

**О ФАЦИИ ГЛУБИННОСТИ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ
УСЛОВИЯХ СТАНОВЛЕНИЯ ЛЕБЕДСКОГО ПЛУТОНА
(Горный Алтай)**

В. И. ЯРЫГИН

(Представлена научным семинаром кафедры петрографии)

Изучение вопросов фаціальности и термодинамических условий становления гранитоидных плутонов необходимо не только с теоретической точки зрения, но и в связи с оценкой потенциальных возможностей таких массивов в отношении оруденения. Большое значение имеет также глубина эрозионного среза, так как апикальная часть интрузии обычно содержит значительные рудные тела. Исходя из этих предпосылок, расшифровка и прослеживание тех внешних условий и физико-химических процессов, вследствие которых образовались породы Лебедского плутона, расположенного в бассейне р. Лебеди на стыке Горной Шюрии и Горного Алтая, представляют значительный интерес. В настоящей статье освещаются вопросы глубинности и термодинамических условий становления плутона. Количественное и качественное рассмотрение этих характеристик позволит в дальнейшем смоделировать основные положения его петрогенезиса.

Глубина становления массивов имеет наиболее важное значение для скорости охлаждения магмы, поведения летучих, формирования постмагматических растворов и т. д. Научное обоснование выделения фации глубинности было дано М. А. Усовым (10), а затем продолжено Ю. А. Кузнецовым (4), В. К. Моничем (5), Н. Д. Соболевым (8), и др. Согласно современным классификациям фаций магматических пород Лебедской плутон относится к плутонам среднеглубинных батолитовых фаций. Для массивов плутона характерно развитие краевых гибридных зон с ореолом пироксен-амфибол-плагиоклазовых роговиков и скарнов и серий аплит-лампрофировых жил. В плагиогранитах и трондьемитах наблюдаются мирмекитовые структуры, а также графические структуры окварцевания на контакте с вмещающими породами. Все эти особенности внутренних процессов магмы в сочетании с взаимодействием ее с породами окружения являются качественными фаціальными признаками средних глубин формирования массивов. О количественной величине глубинности становления Лебедского плутона можно судить из взаимоотношений его с вмещающими толщами. Известно, что на современном эрозионном срезе на севере интрузия прорывает коуринские (нижнекаймские) отложения среднего кембрия, а на юге — нижележащую кондомскую (каянчинскую) свиту и трансгрессивно перекрывается отложениями нижнего ордовика. Следовательно, выше уровня современного среза интрузии лежали породы мощностью около 5000 м, если считать суммарную мощность непрорванных интрузией мундыбаш-

ской ≈ 4450 м (верхнекаимской) St_2 и низов большекитатской ≈ 500 м (еландинской) St_2 свит, развитых в районе. Интрузии с мощностью пород кровли около 5000 м по классификации глубинности соответствуют среднеглубинным (6). Исходя из оценки глубины становления, давление кровли приблизительно равно 1250 атм. Современный эрозионный срез южной части плутона, вероятно, находится на больших глубинах, чем эрозионный срез северной части, о чем свидетельствуют наблюдающиеся на юге интенсивные процессы контактового метаморфизма (развитие кристаллических сланцев и амфиболитов), микропегматитового окварцевания и мirmekитизации. Кроме этого, отношение магния к калию в плагиогранитах больше ($4 \div 8$), чем в гранодиоритах (1,5—2) северной части плутона, что отражает тенденцию к накоплению калия в верхних (апикальных) зонах интрузива, а магния — в нижних [1]. Температура кристаллизации магмы определялась по типу контактово-метаморфической фации и полевошпатовому методу Т. Барта.

Роговики северного и восточного контактов плутона относятся к группе роговообманково-роговиковых фаций [9]. Наиболее представительными ассоциациями являются: кварц-мусковит-плагиоклаз и плагиоклаз-роговая обманка — диопсид — тремолит. Тернер и Ферхуген считают, что в условиях глубинности Лебедского плутона такие ассоциации должны были образоваться при температурах $550^\circ\text{—}700^\circ\text{C}$.

