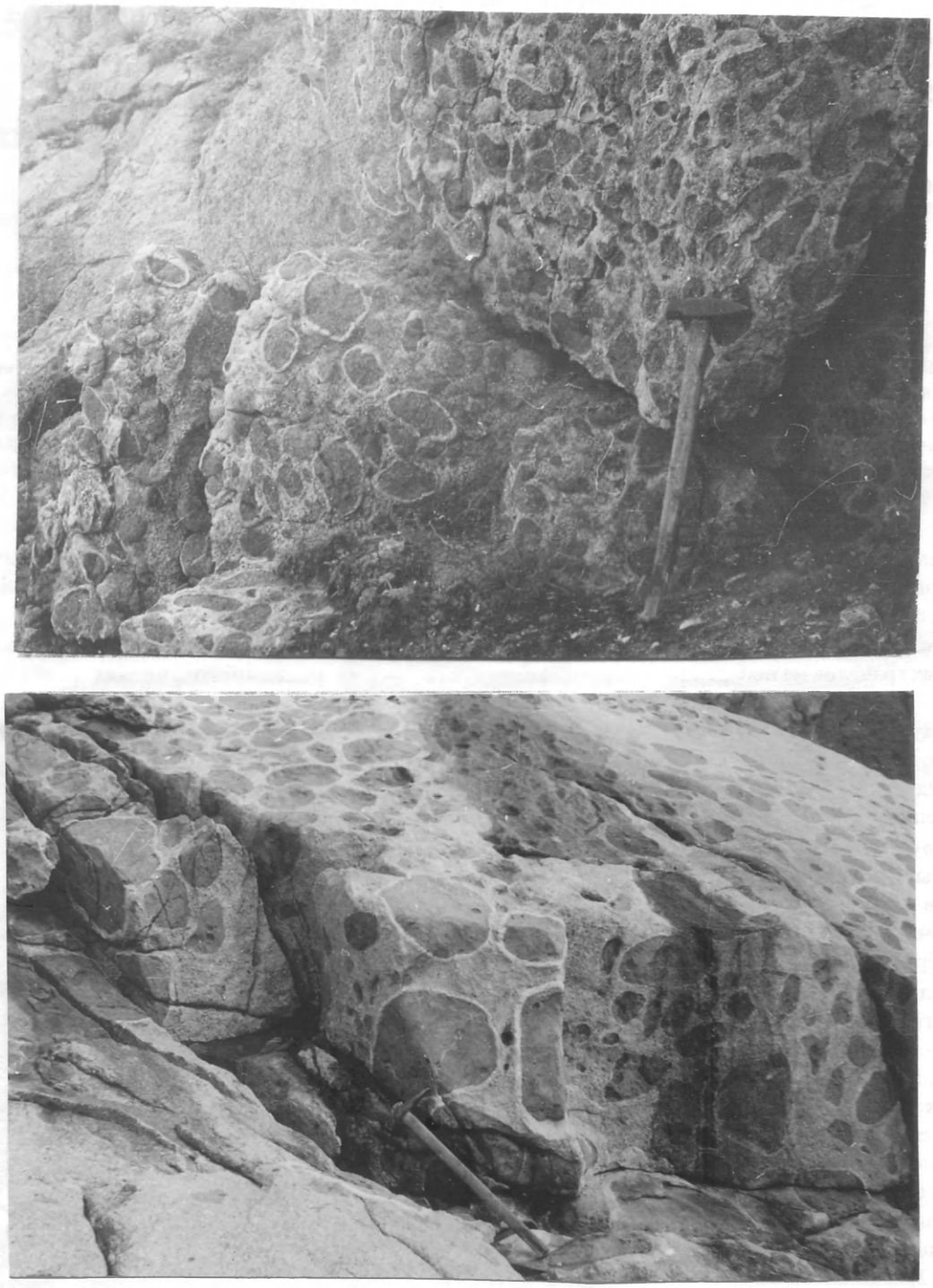

Рис.2. Зона, обогащенная включениями с белой каймой.

а - в диоритах Опричнинского массива (в 1 км к югу от мыса Грозный); б - в гранодиоритах Успенского массива (между бухтами Цукановой и Успенье. Партизанский район, Приморье).

варьирующих размеров, но в целом выдерживается закономерность: среднезернистые включения являются более основными и значительными по размеру, чем мелкозернистые, которые нередко срезают контакты среднезернистых с вмещающими гранитами [5,10] (рис.3,4).

