Доклады Академии наук СССР
1955. Том 104, № 6

ГЕОЛОГИЯ

И. С. УСЕНКО

О ГЕНЕЗИСЕ ДРЕВНИХ ГРАНИТОИДОВ УКРАИНСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ЩИТА

(Представлено академиком Д. С. Коржинским 20 VI 1955)

В структурном отношении Украинский кристаллический щит представляет собой многоярусное, складчатое в нижней части сооружение, с последовательным расположением метаморфизованных осадочно-магматических комплексов от более древних (нижние ярусы) к более юным (верхние ярусы). Это сооружение разбито рядом, повидимому разновозрастных, дизъюнктивов разломного типа на крупные блоки, характеризующиеся различной амплитудой вертикального смещения друг относительно друга. Этим может быть объяснено то обстоятельство, что в современном денудационном срезе обнажаются породы различных структурных уровней, отличающиеся как по возрасту, так и по вещественному составу и степени метаморфизма.

В современном срезе Украинского кристаллического щита обнажаются главным образом северо-западные складчатые структуры, сложенные древними гнейсами, гранитоидами и мигматитами, занимающими в общей сложности около 80—90% его территории.

Древние гранитоиды этих северо-западных складчатых структур, связанные своим образованием с наиболее ранним (из известных в настоящее время) геосинклинальным циклом формирования Украинского кристаллического щита, представлены различными по минералогическому составу и структуре породами. В эту группу пород входят гранодиориты рр. Берды и Мокрой Волновахи, гранодиориты окрестностей Кременчуга, Звенигородки и других мест, плагиоклазовые граниты р. Саксагани, бердичевские граниты, граниты житомирского и кировоградского типов, а также разнообразнейшие мигматиты и аналогичные им породы чарнокитовой серии р. Южного Буга.

Как показывают исследования последних лет, появление этих пород связано со складчатой стадией развития древней геосинклинали. Они обычно образуют тела, располагающиеся главным образом в антиклинальных частях складчатых систем северо-западного простирания, сложенных породами метаморфизованной осадочно-эффузивной толщи, являющейся продуктом доскладчатой стадии развития этой же геосинклинали.

Осадочно-эффузивная толща состоит из переслаивающихся между собой пара- и ортопород. Парапороды представлены кварцитами, гнейсами (биотитовыми, силиманитовыми, кордиеритовыми, графитовыми и другими), доломитизированными кристаллическими известняками и магнезито-доломитами, содержащими то или иное количество силикатов, частью алюмосиликатов. Ортопороды принадлежат в различной степени метаморфизованным интрузивно-эффузивным образованиям — амфиболитам, габбро-амфиболитам, некоторым пироксено-плагиоклазовым гнейсам, пироксенитам, перидотитам, серпентинитам, актинолититам, тремолититам, амфиболовым, тальковым и хлоритовым сланцам, а также различным тальково-карбонатным породам, приближающимся своим

составом к лиственитам, широко развитым среди метаморфизованных гипербазитов Урала.

Изучение древних гранитоидов устанавливает, что все они, будучи в той или иной степени гибридизированными, выявляют теснейшую генетическую связь с породами кровли, т. е. с породами метаморфизованной осадочно-эффузивной толщи.

