

**Ю.А. Фомин, Е.Е. Лазаренко**

*Институт геохимии окружающей среды НАН и МЧС Украины*

Светлой памяти  
Владимира Степановича Мельникова  
посвящается

## **ЩЕЛОЧНЫЕ ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ УРАНОНОСНЫХ АЛЬБИТИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА**

*Приведены результаты минералого-петрографических, петро-геохимических, рентгеноструктурных, изотопных и термобарогеохимических исследований полевых шпатов Севериновского и Ватутинского месторождений урановородных альбититов. Рассмотрена эволюция этих минералов в ряду Na-Ca плагиоклазы (+ортоклаз) — микроклин — альбит в температурных условиях от 730–630 до 260–240° С.*

### **Введение**

Несмотря на то, что альбититы, как и вмещающие их породы, практически всех урановых месторождений Украинского щита на 55–95% состоят из полевых шпатов, а может быть именно в силу данного обстоятельства, детальному исследованию указанных минералов до сих пор уделено явно недостаточное внимание. В лучшем случае указывается их состав и некоторые петрографические особенности [1]. Причина отсутствия должного внимания, возможно, кроется в том, что в основе всех существующих систематик ураноносных альбититов положены темноцветные и (или) рудные минералы. Между тем, использование полевых шпатов в системе олигоклаз — калиевые полевые шпаты — альбит может дать ценный индикаторный материал для расшифровки особенностей генезиса этих уникальных образований [2, 3]. Важнейшее генетическое значение, в частности, имеет изучение структурных параметров минералов данной группы, отражающее зависимость процессов эксолюции (распада твердых растворов) в них, а также упорядочения и двойникования от температуры, скорости охлаждения системы, состава среды [4, 5].

Настоящая статья посвящена комплексной характеристике щелочных полевых шпатов ураноносных альбититов. В дополнение к ранее опубликованным изотопным и термобарогеохимическим данным [3, 6] приведены результаты петрографического, петрохимического, геохимического и рентгено-структурного исследования.

**Геологическая ситуация.** Объекты исследований — Севериновское и Ватутинское месторождения приурочены к Кировоградской и Звенигородско-Анновской тектоно-метасоматическим зонам [1]. Эти зоны обрамляют соответственно с востока и запада купольные структуры центральной части Кировоградского блока, сложенные гранитными массивами кировоградского комплекса — Новоукраинским, Кировоградским и другими.

*Севериновское месторождение* расположено в пределах существенно мигматитовой толщи, или «толщи частого переслаивания» мигматитов и гранитов, вблизи контакта последней с Лелековским массивом гранитов, в лежачем боку Севериновского тектонического шва Кировоградской зоны разлома.

В составе рудовмещающей толщи преобладают биотитовые мигматиты очковые (порфиробластические) или теньевые (линзовидно-полосчатые) с подчиненным количеством аплит-пегматоидной лейкосомы и небольшими останцами гнейсов. Мощные тела биотитовых гранитов или прослои гнейсов редки. Среди гнейсов, относимых к ингуло-ингулецкой серии, преобладают биотитовые разности, реже встречаются амфибол-пироксеновые, кордиеритовые, гранат- и графитсодержащие. Вмещающие породы подвержены кремне-калиевому метасоматозу, проявленному в виде широких ореолов микроклинизации или узких линейных кварц-микроклиновых зон пегматоидного облика.

Структурную основу месторождения составляют сложно построенные кулисообразные зоны объемного катаклаза и милонитизации, которые являются послойными или остро секущими по отношению к вмещающим породам. В них широко развит диафторез. Ураноносные альбититы (эпидот-хлоритовые и эгирин-рибекитовые) в целом унаследуют как выше описанные структуры, так и морфологию и текстурно-структурные особенности тектонитов, хотя иногда они выходят за пределы ореолов диафтореза, развиваясь непосредственно по ультраметаморфическим породам. Прожилково-вкрапленная урановая минерализация (браннерит, уранинит, настуран, коффинит) связана преимущественно с гематит-карбонат-флогопитовыми, реже с рибекит-содержащими альбититами.