На диаграммах рис. 3 показана зависимость состава включений (SiO_2 и $\Sigma RO=CaO+MgO+FeO$)) от их размера. На рис. 4 отражена зависимость величины зернистости, выраженной через отношение ширины к длине кристаллов плагиоклазов, от размера включений. Наблюдается заметная обратно-пропорциональная зависимость этих величин, особенно для включений более глубоких частей интрузива (черные точки на диаграмме). Вблизи контакта, видимо, из-за достаточно

Таблица 1. Петрофизическая характеристика гранитоидов Прибрежной зоны и их включений

Порода	Плотность (г/см^3)		Пористость (n, %)		Магнитная восприимчивость $\chi \cdot 10^{-6}$ СГС		Остаточная намагниченность $In \cdot 10^{-6}$ СГС	
	x	N	x	N	x	N	x	N
Опричнинский массив								
Граниты	2.58	30	1.0	8	500	110	200	20
Включения	2.56	8	2.8	8	1100	138	1100	8
Ольгинский и Владимировский массивы								
Гранодиориты	2.62	30	0.8	8	750	24	100	15
Включения	2.58	8	2.9	8	1200	21	1200	8
Валентиновский массив								
Граниты	2.60	15	-	-	380	15	-	-
Включения	2.58	16	-	-	450	16	-	-
Успенский и Заповедный массивы								
Граниты	2.60	15	-	-	15	24	1	8
Включения	2.56	10	-	-	25	12	5	8

Примечание: x - среднее, N - количество определений. Аналитик : Э.Я.Дубинчик (ВСЕГЕИ).

Таблица 2. Химический состав гранитоидов и их включений в массивах Прибрежной зоны Приморья

Образец	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	nnn
Опричнинский массив												
В-220-а	75.58	0.17	12.38	0.33	1.72	0.38	0.05	0.66	3.97	4.30	н.о.	0.00
Г-220-б$_2$	75.22	0.17	12.12	0.86	1.72	0.47	0.11	0.79	3.87	3.81	-"-	0.22
В-220-г	65.92	0.46	15.06	0.08	5.32	1.70	0.21	2.49	4.80	2.56	-"-	0.35
Г-220-е	75.32	0.06	11.99	0.04	2.75	0.28	0.03	0.66	3.99	4.10	-"-	0.00
Г-220-к	72.54	0.23	13.02	0.40	2.62	0.57	0.08	0.66	4.50	3.32	-"-	0.00
В-220-л$_3$	66.96	0.40	15.56	0.51	3.91	0.75	0.18	1.83	4.60	3.05	-"-	0.45
В-220-о	74.54	0.21	12.76	0.39	2.24	0.57	0.08	0.92	3.93	3.90	-"-	0.05
Г-231-д	74.32	0.27	12.72	0.77	2.29	0.52	0.08	0.87	4.16	3.46	сл.	0.08
В-231-к	68.46	0.41	15.11	1.61	2.42	0.73	0.10	2.01	4.90	2.49	0.62	0.28
В-231-м	61.90	0.88	16.43	3.09	3.79	1.87	0.22	3.47	5.68	2.56	н.о.	0.23
В-233	64.56	0.82	15.90	1.73	3.41	1.64	0.23	2.54	4.97	3.00	-"-	0.53
Г-233-а	72.44	0.37	12.72	0.96	3.36	0.53	0.07	0.49	4.59	4.20	0.22	0.00
В-233-б	67.00	0.55	16.43	0.63	3.06	1.07	0.07	2.15	5.20	2.88	0.22	0.24
Г-233-в	73.74	0.25	12.06	2.97	1.31	0.31	0.06	0.74	4.36	4.12	н.о.	0.05
В-244	61.42	0.96	17.38	0.10	5.83	2.14	0.20	3.49	5.61	1.67	0.40	0.40
Г-244-а	73.26	0.39	11.92	2.24	2.77	0.23	0.07	0.61	3.99	4.12	н.о.	0.00
Г-264	75.70	0.12	12.12	0.19	1.56	0.21	0.14	0.70	3.90	3.50	0.62	0.42
Г-265	73.26	0.29	12.22	0.76	2.34	0.33	0.11	1.15	4.97	3.37	0.47	0.08
Г-267	74.06	0.28	12.45	3.17	1.07	0.52	0.07	0.73	4.06	3.44	0.11	0.44
Владимирский массив												
ГД-435а	65.74	0.67	15.37	0.46	3.50	1.90	0.05	3.33	4.16	3.27	0.29	1.02
В-436	56.30	1.24	16.01	1.52	6.11	5.08	0.39	4.21	4.20	2.71	0.07	1.88
Г-561	70.80	0.43	14.01	0.66	2.30	0.30	0.06	3.21	3.92	3.38	0.01	0.70
В-562	69.44	0.53	13.77	0.66	3.02	0.69	0.09	3.50	3.65	3.84	0.01	0.41
ГА-709б	75.02	0.42	12.98	1.26	0.90	0.10	0.05	1.15	3.12	4.48	0.01	0.55
В-709	67.98	0.64	14.58	2.33	2.51	1.13	0.13	2.88	3.97	2.28	0.01	1.32

Таблица 2 (окончание)