Таблица 1

	Гранодиорит, средн. из 4 анализов	Плагиоклазовый гранит, средн. из 4 анализов	Бердичевский гранит, средн. из 8 анализов	Гранит кировоградского типа, средн. из 18 анализов	Гранит житомирского типа, средн. из 21 анализов	Средн. из 15 гнейсов	Средн. из 15 гнейсов + 1 амфиболит	Средн. из 15 гнейсов + 1 амфиболит + + 1 кварцит	Средн. из 15 гнейсов + 1 амфиболит + + 2 кварцита	Средн. из 15 гнейсов + 1 амфиболит + + 3 кварцита	Средн. из 15 гнейсов + + 1 амфиболит + + 3 кварцита + 1 известняк
SiO_2	63,86	68,41	66,61	69,31	71,36	66,33	65,12	66,98	68,64	69,96	66,89
TiO_2	0,55	0,33	0,43	0,47	0,32	0,48	0,60	0,56	0,50	0,50	0,50
Al_2O_3	15,61	15,36	15,26	14,51	14,61	16,70	16,38	15,51	14,77	14,15	13,50
Fe_2O_3	1,92	1,21	0,83	1,30	0,83	1,38	1,48	1,43	1,36	1,29	1,26
FeO	3,28	2,68	4,42	2,68	1,88	3,86	4,47	4,21	3,98	3,77	3,68
MnO	0,07	0,06	0,06	0,42	0,03	0,04	0,07	0,07	0,07	0,07	0,11
MgO	2,55	1,12	2,00	1,09	0,63	1,88	2,21	2,09	1,97	1,89	2,76
CaO	4,35	3,26	2,28	1,92	1,41	2,32	2,89	2,68	2,54	2,42	3,81
Na_2O	4,29	5,03	3,20	3,63	3,13	3,60	3,53	3,35	3,18	3,03	2,90
K_2O	2,53	1,47	3,80	4,13	5,91	2,41	2,28	2,15	2,04	1,94	1,85
П. п. п.	0,75	0,67	1,04	0,65	0,59	0,85	0,89	0,84	0,80	0,82	0,79
											CO_2—1,89
Сумма	99,76	99,60	99,93	100,18	99,70	99,85	99,92	99,87	99,85	99,84	99,94
Процентное молекулярное соотношение											
FeO	33	37	44	47	47	45	43	43	45	43	33
MnO	30	20	31	23	20	29	29	30	29	30	33,5
CaO	37	43	25	30	33	26	28	27	26	27	33,5

Как показывает исследование, образование древних гранитоидов происходило в различных горизонтах северо-западных складчатых структур. Одни из них, в частности бердичевские граниты, относятся к наиболее глубоким частям этой складчатой области; они залегают непосредственно в зоне магмообразования, т. е. в корневых частях геосинклинали. Это доказывается постепенными переходами бердичевских массивных гранитов в типичные тонкополосчатые мигматиты, характеризующиеся таким же как и они минеральным парагенезом. Другие — гранодиориты, плагиоклазовые граниты, кировоградские и житомирские типы гранитов — наоборот, являются породами образовавшимися в результате интрузии магмы в более высокие горизонты складчатой области, что подтверждается однородностью их состава, однородностью структур и текстур, а также четкими контаками с окружающими породами.

Наблюдающаяся тесная связь бердичевских гранитов с мигматитами, представляющими собой типичный продукт гранитизации, является совершенно определенным доказательством перерастания процессов гранитизации в магмообразование.

Наличие постепенных переходов между бердичевскими массивными гранитами и мигматитами является свидетельством постепенного перехода зоны становления магмы в зону мигматитов, являющуюся для нее оболочкой. Термодинамические условия существования этих зон в общем равновесны, магма, давшая бердичевские граниты, повидимому, испыта-

ла передвижение только в пределах зоны собственного образования. Этим термодинамическим равновесием и обусловлено сходство их минералогического состава и постепенность перехода одной зоны в другую. Сказанное в известной степени подтверждается также сравнением среднего химического состава бердичевских гранитов и среднего состава осадочно-эффузивной толщи, продуктом переработки которой они являются.

Средний химический состав осадочно-эффузивной толщи определен исходя из количественного соотношения между главными группами осадочных пород, установленными Кларком (80% глинистых пород, 15% песчаников и 5% известняков) с учетом наличия в этой толще также основных эффузивов. Однако этот средний состав (анализ 11: 1 амфиболит, 15 гнейсов *, 3 кварцита, 1 известняк) вряд ли может представлять ту часть толщи, из которой получилась в процессе гранитизации ее магма бердичевских гранитов, так как образование гранитных магм в складчатых областях идет за счет нижних толщ геосинклинали, в которых известняки обычно отсутствуют. Не соответствует он, повидимому, и по содержанию кремнезема, поскольку кварциты, введенные в расчет этого анализа, являются почти мономинеральными породами с содержанием SiO_2 94—96%, тогда как средний песчаник по Кларку содержит всего 78% этого компонента. В связи с этим в таблице приведены средние составы осадочно-эффузивной толщи без учета известняков и с различными соотношениями между гнейсами и кварцитами (анализы 6—10), которые, несомненно, больше соответствуют толще пород, послуживших материалом для образования вышеуказанной магмы.

Как показывает сравнение, средний бердичевский гранит (анализ 3) почти совпадает со средним составом осадочной толщи, представленной анализом 8 (среднее из 15 гнейсов, 1 амфиболита и 1 кварцита). Близкими к бердичевскому граниту являются также анализы 6 и 7 (среднее из 15 гнейсов и среднее из 15 гнейсов плюс амфиболит), отличающиеся несколько по содержанию глинозема, что вполне понятно, так как парагнейсы являются более глиноземистыми породами, чем граниты. Довольно близок к бердичевским гранитам и анализ 9 (среднее из 15 гнейсов, 1 амфиболита и двух кварцитов).