*Ватутинское месторождение* приурочено к лежащему боку Восточно-Курниковского разлома, который трассируется дайкой микрограно-диоритов в участке пересечения им «горизонт тонкослоистых мигматитов» в западном крыле Березовской брахиантиклинали. Фактически разрез рудовмещающего горизонта представлен переслаиванием биотитовых мигматитов, в основном темных (полосчатых), и разделяющих их аплито-пегматоидных биотитовых гранитов. Породы всякого бока отличаются менее интенсивным проявлением ультраметаморфизма, здесь в составе указанного горизонта присутствуют также полосы гнейсов хорошей сохранности того же стратиграфического уровня, что и на Севериновском месторождении. Среди гнейсов преобладают биотитовые графитсодержащие разновидности, реже встречаются биотит-гиперстеновые. Микроклиниты развиты неравномерно, с ними связано и частичное перераспределение кварца.

В условиях гетерогенности вмещающих пород разлом трансформировался в сеть ветвящихся субогласных или остро секущих по отношению к вмещающим породам трещинно-катакластических структур и зон объемного катаклаза, которые объединяются в единую сложно построенную структуру общим близмеридиональным простиранием, проявлением диафтореза и наложенной альбитизации. Альбититы представлены эпидот-хлоритовыми и эгирин-щелочноамфиболовыми разновидностями, их различие определяется исключительно тем, подверглась ли порода дометасоматическому диафторезу или нет. Широко развиты также продукты частичного замещения внешних частей ореолов, представленные эпидот-хлоритовыми и эгирин-рибекитовыми «сиенитами». Урановая минерализация прожилково-вкрапленного типа (уранинит, браннерит, реже ненадкевит, настуран и др.) связана с альбит-родусит-кроссит-акмитовыми и альбит-кальцит-биотит-флогопитовыми альбититами.

**Вещественный состав альбититов.** Исходными на обоих объектах являются породы ряда: гнейсы — мигматиты — граниты, среди которых наиболее распространены (и изучены) биотитовые плагиомигматиты и лейкократовые биотитовые плагиоклазо-микроклиновые (+ортоклаз) граниты, часто пегматоидные. Салические минералы представлены кварцем, плагиоклазом (олигоклазом) и щелочными полевыми шпатами; главным фемическим минералом является биотит, значительно реже встречаются амфибол и клино- и ортопироксены. В качестве примесей отметим кордиерит, гранат, графит, присутствие которых косвенно указывает на первично терригенно-осадочную природу субстрата. Акцессорные минералы — апатит, циркон, сфен, монацит, турмалин.

Исходные породы претерпели различные преобразования, из которых важнейшую роль играли ранняя микроклинитизация, известная на всех шитах как «калиевый взрыв» [7], диафторез, проявившийся одновременно с хрупкими деформациями на этапе регрессивного дислокационного метаморфизма в ходе термической усадки массивов гранитоидов, т.е. в процессе их остывания [8], и, наконец, щелочной метасоматоз (табл. 1).

Микроклинитизация (вплоть до образования микроклинитов) проявляется очень широко и, как правило, без существенных изменений текстурно-структурных особенностей пород. Олигоклаз (и ортоклаз) гранитов и мигматитов метасоматически (псевдоморфно) замещаются микроклином. Иногда отмечается перекристаллизация кварца и биотита. В ряде случаев биотит на границе с микроклином замещается мусковитом.

Диафторез, будучи более поздним процессом, проявлен характерными вторичными минералами — кальциевыми (эпидот, клиноцоизит, кальцит) и магниевыми (хлорит). В

катаклазированных разностях пород в процессе диафтореза происходит деанортизация и карбонатизация плагиоклаза, перекристаллизация кварца, псевдоморфное замещение биотита хлоритом (пеннин), гематитом, тонкозернистым, землистым эпидотом и лейкоксеном. Микроклин и олигоклаз в случае усиления процесса подвергаются хрупким деформациям, сохраняясь в виде реликтов. В милонитовых швах наряду с тонкопелетертой кварц-полевошпатовой массой отмечается мелкозернистый агрегат эпидотаклиноцоизита, хлорит и наложенный кальцит. Содержание кальцита в зонах диафтореза крайне неравномерное. Постоянной примесью в них является также пирит иногда в ассоциации с халькопиритом.