Образец	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O	nnn
Ольгинский массив												
ГД-565₁	67.70	0.32	14.05	2.87	2.09	0.40	0.06	2.48	3.86	4.20	0.01	1.60
В-565-3	63.76	0.54	16.03	3.35	3.06	1.10	0.08	2.89	6.09	1.34	н.о.	1.92
ГА-632г	74.96	0.17	13.09	0.99	0.59	0.11	0.04	0.58	3.32	4.92	-"-	0.48
В-621-н	67.09	0.55	16.17	2.15	1.29	0.50	0.08	4.00	4.26	2.42	-"-	0.88
ГМ-554	73.18	0.27	12.45	3.49	1.32	0.75	0.07	0.99	4.25	2.92	-"-	0.01
В-554-б	71.46	0.60	14.04	0.54	2.39	0.58	0.10	1.77	4.97	3.50	-"-	0.25
Валентиновский массив												
Д-1021-в	65.14	0.96	15.90	4.18	5.64	4.96	0.16	7.05	2.43	1.34	-"-	1.11
В-1021н	50.26	1.07	16.69	1.43	7.41	9.00	0.19	9.06	2.03	0.27	-"-	2.82
ГД-964	65.08	0.71	16.70	0.55	4.12	1.03	0.07	4.17	4.21	1.81	-"-	0.91
В-964-а	58.55	0.71	16.70	1.21	8.59	2.66	0.13	5.16	3.08	1.23	-"-	1.25
Г-1000-а	70.40	0.26	14.58	0.01	3.22	0.52	0.07	2.44	3.63	3.47	-"-	0.85
В-1001-а	66.22	0.38	15.39	0.85	4.31	2.22	0.11	0.97	3.67	3.66	-"-	1.07
ГА-1040-б	72.20	0.40	12.99	1.43	1.45	0.20	0.06	1.58	4.06	4.54	-"-	0.57
В-1041	70.86	0.45	14.58	2.08	1.77	0.40	0.08	2.44	3.85	2.76	н.о.	0.74

Примечание. Индекс перед номером образца: В - включение, Г - гранит (ГА - аплитовидный, ГМ - миароловый), ГД - гранодиорит, Д - диорит. Возрастание номеров образцов для Опричнинского массива показывает удаление от контакта интрузива: т.220 - гранофировые граниты в 100 м; т.231 - в 1 км; т.233 - в 1.2 км от контакта; т.244 - среднезернистые граниты аплитовой и гранитовой структуры, содержащие включения в 4 км от контакта; т.264-267 - граниты крупнозернистые из центральной части массива, не содержащие включений.

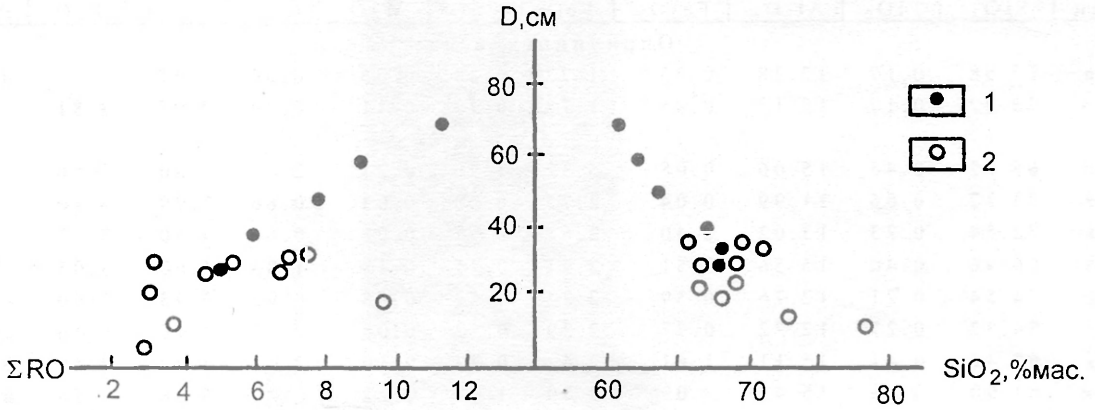

Рис.3. Зависимость состава включений (SiO_2 и ΣRO) от их размера (Опричнинский массив) :
1 - автолиты в 1-4 км, 2 - в 100 м от контакта массива. D - минимальный диаметр включений.

быстрой "закалки", эта четкая зависимость несколько нарушается (светлые кружки).

6.В общем, включения в гранитах более крупные, чем в диоритах (см. рис.1,2).

7. При удалении от контактов интрузива размеры включений и степень контрастности состава пары "гранит-включение" увеличиваются так же, как и при увеличении глубинности массива (рис.5) [5].

8. Химический состав включений колеблется в гранитах - от гранитов до гранодиоритов, в гранодиоритах - до диоритов и т.д., всегда сохраняя более высокое содержание Σ(CaO+MgO+FeO)+Na_2O и относительно меньше SiO, и K_2O (табл. 2, рис. 5).

9. Минеральный состав автолитов в гранитах довольно однообразен: зональный плагиоклаз составляет 40-50% (иногда до 70%) объема породы, кварц 10-20%, калишпат 1-3% (во включениях сферолитовой структуры до 17%), биотит 4-5% (иногда до 20%), роговая обманка 3-5% (до 10%). Включения обогащены апатитом и магнетитом. Плагиоклазы включений более основные, резкозональные и менее упорядоченные, чем в гранитах [4,10].