Общее отличие приведенных средних анализов осадочно-эффузивной толщи заключается в том, что все они в сравнении с бердичевским гранитом характеризуются заметно меньшим содержанием калия, что, повидимому, связано с привносом его гранитизирующими растворами, под влиянием которых образовалась магма этих гранитов. Превращение осадочных пород в гнейсы и мигматиты вызвано той же гранитизацией, однако гнейсы, находясь на значительном удалении от зоны магмообразования, испытали меньшее воздействие гранитизирующих растворов и следовательно меньший привнос щелочей, чем мигматиты, превратившиеся в процессе гранитизации в магму бердичевских гранитов; в этом, вероятно, надо искать причину меньшего содержания в них калия.

Кировоградские и житомирские граниты, располагающиеся в более высоких горизонтах складчатой области, несомненно, являются производными магмы бердичевских гранитов. Этот вывод вытекает прежде всего из сопоставлений геологического характера.

Во всех случаях кровлей для массивов этих гранитов служат породы той же древней осадочно-эффузивной толщи, причем располагаются они главным образом в антиклинальных частях складок северо-западного простирания.

Основанием для такого вывода служит также и то, что они характеризуются в общем таким же минеральным парагенезисом, как и берди-

* В средний состав введены биотитовые, биотито-роговообманковые, силлиманитовые, биотито-гранитовые и другие гнейсы с содержанием кремнекислоты от 57,90 до 74,09%.

чевские граниты, а в контакте с вмещающими породами по составу становятся тождественными с гранодиоритами.

Наконец, вывод о принадлежности их к магме бердичевских гранитов в известной степени подтверждается данными петрохимического изучения. Генетическая связь между житомирскими, кировоградскими и бердичевскими гранитами довольно отчетливо вырисовывается на векторной диаграмме А. Н. Заварицкого.

Некоторым своеобразием состава обладают гранодиориты и плагиоклазовые граниты, отличающиеся от бердичевских более высоким содержанием кальция и, наоборот, заметно меньшим калия. Однако это, как и для других регионов распространения аналогичных пород, легко объясняется ассимиляцией движущейся вверх магмой пород осадочной толщи, обогащенных двухвалентными металлами, в частности кальцием. Породы такого характера обычно располагаются в более высоких горизонтах геосинклинальных толщ. С ассимиляцией этих пород магмой бердичевских гранитов и следует связывать образование гранодиоритов и плагиоклазовых гранитов, в составе которых калиевый полевой шпат играет в общем незначительную роль. Образование именно таким способом гранодиоритов и плагиоклазовых гранитов Украинского кристаллического щита подтверждается переходом гранодиоритов в контакте с вмещающими породами в плагиоклазовые граниты, а кировоградских гранитов в гранодиориты.

Более высокое содержание окиси калия в кировоградских и житомирских гранитах в сравнении с бердичевскими, повидимому, связано не только с ассимиляцией, но и с процессами дифференциации магмы. Это совершенно определенно обосновывается наличием всех возможных промежуточных типов между ними и непосредственно наблюдаемыми частыми переходами кировоградских гранитов в граниты житомирского типа.

Генетическая связь между бердичевскими, житомирскими и кировоградскими гранитами вскрывается также четко выступающей химической и кристаллографической однотипной индивидуальностью цирконов, выходящей за рамки простого совпадения (данные И. Д. Царовского).

Приведенные данные не позволяют рассматривать наличие в бердичевских гранитах жил житомирского гранита, а в житомирских присутствие ксенолитов бердичевских гранитов, как решающий критерий для отнесения их к различным этапам формирования Украинского кристаллического щита. В данном случае эти факты свидетельствуют о разрыве во времени их образования, но разрыве незначительном, во всяком случае лежащем в пределах одного цикла (в пределах складчатой стадии развития геосинклинали).

Институт геологических наук
Академии наук УССР

Поступило
11 IV 1955

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

[1] П. Н. Кропоткин, Тр. Инст. геол. наук, 47, геол. серия (№ 14) (1941). [2] Д. С. Коржинский, Изв. АН СССР, сер. геол., № 2 (1952). [3] Ю. А. Кузнецов, Там же, № 1 (1953).