**Таблица 1.** Минеральные ассоциации исходных и измененных пород альбититовых месторождений.

№ п/п	Породы	Минеральные ассоциации	Минералы-примеси
1	Гнейсы, граниты плагиомигматиты	Кварц, олигоклаз, биотит	Ортоклаз, андезин
2	Микроклиниты	Кварц, микроклин, биотит	
3	Диафториты	Кварц, альбит-олигоклаз, эпидот, клиноцоизит, хлорит (пеннин), карбонат (кальцит)	Пирит, микроклин реликтовый
4	Альбититы ранние	Альбит-1, шахматный альбит, эгирин, рибекит, эпидот, хлорит (рипидолит)	Кварц реликтовый
5	Альбититы рудные (продуктивная ассоциация)	Альбит-2, кварц, лепидомелан (феррибиотит), анкерит, гематит, пирит, браннерит, уранинит	Кварц новообразованный
6	Пострудные жилы	Кварц, кальцит, пирит, хлорит, гидрослюда	

Минеральный состав альбититов указывает на разную степень интенсивности и завершенности щелочного метасоматоза, но, прежде всего, зависит от состава субстрата, в частности, от совмещения или некоторого пространственного разобщения их с ореолами микроклинитов и диафторитов. Ранние альбититы, наряду с магниево-железистым комплексом минералов, унаследованным от диафторитов (эпидот, хлорит), содержат новообразованные щелочные амфибол и пироксен. Микроклин замещается альбитом, сохраняя структуру двойниковой решетки (шахматный альбит), олигоклаз-альбит полностью трансформируется в альбит. Кварц на начальных ступенях процесса не обнаруживает растворения и перекристаллизации, но в полно проявленных альбититах сохраняется лишь в виде реликтов.

Рудные альбититы метасоматически развиваются по ранним щелочным метасоматитам, отделяясь от последних локальным катаклизмом, обычно проявленным на микроуровне, т.е. являются по отношению к ним более поздними и притом продуктивными. В составе рудных ассоциаций отмечаются альбит-2 (лейстовидный полисинтетически сдвойникованный или тонкозернистый без двойников), новообразованный кварц и группа железосодержащих минералов — феррибиотит, анкерит (или железистый кальцит), гематит, пирит. С ними связана прожилково-вкрапленная урановая минерализация.

**Таблица 2.** Севериновское месторождение урана. Петро-геохимическая зональность

Элемент	1 (77)	2 (167)	3 (145)	4 (142)	5 (159)	6 (25)	7 (141)
SiO <sub>2</sub>	65,88	65,76	64,18	61,36	61,84	58,48	57,50
TiO <sub>2</sub>	0,55	0,27	0,50	0,12	0,30	0,12	0,67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,27	16,13	16,29	16,56	17,76	14,36	14,74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,27	1,61	3,84	1,57	2,52	1,53	3,67
FeO	4,63	4,04	2,17	1,01	1,16	0,58	1,10