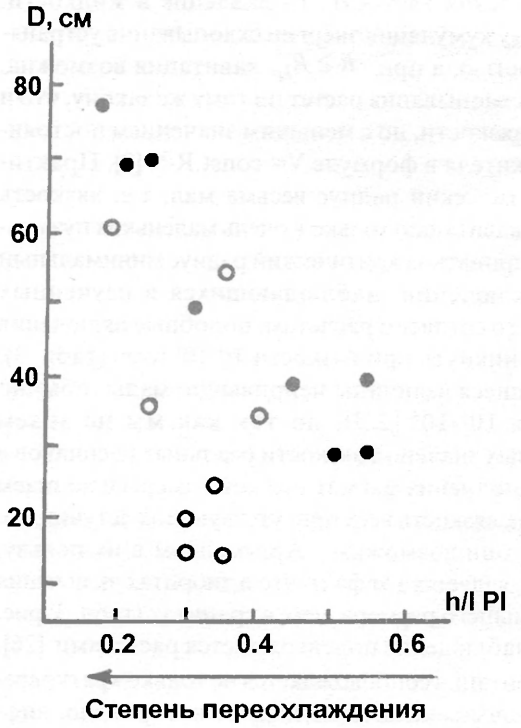

Рис.4. Зависимость величины зернистости, выраженной через отношение ширины к длине (h/l) кристаллов плагиоклаза от размера включения (Опричнинский массив).Усл.обозначения см. на рис. 3.

Рис.5. Зависимость величины поверхностного натяжения (σ) от ΣRO с точками составов гранитоидов и их включений:

1 - граниты Опричнинского, 2 - гранодиориты Успенского и Ольгинского , 3 - диориты Опричнинского; 4 - диориты Валентиновского массивов.

Оконтурены поля составов гранитов, гранодиоритов и диоритов, вмещающих включения.

Биотит из включений по составу близок к биотитам гранитов [10-12].

Все указанные особенности включений и, прежде всего, зависимость их состава от состава вмещающих ("цементирующих") пород, от положения внутри массива и его глубинности, сходство структурного облика включений из разных пород и отсутствие таких структур в породах подобного состава, но в другом геологическом залегании, по мнению автора, однозначно свидетельствуют о том, что они образовались на месте своего нахождения в результате какого-то закономерного процесса, возможного в расплавах разного состава (от диоритового до аплит-пегматитового).

Вопрос о происхождении включений до сих пор остается дискуссионным. Одни исследователи считают их ксенолитами (обломками ранней фазы) , другие - автолитами, т.е. продуктом эволюции той же магмы, что и вмещающие их гранитоиды. В последние годы начинает преобладать мнение, что включения являются результатом смешения основной и кислой магм [1,15; и др.]. Автор данного сообщения в более ранней публикации [5] высказывала мнение о том, что включения являются автолитами и появляются в результате ликвации, не указывая причин, вызывающих это расслоение. Настоящая статья посвящена рассмотрению возможной причины расслоения магматических расплавов, приводящей к образованию автолитов.

При внедрении расплавов в магматическую камеру в условиях малых глубин в результате декомпрессии происходит интенсивное выделение газовой фазы (дегазация). Газовые пузырьки в вязкой жидкости в динамически неустойчивой обстановке (при нарушении прямолинейности течения, возможно, с элементами турбулентности), попадая в участки с пониженным давлением, начинают быстро расти за счет летучих компонентов магмы, до определенного максимального размера, а затем, оказываясь вновь в участках с более высоким давлением, газовые пузырьки исчезают или схлопываются ("фокусируются"). Этот процесс в гидродинамике называется кавитацией, т.е. потерей сплошности, и является фундаментальным свойством всякой жидкости [8,9], и расплавы, по-видимому, не представляют в этом смысле исключения. Теоретически жидкость начинает кипеть, когда величина давления в некоторых участках потока снижается до давления ее насыщенных

паров. Кавитация может возникать вследствие снижения давления при постоянной скорости или вследствие увеличения относительной скорости при постоянном давлении из-за неспособности жидкости выдерживать большие растягивающие напряжения. Кавитация появляется, если в жидкости имеются ядра кавитации или слабые места, из которых образуются каверны. Кавитационными ядрами являются примеси, например, растворенные газы или твердые частицы. В магмах ими могут быть примокристы. Собственно кавитацию наблюдать не удается, ибо это высокоскоростной процесс. Можно изучать только результаты этого процесса. Кавитация сродни кипению, только образование и рост пузырьков при кипении вызывается повышением температуры, а при кавитации он обусловлен динамическим понижением давления. При схлопывании пузыря-каверны возникают очень большие давления. Амплитуда волны давления в окружающей жидкости может достигать нескольких тысяч атмосфер в локальных точках при умеренных,в целом, параметрах среды [7,9]. Причем, когда кавитация происходит в жидкости с низким давлением насыщенного пара и малым содержанием растворенного газа ("маловодные" и "сухие" расплавы), пузырь схлопывается до конца и практически вся энергия схлопывания должна затратиться на сжатие окружающей жидкости. В случае достаточно большого содержания растворенного газа каверна до конца не схлопывается и может поглотить значительную часть энергии , что уменьшает и максимальное давление [9]. Поэтому , вероятно, автолиты широко развиты в малоглубинных гранитах и отсутствуют в глубинных. Этого давления вполне достаточно, чтобы пузырьки, если они находятся на небольшом расстоянии от твердой поверхности, могли вызвать механическое повреждение ее. В удалении от твердой поверхности в объеме жидкости волна давления при схлопывании каверны вызывает массовое зародышеобразование кристаллов в более высокотемпературных условиях, что давно используется в металлургии для повышения качества сплава путем уменьшения зернистости отливки, в частности, алюминия [20]. В случае гранитных расплавов это будут зародыши плагиоклазов . Массовое зародышеобразование хорошо объясняет мелкозернистую структуру включений. На скорость схлопывания сильно влияют вязкость, сжимаемость и поверхностное натяжение жидкости [8,9; и др.]. Вязкость стремится уменьшить скорость роста и скорость схлопывания, поверхностное натяжение - уменьшает скорость роста, но увеличивает скорость схлопывания. В сжимаемой жидкости минимальный радиус пузырька при схлопывании больше, чем в несжимаемой почти в 5 раз [9].