Определение температур кристаллизации магмы по графику зависимости коэффициента распределения альбитового компонента в полевых шпатах от температуры, предложенного Т. Бартом [2], может заключать в себе значительные ошибки, так как при построении этого графика опорные точки выбраны весьма субъективно, без учета равновесных ассоциаций и состава полевых шпатов. В последнее время стали появляться экспериментальные данные, опираясь на которые Рябчиков И. Д. [7] рассчитал температурную диаграмму равновесного распределения альбитового компонента между сосуществующими полевыми шпатами. Мы при своих исследованиях пользовались диаграммой Рябчикова.

Из табл. 1 видно, что диаграмма Рябчикова дает значительно более низкие температуры и меньший разброс значений, чем график Барта. Поскольку температуры, определенные по диаграмме Рябчикова, наиболее соответствуют температурам образования роговиковой фации Лебедского плутона, то значения температур $650\text{—}700^\circ\text{C}$ для гранодиоритов и кварцевых монзонитов; 600°C — для трондьемитов и плагиогранитов и 520°C — для аплит-гранитов можно считать относительно надежными.

Важной характеристикой состояния системы является также количество воды, растворенной в магме. О содержании воды в расплавах Лебедских интрузий можно судить из характера парциального давления кислорода и данных о растворимости паров H_2O в силикатных расплавах. Осборн экспериментально доказал на языке системы $\text{FeO—Fe}_2\text{O}_3\text{—MgO—SiO}_2$ [13] две различные тенденции кристаллизации базальтовой магмы, в зависимости от характера парциального давления кислорода и переложил их на упрощенный график (рис. 1).

Толеитовая тенденция кристаллизации характеризуется уменьшением P_{O_2} и восстановительными условиями среды. Снижение P_{O_2} обусловлено поглощением кислорода системы кристаллизующимися силикатами в условиях резкого охлаждения магматической камеры. Реальность такого процесса на уровне наших знаний очевидна, судя по природным ассоциациям магнезиально-железистых минералов и расчетным значениям парциального давления кислорода на основе соотно-

шения закисного и окисленного железа [12]. Позднее, правда, Кеннеди [3] отказался от количественных оценок ввиду влияния углерода и водорода на степень окисления железа, но отметил отношение $FeO:Fe_2O_3$ как качественный критерий. Судя по расположению на

Таблица 1

Силикатные анализы пород Лебедского плутона

Окислы	Пироксенит 1612 ^b	Габбро 777	Ферро- габбро 1080	Кварцевый диорит 1526 ^a	Кварцевый монцит 1630	Плагиог- ранит 1487
SiO ₂	45,48	43,28	39,48	55,26	65,42	70,74
TiO ₂	0,86	1,03	1,72	0,85	0,56	0,40
Al ₂ O ₃	10,27	18,80	11,01	13,18	14,56	13,89
Fe ₂ O ₃	9,68	7,46	17,18	3,10	2,38	1,09
FeO	4,44	5,31	4,27	7,23	3,29	2,46
MgO	9,84	6,44	6,10	6,37	2,10	0,79
MnO	0,40	0,10	0,25	0,22	0,06	0,09
CaO	16,10	13,30	17,50	8,04	4,60	3,80
Na ₂ O	0,37	1,62	0,50	2,69	3,75	4,36
K ₂ O	0,10	0,60	0,20	1,32	2,57	1,80
P ₂ O ₅	0,06	0,41	0,05	0,13	0,15	0,08
SO ₃	0,06	0,05	0,06	0,07	0,11	0,05
H ₂ O	0,02	—	0,24	—	—	0,12
ппп	1,89	1,48	1,01	1,83	0,86	0,68
Итого	99,57	97,88	99,57	100,29	100,38	100,30