Элемент	1 (77)	2 (167)	3 (145)	4 (142)	5 (159)	6 (25)	7 (141)
MnO	0,17	0,16	0,10	0,08	0,12	0,06	0,11
MgO	1,80	1,93	1,80	2,00	1,42	0,40	1,20
CaO	2,55	1,47	1,08	3,21	3,03	8,40	4,83
Na <sub>2</sub> O	4,05	4,22	7,30	9,60	9,13	9,25	9,35
K <sub>2</sub> O	3,05	2,23	0,88	0,20	0,50	0,20	0,36
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	сл	0,01
ZrO <sub>2</sub>	0,03	0,02	0,06	0,05	0,03	0,14	0,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,13	0,22	0,40	0,04	0,18	0,37
CO <sub>2</sub>	0,60	0,83	1,67	3,59	2,79	0,43	4,59
S	0,06	0,06	0,13	0,02	0,24	0,05	0,02
П.п.п	0,54	1,56	0,84	0,96	0,88	1,42	1,62
Сумма	99,63	100,43	101,08	100,75	101,57	95,60	100,28
Плотность	2,64	2,69	2,65	2,58	2,50	2,63	2,64
U	2	4	20	128-205	280	540	6059
Th	32	26	24	13-15	22	33	45
Pb	10	10	40	72	200	200	2000
Pb <sup>208</sup>	52,53	48,24	32,99	5,20	5,20	5,86	2,06
Pb <sup>207</sup>	20,16	17,33	13,86	8,86	10,67	10,59	7,95
Pb <sup>206</sup>	25,82	33,28	51,77	85,42	83,66	83,06	89,15
Pb <sup>204</sup>	1,49	1,15	1,38	0,53	0,47	0,50	0,84
Ba	100	30	200	30–50	30	100	30
Sr	10	30	30	50–100	50	300	1000
Mn	500	200	200	400–1000	200	60	500
Cr	1000	1000	400	400–2000	300	300	200
Ti	2000	2000	2000	200–700	2000	500	3000
V	300	200	1000	100	100	100	100
Ni	200	200	70	60–400	60	50	100
Co	20	20	30	10	50	сл	30
Cu	10	20	20	5–20	10	5	200
Mo	20	10	3	0–50	3	–	–
Zn	100	200	200	сл	100	–	100
Zr	50	100	50	50–100	30	200	300
Be	6	3	3	10	–	–	3

*Примечание.* 1 — мигматит биотитовый; 2 — диафторит по мигматиту; 3 — альбитизированный (ощелоченный) диафторит апомигматитовый; 4 — альбитит слаборудный рибекитовый с анкеритом и гематитом; 5 — альбитит слаборудный эгириновый с анкеритом и гематитом; 6 — альбитит рудный лейкократовый с гематитом и анкеритом; 7 — альбитит рудный гематит-анкерит-лепидомелановый с эпидотом и рибекитом. В скобках указаны номера образцов. Содержание петрогенных окислов дано в вес. %, урана и элементов-примесей в г/т, изотопов свинца в %.

Метасоматическая зональность, крайне неотчетливая, определяется соотношением и интенсивностью проявления в пространстве перечисленных минеральных ассоциаций. Поздняя продуктивная ассоциация слагает преимущественно центральные части ореолов. В случае слабой альбитизации диафторитов в них могут наблюдаться хлорит, эпидот и гематит как диафторитовой, так и первой щелочно-метасоматической ассоциации. Так называемые «сиенитоподобные» породы внешних зон образуются в условиях щелочного метасоматоза микроклинитов.

Петро- и геохимический модельный разрез Севериновского месторождения (табл. 2), являющийся типичным для урановых месторождений альбититовой формации, отчетливо демонстрирует урановорудный (практически без тория) натриево-карбонатный метасоматический процесс, подтверждая приведенную выше последовательную смену минеральных парагенезисов (табл. 1). Накопление урана сопровождается увеличением радиогенного свинца ( $Pb^{206}$ ), натрия, двуокиси углерода и стронция. При этом максимальное количество натрия установлено в альбититах слабрудных, а двуокиси углерода и стронция в промышленных рудах с максимальным содержанием урана и интенсивным проявлением продуктивной минеральной ассоциации. С рудной ассоциацией связана также повышенная концентрация титана, окисного железа и кальция.

**Петрографические особенности полевых шпатов.** Полевые шпаты на изученных месторождениях представлены Na-Ca плагиоклазами, микроклином и альбитом.

Среди плагиоклазов различаются зональный андезин (до № 50) и гомогенный олигоклаз (№ 25). Зональный андезин образует идиоморфные выделения в виде прямоугольных табличек, реже неправильной формы зерна. Зональность прямая, лучше проявлена в крупных таблицах: центральная, более основная часть кристаллов замещается гидрослюдой, кальцитом и эпидотом; внешняя зона более кислая, в шлифах светлая. На плоскости (010) угол погасания в центре кристаллов  $5-7^\circ$ , по краям —  $14^\circ$ . Олигоклаз (олигоклаз-альбит), по сравнению с андезином, более поздний, образует идиоморфные тонко сдвойникованные кристаллы или каймы на раннем андезите. Реже встречаются мелкие неправильной формы зерна и их агрегаты. В кислом плагиоклазе на границе с микроклином обнаружены мирмекитовые вроски кварца. Отдельные таблички олигоклаза с извилистыми краями замещаются в центре мелкими лейстами слюды, значительная часть которых ориентирована вдоль двойниковых швов. В тектоно-метасоматических зонах и вблизи них олигоклаз изоморфно замещается альбитом.