И.Е.Забабахин [8] предлагает формулу для определения критического радиуса пузырька в вязкой жидкости : $R_{kp} = 8.4\nu\sqrt{\rho / P}$, где - ρ плотность, ν - кинематическая вязкость, P- давление в жидкости. При $R \le R_{kp}$ кумуляция энергии схлопывания устраняется вязкостью, а при $R \ge R_{kp}$ кавитация возможна. Скорость схлопывания растет по тому же закону, что и без учета вязкости, но с меньшим значением постоянного множителя в формуле $V = const.R^{-3/2}$ [8]. Практически критический радиус весьма мал, т.е. вязкость устраняет кавитацию только в очень маленьких пузырьках. Если принять за критический радиус минимальный размер включений, наблюдающихся в изученных массивах, то согласно расчетам, подобные включения могли возникнуть при вязкости $10\text{-}10^3$ пуаз (табл. 3). Получившиеся величины непривычно малы (обычно считается $10^5\text{-}10^6$ [22]), но так как мы не знаем достоверных значений вязкости реальных расплавов в момент заполнения магматической камеры и не знаем влияния на вязкость всех присутствующих летучих, то, вероятно, они возможны. Аргументом в их пользу, возможно, является тот факт, что в диоритах включения всегда меньшего размера, чем в гранитах (табл. 3; рис. 1,2). Это наблюдение подтверждается расчетами [26].

Кавитация сопровождается не только кратковременным повышением давления, но и, вероятно, диффузией малообъемных катионов Na,Ca,Mg,Fe^{2+}, скорость которой при кавитации на много порядков превышает скорость обычной диффузии в расплаве [9]. В кавернах, заполненных газом, при схлопывании происходит адиабатическое повышение температуры [8]. Температурный градиент (ΔT), возникающий при этом, видимо, можно оценить по различию в составе ядер плагиоклазов из включений ($An_{40\text{-}50}$) и из вмещающих гранитов ($An_{25\text{-}30}$), используя диаграмму солидус-ликвидус или плагиоклазовый термометр Кудо-Вейла. Градиент может составлять 80-150°C.

Газы и флюиды после схлопывания вновь переходят в расплав, создавая тем самым в расплаве участок некоторого обогащения летучими. Преобладающий компонент гранитных флюидов – вода, понижает вязкость и поверхностное натяжение расплавов в десятки раз [22], обогащение же Ca,Mg,Fe^{2+} увеличивает эти параметры многократно.Кроме того, в субликвидусных расплавах большое влияние на вязкость оказывают газовые пузыри наряду с кристаллической фазой, увеличивая ее значение во много раз [14]. В итоге происходит изменение вязкости в некотором объеме расплава и образуется, таким образом, две жидкости, различающиеся по своим физическим свойствам , и поэтому имеющие границу раздела. Поверхностное натяжение, возникающее на этой границе, видимо, обуславливает ориентировку кристаллов плагиоклаза вдоль контакта капли-включения, наблюдающуюся в некоторых включениях Опричнинского массива , в частности в т.245 [10]. Кроме того, за счет кривизны на границе раздела возникает дополнительное давление $\Delta P = 2\sigma/R$ (лапласовское) [20], которое также может оказать влияние на ориентировку кристаллических фаз.

Таблица 3. Критические радиусы пузырей при гипотетической кавитации расплавов с различными заданными параметрами и размеры включений в гранитоидах различных массивов Прибрежной зоны Приморья ($R_{кр} = 8.4\nu\sqrt{\rho / P}$; по[8])