графике Осборна (рис. 1) фигуративных точек пироксенита, габбро и феррогаббро из тела Яман-Садры, кристаллизация пород этого тела происходила при ничтожном PO_2 , следовательно, небольшом содержании воды. В этих условиях на разных этапах кристаллизации образовались пироксен и оливин (обр. 1612°), а железо накапливалось в остаточной жидкости (обр. 1080). Однако, кристаллизация одних только безводных силикатов привела в заключительной стадии к накоплению воды, что обусловило образование пегматоидных габбро с амфиболом. Такой процесс кристаллизации в геосинклинальных областях возможен, по мнению Бикфорда [11], в случае открытой для летучих магматической камеры, которой могла служить трещина глубинного заложения. Вероятно, подобный механизм образования имеют габброидные тела, зажатые внутри Лебедского плутона. Что касается гранитоидов плутона, то их фигуративные точки локализуются на графике Осборна параллельно кривым 2—4—5—6—7 и IV—V—VI, предполагающим постоянное или увеличивающееся PO_2 , т. е. постоянно большое содержание воды, которое обеспечивается ее диффузией в магму из вмещающих пород [3, 13]. Влияние увеличивающегося PO_2 наглядно демонстрируется минеральным составом. В начальный период кристаллизации образуются минералы окисного железа (шпинель, магнетит), которые нередко замещаются вторичными минералами. В поздние стадии расплав обогащается кремнеземом. Темноцветные содержат