В микроклин-микропертите в сечении (001) наблюдаются тонкие линейные пертиты распада. Встречаются зерна щелочного полевого шпата, в которых пертиты сегрегированы в широкие выделения альбита вдоль оси [010]. Иногда они переходят в параллельные таблички, вытянутые по [100]. Угол погасания пертитов в плоскости (010)  $15-18^\circ$ , что соответствует чистому альбиту. Наряду с линейными формами пертитов наблюдается эмульсионная вкрапленность альбита, причем, нередко «эмульсия» альбита заполняет промежутки между линейными пертитами. Иногда пластинки пертитов соединяются перемычками. В некоторых шлифах для широких протяженных по (001) полосок предполагается замещение альбитом реликтов раннего ортоклаза.

Двойниковая структура микроклина представлена практически всеми морфологическими разновидностями. Преобладает А-структура — двойникование по альбитовому закону по (010). Часто структура не уравновешена, вплоть до моноклиновой без проявления Р-структуры (двойникование по периклиновому закону).

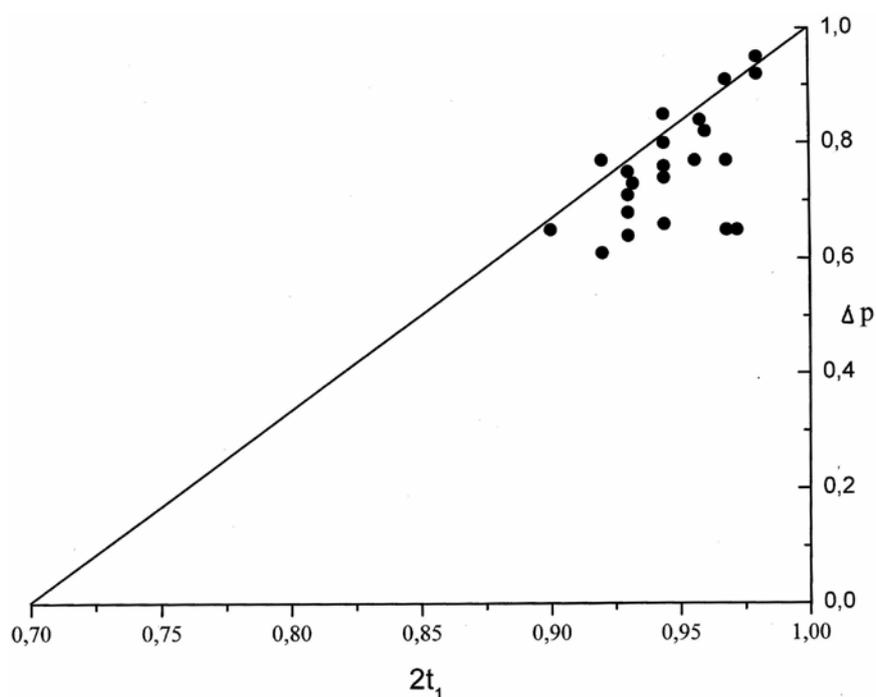
Твид-ортоклаз, характеризующийся наличием субмикроскопических частиц триклинной упорядоченности в моноклинной матрице, сохраняется в виде небольших реликтовых участков, но чаще входит в шахматную структуру, которая наблюдается фрагментарно на участках А/Р структуры с альбит-периклиновым двойникованием. В щелочных полевых шпатах такая структура возникает при инверсии из моноклинной симметрии в триклинную [4]. Вообще изучение шлифов показывает, что двойниковая структура крайне неоднородна. Наряду с крупными широкими двойниковыми доменами в А- и Р-ориентации в решетчатом микроклине некоторых образцов присутствует (как бы сохраняется) мелкая шахматная структура. Иногда неоднородность двойникования проявляется в виде зональности: центр кристалла без двойников (моноклинов), по краям — крупная шахматная структура.