η, пуазы	ν = η/ρ см²/сек	ρ, г/см³	P, бар	$R_{кр}$, см	R_{min}, см	R_{max}, см	Массив
				Диориты			
10^2	37.0	2.7	1000	15.5	5 · 6	15 · 25	Опричнинский
$5 \cdot 10^1$	18.5	2.7	1000	7.8	5 · 6	15 · 20	Лангоу
$3 \cdot 10^1$	11.5	2.7	1000	4.8	3 · 6	25 · 30	Валентиновский
				Гранодиориты			
10^3	384.6	2.6	1000	161.5	10 · 20	20 · 40	Валентиновский
10^2	38.5	2.6	1000	16.1	4 · 5	20 · 25	Владимировский
$5 \cdot 10^1$	19.2	2.6	1000	8.1	4 · 5	100 · 150	Бринеровский
$5 \cdot 10^1$	19.2	2.6	500	11.6	4 · 5	100 · 150	то же
				Граниты			
10^3	400	2.5	1000	168.0	6 · 10	15 · 40	Ольгинский
$5 \cdot 10^2$	200	2.5	1000	84.0	4 · 5	35 · 50	Валентиновский
10^2	40	2.5	1000	16.8	10 · 15	90 · 150	27-ой Ключ
$5 \cdot 10^1$	20	2.5	1000	8.4	10 · 15	90 · 150	то же
				Граниты аплитовидные			
10^3	416.6	2.4	1000	171.4	5 · 10	15 · 20	Ольгинский
$5 \cdot 10^2$	208.3	2.4	1000	84.0	12 · 10	100 · 100	Валентиновский
10^2	41.6	2.4	1000	17.1	12 · 10	100 · 100	то же
$5 \cdot 10^1$	20.8	2.4	1000	8.5	12 · 10	100 · 100	-"-

Примечание: η - вязкость, ν - кинематическая вязкость, ρ - плотность, P - давление, R - радиус.

С момента обособления капля расплава будет эволюционировать как самостоятельная изолированная система, и кристаллизация ее завершится гнездами "своих" пегматитов. Кристаллизация капли начинается с зародышей плагиоклаза, появление которых было вызвано волной давления при схлопывании пузыря (каверны). Далее кристаллы плагиоклазов растут в условиях падения температуры от (T°C+ΔT°C) до T°C гранитов, о чем свидетельствует их более основной состав, резкая зональность, низкая упорядоченность и более высокие содержания K_2O и BaO, чем во вмещающих гранитах [4].

Нами были рассчитаны некоторые параметры, характеризующие структуру расплава, для гранитоидов и включений по их химическому составу: степень разорванности полимерной сетки - структурный параметр K, число тетраэдров $[Si,Al]O_4$ в полимерных комплексах по [14] и поверхностное натяжение () по [16]. Оказалось, что число тетраэдров $[Si,Al]O_4$ для гранитной матрицы ≥ 1 (1.02-1.06), а во включениях меньше 1 (0.59-0.72). Величина поверхностного натяжения, пропорциональная структурному параметру K, увеличивается от гранитов к диоритам. Все включения вписываются также в эту закономерность, характерную для всех магматических пород (рис.5). Пунктирными линиями на диаграмме показаны пределы отличия величин ΣRO между вмещающими породами и включениями для гранитов, гранодиоритов и диоритов. Основность и степень различия составов увеличивается от вершины треугольника вниз по мере удаления от контактов и глубинности интрузивов.

При появлении в магматическом расплаве капель второго расплава они будут находиться в равновесии, а их форма будет определяться условием минимума полной поверхностной энергии [20]. Если поверхностная энергия изотропна, то равновесной формой второго расплава будет сферическая. Если же поверхностная энергия является функцией ориентации, то равновесная форма будет отклоняться от сферической, что чаще всего мы и наблюдаем. Пузыри редко бывают изолированными и обычно растут и схлопываются на близком расстоянии друг от друга или каких-либо поверхностей. Дробление наполненной газом каверны при схлопывании может привести к образованию облака пузырьков при повторном расширении. Чем больше пузырек, тем продолжительнее время схлопывания, больше энергии выделяется, выше максимальное давление, и в приложении к образованию

автолитов, тем более крупными, основными и среднезернистыми они будут. В некоторых случаях деформация пузырьков вызывает образование микроструек жидкости, которая "прошивает" их с огромной скоростью непосредственно перед схлопыванием [9] и которая может в дальнейшем восприниматься как гранитизация образовавшегося автолита.

Таким образом, включение – это не сам кавитационный пузырек, заполненный затем расплавом, а некий объем расплава, обогащенный флюидами после схлопывания и в котором действовало повышенное давление или ударная волна, возникшая при схлопывании и сопровождаемая диффузией $\Sigma RO+Na_2O$, т.е. это поле гидродинамического давления в локальном объеме.

Последовательность процессов, приводящих к образованию автолитов согласно предлагаемой модели, можно представить в виде следующей схемы: 1 - рост пузыря в расплаве за счет диффузии флюидов в кавитационную полость; 2 - схлопывание и ударная волна, сопровождаемая диффузией малообъемных катионов (Ca,Mg,Fe^{2+},Na); 3 - растворение флюидов обратно в расплаве после схлопывания пузыря и возникновение многочисленных центров кристаллизации плагиоклазов (и роговой обманки в гранодиоритах) в поле гидродинамического давления; 4- обособление капли с физическими свойствами, отличающимися от исходного расплава, и появление границы раздела, поверхностного натяжения (σ) и ΔP (лапласовского) за счет кривизны границы (рис.6).