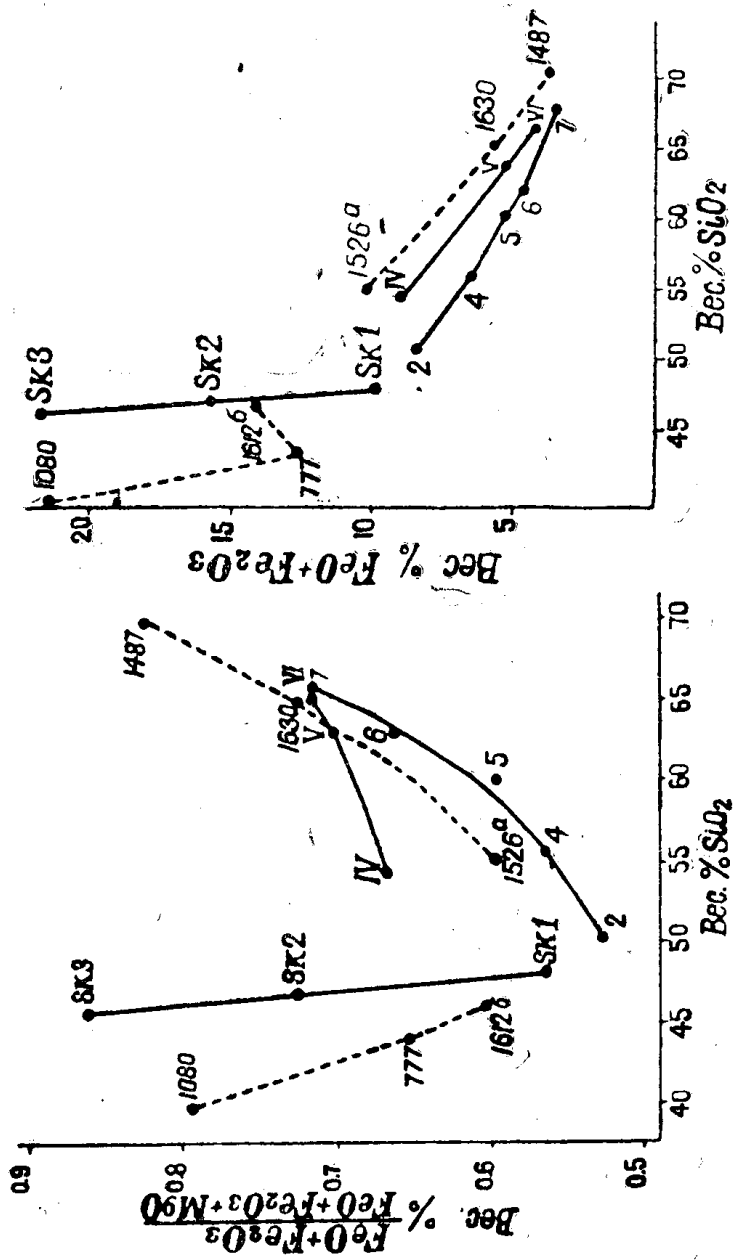


Рис. 1. Кривые для магматических серий (по Осборну): IV—V—VI — андезит-дациты, кристаллизующиеся при увеличении P₀₂; 2—4—5—6—7 — базальт-андезиты Каскада — увелич. P₀₂; SK1, SK2, SK3 — породы Скаергардской интрузии, кристаллизующейся при уменьшении P₀₂; 1612 б — 777 — 1080 — габброиды Лебедского плутона; 1526^а—1630—1487 — крайние члены гранитоидов Лебедского плутона.

гидроксильную группу (амфибол, биотит). Верхний предел содержания воды в гранитоидном расплаве можно оценить из расчета глубины становления плутона. Из диаграммы Горансона [3] видно, что при давлении кровли Лебедского плутона в 1250 атм содержание растворенной воды в расплаве не должно превышать 6 вес.%. По индексу (величине отношения кислого ободка к ядру в зональных плагиоклазах) можно судить о содержании воды в магме в момент начала кристаллизации [14]. Следовательно, расплав, из которого образовались кварцевые монцониоты, гранодиориты, кварцевые диориты и диориты Лебедского плутона, с индексом 1:10 в момент начала кристаллизации не мог содержать больше 0,6% воды, а расплав плагиогранитных пород с индексом 1:5, вероятно, содержал 1,2% воды.

В заключение можно отметить, что по всем термодинамическим признакам и качественным фаціальным особенностям Лебедской плутон относится к батолитам среднеглубинной фации, по Ю. А. Кузнецову (4).

ЛИТЕРАТУРА

1. Н. Н. Амшинский. Некоторые закономерности распределения аксессуарных элементов в гранитоидах. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 2, 1964.
2. Т. Ф. Барт. Измерение палеотемператур гранитных пород. Чтения им. В. И. Вернадского, IV, Изд. АН СССР, 1962.
3. Дж. Кеннеди. О роли воды в магме. Сб. «Земная кора», 1957.
4. Ю. А. Кузнецов. О принципах выделения и классификации фаций магматических пород. Сб. «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Изд. АН Каз. ССР, 1960.
5. В. К. Монич. К вопросу о фациях магматических пород Казахстана. Изв. АН СССР, сер. геолог., вып. 5, 1952.
6. В. А. Николаев. О картировании и геологическом изучении интрузий в комплексах низких-средних ступеней регионального метаморфизма. Кн. «Методика геологического картирования метаморфических комплексов». Госгеолтехиздат, 1957.
7. И. Д. Рябчиков. Усовершенствование полевошпатового геологического термометра Барта. Сб. «Минералогическая термометрия и барометрия». Изд. «Наука», 1965.
8. И. Д. Соболев. Фации гранитоидов и оруденение. Сб. «Осн. идеи М. А. Усова в геологии». Изд. АН Каз. ССР, 1960.
9. Ф. Тернер и Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд. ИЛ., 1961.
10. М. А. Усов. Фации и фазы интрузивов. Сб. «Осн. идеи М. А. Усова в геологии». Изд. АН Каз. ССР, 1960.
11. M. E. Bickford. Petrology and structure of layered gabbro pleasant bay, Maine. Jour. Geol. VII, № 2, 1963.
12. G. C. Kennedy. Equilibrium between volatiles and iron oxides in igneous rocks. Am. Jour. Sc. V 246, 1948.
13. E. F. Osborn. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of Basaltic magma. Am. Jour. Sc. V. 257, 1959.
14. I. A. Vance. Zoning in igneous plagioclase: normal and oscillatory zoning. Am. Jour. Sc. V 260, № 10, 1962.