Калиевый полевой шпат также встречается в виде прозрачных ксеноморфных зерен, без двойников и пертитов. Такие выделения похожи на адуляр и относятся, по видимому, к наиболее поздней (посткатакластической) генерации. Часто ему сопутствует сильно деформированный (мозаичный) кварц и поздний альбит. Образование чистого

микроклина (в сочетании с чистым альбитом) может быть связано с сегрегацией мелких микропертитов и с их укрупнением (трансформацией пертитов), причем благоприятными условиями для этого процесса является длительное присутствие в минералообразующей системе водного флюида. В условиях «сухой» системы пертиты обычно сохраняют морфологические особенности, присущие ранним стадиям их эволюции [5].

Альбит, помимо выше описанных пертитовых выделений, образует метасоматические образования, развитые как по микроклину, так и, особенно широко, по плагиоклазам (олигоклазу). Морфологически такой альбит весьма разнообразен. При замещении микроклин-микропертита, он имеет такую же ориентацию, как и удлиненные выделения альбита в калиевом полево шпате. В этом случае развитие метасоматического альбита, вероятно, изначально связано с сегрегированными пертитами. В участках интенсивной альбитизации микроклин-микропертит преобразован в шахматный альбит. Процесс этот представляется затруднительным, в сравнении с раскислением олигоклаза. При псевдоморфном замещении плагиоклазов формируется крупнокристаллический таблитчатый альбит (альбит-1), форма и структура которого соответствует олигоклазу. В участках внутриальбититового катаклаза происходило образование мелкозернистого альбита (альбита-2) как в виде изометричных, в основном несдвойникованных, зерен, так и лейстовидного (рекристаллизованного) и обычно полисинтетически сдвойникового. Именно с мелкозернистым альбитом связан адуляроподобный калиевый полевой шпат.

**Фазовый состав и структурное состояние калишпата** определены на основе рентгеноструктурных исследований щелочных полевых шпатов (34 образца, табл. 3, рис. 1), в интервале глубин от 125 до 1893 м.



**Рис. 1.** Диаграмма  $\Delta p - 2t_1$  (триклинность — упорядоченность) щелочных полевых шпатов Севериновского и Мичуринского месторождений урана альбититовой формации. Кировоградский мегаблок.

Приведенная диаграмма наглядно демонстрирует принадлежность всех изученных образцов калиевого полевого шпата к максимальному микроклину с высокими значениями Al/Si-упорядоченности [4]. Наличие участков субмикроскопического двойничания проявляется на диаграмме  $\Delta p - 2t_1$  в смещении фигуративных точек с линии тренда равновесного упорядочения.