По нашему мнению, хотя все вышеизложенное и не является строгим доказательством участия кавитации в процессе образования автолитов в гранитоидах, но объясняет их возникновение более естественным образом в процессе кристаллизации и дегазации маловодных магм в условиях малых глубин с помощью процесса, реально существующего в жидкостях, без привлечения каких-то случайных факторов вроде смешения магм. К тому же хорошо изученный в гидродинамике процесс смешения двух жидкостей свидетельствует о том, что при этом "капельная" текстура в жидкости не сохраняется, а формируются протяженные слои, субгоризонтальные ячейки [21]. Из наиболее

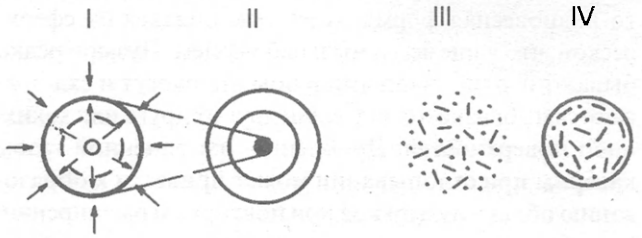

Рис.6. Стадии процесса образования автолитов согласно предлагаемой модели. I-IV - объяснения в тексте.

прямых доказательств реальности кавитации, возможно, являются более высокие содержания H_2 в составе флюидной фазы автолитов по сравнению с гранитами [2], ибо известно, что при кавитации происходит ионизация газов , их свечение [9; и др.] и, вероятно, разложение воды с образованием H_2. По мнению автора, кавитация наиболее логично может объяснить такие особенности автолитов, как наличие в одном обнажении включений разного размера и состава, зависимость их размера и состава от удаленности от контакта и глубинности массива; зависимость величин их зернистости от состава и размера - более среднезернистые являются и более крупными и более основными, ибо образовались от схлопывания более крупных пузырей, содержащих большее количество флюидов; наличие же зональных включений и "включений во включении" (более мелких и тонкозернистых внутри более среднезернистых) свидетельствуют о неоднократном схлопывании каверн.

В свете предлагаемой модели участки скопления включений являются зонами кавитации в магматических расплавах. Чаще всего они проявлены в приконтактовых частях интрузивов, где наиболее вероятны турбулентность и дегазация внедрившейся магмы.

Горизонты включений, многократно повторяющиеся в береговых скалах Опричнинского массива, возможно, являются свидетельством многоэтапности заполнения магматической камеры. Каждая новая порция магмы могла испытывать сопротивление своему движению, что могло вызывать кавитацию в верхней части потока и образование автолитов, приуроченных к более лейкократовым гранитам, так как часть двухвалентных катионов ушла на образование автолитов. Вниз по разрезу лейкократовые граниты, содержащие автолиты, сменяются гранитами без автолитов. Затем, в новой порции расплава, процесс повторяется. Здесь уместно отметить, что южное поле гранитов Опричнинского массива представляет собой прекрасно обнаженный "модельный" лакколит зонального строения: приконтактовая фация (~ 4 км по горизонтали) сложена гранофировыми гранитами с автолитами, которые затем сменяются ритмично-расслоенными гранитами (~ 3 км), представляющими собой внешнюю часть зоны конвективного перемешивания, без автолитов [4,6,10]. Центральная часть лакколита сложена равномернозернистыми гранитами с гнездами пегматитов и аплит-пегматитовыми телами. Автолиты здесь отсутствуют, т.е. в центальной части лакколита происходит нормальная эволюция гранитного расплава, заканчивающаяся пегматитами. А в приконтактовой части, в зоне "застойного" расплава, где не происходит активное конвективное перемешивание, собираются газово-флюидные пузыри, которые не могут покинуть расплав из-за герметичности камеры при недостаточном флюидном давлении в системе [17], способствуя образованию фаций гранитов с автолитами.

Фации "конгломератовидных" пород, целиком сложенных включениями с небольшим количеством гранитного цемента, формируются в местах, где магматический расплав испытывал наибольшее сопротивление своему движению – около останцов и провесов кровли (Валентиновский массив вблизи мыса Горал и северная часть Опричнинского массива вокруг бухты Китовое ребро).

С точки зрения кавитационной модели, появление гигантских включений (> 5-10 м в диаметре), описываемых как блоки пород ранней фазы, но имеющих структуру, аналогичную структуре включений, можно объяснить суперкавитацией, т.е. формированием "присоединенных" каверн, достигающих больших размеров даже в невязких жидкостях [9]. Они также наблюдаются вблизи кровли и останцов вмещающих пород (Бринеровский массив вблизи устья кл. Быстрый). Присоединенные каверны возникают при отрыве потока жидкости от твердой границы обтекаемого тела или стенки канала с образованием полостей. Максимальная длина присоединенной каверны зависит от поля давления.

Скрытая теплота парообразования, как и удельная теплоемкость жидкости, влияет на скорость роста и схлопывания пузырьков. Чем она больше, тем больше требуется тепла для заполнения растущей каверны паром заданной плотности. Так как это тепло отбирается только от поверхностного слоя жидкости, то степень ее охлаждения пропорциональна отобранному количеству тепла. Возможно, с этим процессом связано появление вокруг некоторых включений белой каемки мощностью около 1 см. В диоритах Опричнинского массива она сложена кварцем и кислым плагиоклазом (рис. 2 а), а в гранодиоритах Успенского (рис. 2 б) – кварцем и микроклином. Обе минеральные ассоциации являются наиболее низкотемпературными для пород этой группы, и их появление в слое жидкости, потерявшей часть тепловой энергии, кажется автору вполне закономерным.

В заключение благодарю С.А.Коренбаума, совместно с которым был собран каменный материал и выявлены основные особенности включений в гранитоидах Прибрежной зоны, И.Н. Говорова и А.М. Ленникова за обсуждение работы, В.Г.Судзеловскую за помощь в оформлении статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (код проекта 93-05-14206).

ЛИТЕРАТУРА

1. 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.
2. Валуй Г.А. , Гантимурова Т.П. К вопросу о ликвации в гранитных расплавах //Магма и магматические флюиды. Черноголовка. 1985. С.28-31.
3. Валуй Г.А., Дубинчик Э.Я. Петрофизические исследования гранитоидов Прибрежной зоны Приморья // Впоросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973. С. 296-299.
4. Валуй Г.А. Полевые шпаты и условия кристаллизации малоглубинных гранитоидов. М: Наука, 1979. 146с.
5. Валуй Г.А. Пример ликвации в малоглубинных гранитоидах //Геология и металлогения рудных районов Дальнего Востока. Владивосток, 1985. С.152-159.
6. Валуй Г.А. Пример ритмичной расслоенности в малоглубинном гранитном интрузиве // Докл. АН СССР. 1983.Т. 271, № 2. С. 420-425.
7. Галимов Э.М. Кавитация как механизм синтеза природных алмазов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 1. С. 22-37.
8. Забабахин Е.И. Явления неорганиченной кумуляции // Механика в СССР за 50 лет. Т. 2. Механика жидкости и газа. М.: Наука. 1970. С. 313-342.
9. Кнэпп Р., Дж. Дейли, Ф.Хэммит. Кавитация. М .: Мир, 1974. 687 с.
10. Коренбаум С.А., Валуй Г.А. Некоторые особенности петрографии и кристаллизации гранитоидов Мутухинского интрузива (Приморье) //Магматические породы Дальнего Востока.Владивосток, 1973. С.193-222.
11. Коренбаум С.А., Валуй Г.А. О геологическом положении и химическом составе шлировых выделений в гранитоидах Прибрежной зоны Приморья // Вопросы геологии, геохимии и металлогении СЗ сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970. С. 123-126.
12. Коренбаум С.А., Валуй Г.А., Стрижкова А.А. и др. Распределение глинозема в биотитах и генетические особенности некоторых гранитоидных массивов Приморья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973, № 5. С.37-52.
13. Коренбаум С.А. Реверсивное повышение основности кислых расплавов в зонах накопления флюидов //Магма и магматические флюиды. Черноголовка, 1985. С. 100-103.
14. Персиков Э.С. Вязкость магматических расплавов. М.: Наука, 1984. 159с.
15. Попов В.С. Ликвация в магмах иллюзия и реальность // Зап.ВМО. 1982. Ч. 111, в. 5. С. 614-621.
16. Прусевич А.А., Кутолин В.А. Поверхностное натяжение магматических расплавов //Геология и геофизика. 1986. С. 58-66.
17. Рейф Ф.Г. Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации. М.: Наука, 1990. 181 с.
18. Тарарин И.А. Генетическое значение включений в гранитоидах Успенского массива в Приморье // Петрология, петрохимия магматических и метаморфических пород. Владивосток, 1975. С.142-167.
19. Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. Петрология автолитов в гранитах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 2. С. 36-48.
20. Флемингс М. Процессы затвердевания. М.: Мир, 1977. 360с.
21. Хапперт Г., Дж. Тернер. Конвекция , обусловленная двойной диффузией //Современная гидродинамика. Успехи и проблемы. М.: Мир, 1984. С. 413-453.

22. Эпельбаум М.Б., Балашов И.В., Салова Т.П. Поверхностное натяжение кислых магматических расплавов при высоких параметрах // Геохимия. 1973. № 3. С.461-464.
23. Dider J. Granites and their enclaves. Development in petrology. T.3. Amsterdam, London, New York. 1973. 393 p.
24. Lacroix A. Les enclaves des roches volcaniques. Maon. 1893. 770 s.
25. Pabst A. Observations on inclusion in the granitic rocks of the Sierra Nevada, California // Dep. Geol. Sci. Univ. California. 1928, vol. 17, № 10. P. 325-286.
26. Prousevitch A.A., Sahagian D.L., Anderson A.T. Dynamics of Diffusive Bubble Growth in Magmas : Isothermal Case // Journ. Geophys. Ers. 1993, vol. 98, № B12. P. 22283-22307.

Поступила в редакцию 8 июля 1996 г.

G.A. Valuy

Origin of the autoliths in granitoids resulted from fluid-magmatic differentiation melts.

The paper presents the description of the principal features of fine grained enclaves (autoliths) in granitoids (geological setting, chemical and mineralogical composition, etc.) that have been revealed through the long standing investigations of shallow granite intrusives exposed on the Japanese Sea coast in Primorye. A new model of their formation is put forward. In author's opinion, autoliths originate in low-water granite melt through the degassing process due to the dynamic drop in pressure (i.e. cavitation) under small depth conditions.