**Таблица 3. Фазовый состав и структурные параметры микроклина**

№ образца	Глубина, м	Ab, %	Мф, %	$\Delta\rho$	$2t_1$	Примечание
Севериновское месторождение						
266	125	25	<10	0,91	0,968	Пегматоидный гранит
270	146	100	—	—	—	Альбитит слаборудный
84	167	23	0	0,92	0,980	Пегматоидный гранит
161	530	26	~15	0,71	0,930	Мигматит, альбитизация
167	"	13	~6	0,66	0,934	Мигматит, диафторез
121	566	100	—	—	—	Альбитит безрудный
122	601	100	—	—	—	Альбитит безрудный
12	620	100	—	—	—	Гранит, альбитизация
14	"	23	62	0,65 0,00	0,900 0,882	Микроклинит по мигматиту с альбитом
16	"	30	~20	0,75	0,930	Микроклинит с альбитом
18-1	"	25	<10	0,85	0,944	Мигматит микро-клинизированный
18-2	"	22	<10	0,80	0,944	
61	"	100	—	—	—	Альбитит безрудный
67	"	20	0	0,95	0,980	Гранит с микроклином
73	"	16	0	0,84	0,956	Мигматит — микроклин
124	697	17	<10	0,82	0,960	Мигматит — микроклин
131	710	100	—	—	—	Альбитит рудный
220	1047	33	<10	0,65	0,968	Диафторит мигматита
226	1255	15	<10	0,65	0,972	Мигматит, альбитизация
258	1893	35	<10	0,68	0,930	Пегматоидный гранит
Ватутинское месторождение						
365	186	22	<5	0,77	0,956	Пегматоидный гранит
315	259	27	~10	0,64	0,930	Пегматоидный гранит
290	280	100	—	—	—	Альбитит безрудный
305	"	100	—	—	—	Альбитит слаборудный
311	"	29	~10	0,61	0,920	Пегматоидный гранит
326	427	100	—	—	—	Альбитит безрудный
446	725	24	<10	0,77	0,968	Мигматит
402	1015	10	<10	0,73	0,932	Лейкогранит
403	1045	16	<10	0,76	0,944	Лейкогранит
406	1122	27	<10	0,77	0,920	Пегматоидный гранит
420	1335	100	—	—	—	Альбитит безрудный
425	1409	23	~15	0,74	0,944	Пегматоидный гранит
427	1454	100	—	—	—	Пегматоид, альбитизация

*Примечание.* Параметры калиевых полевых шпатов: содержание альбитовой (Ab, %) и моноклинной (Мф, %) фаз; Al/Si-упорядоченность ( $2t_1$ ) и рентгеновская триклинность ( $\Delta\rho$ ) определены на дифрактометре ДРОН-2сCuK $\alpha$ -излучением. Определения выполнены в лаборатории кристаллохимии и структурного анализа ИГМР НАН Украины (зав. лабораторией В.С. Мельников).

Как видно из таблицы 3, содержание альбитовой фазы в микроклинах находится в пределах 13–33%. Согласно данным И.С. Усенко и др. [9], значения этого параметра 10–20% характерны для гранитоидов амфиболитовой фации. В условиях гранулитовой

фации метаморфизма содержание альбита в калиевых полевых шпатах возрастает до 30–35%. Так как в нашем случае содержание ортоклаза (Мф) в микроклин-биотитовых гранитах не превышает 15–20% (исключение составляет образец 14), они должны быть отнесены только к амфиболитовой фации. Повышенное же количество альбита в микроклинах (свыше 20%) вполне можно объяснить метасоматической альбитизацией последних. В то же время ориентация пертитов не указывает на метасоматоз — они не замещают микроклин по спайности (001).

Калиевая фаза щелочных полевых шпатов представлена в основном максимальным микроклином, для которого  $\Delta\mu = 0,6-1,0$  и  $2t_1 = 0,9-1,0$  (рис. 1). Пониженная триклинность некоторых образцов, в частности №14 (табл. 3), может быть связана с присутствием в микроклине реликтов твид-ортоклаза, который, по сути, представляет собой метастабильную модификацию калиевого полевого шпата (ортоклаза), возникающую в ходе инверсии высокотемпературного моноклинного санидина в триклинный микроклин. Для обозначения такой инверсии используется термин «кроссовер» (cross-over, Bown and Parsons). Твид-ортоклаз, подобно санидину, относится к моноклинной сингонии и, вместе с тем, обладает упорядоченностью триклинного микроклина, возможно, с хорошо выраженной двойниковой решеткой [4, 5]. Снижение триклинности микроклина может сопровождаться увеличением содержания натриевого компонента [10]. Образец №14 как раз характеризуется повышенным количеством натрия.

Исследование калиевых полевых шпатов НовоCONSTANTINOVСКОГО месторождения [2], обнаружило тенденцию увеличения упорядочения микроклинов в рудных зонах от альбитизированных гранитов (в среднем 0,95) к микроклин-альбитовым метасоматитам (0,98). Причиной такой зональности считается длительное сосуществование минералов с рудным раствором. Действительно, скорость упорядочения микроклинов резко возрастает при наличии водного флюида, катализирующего перераспределение Al и Si путем образования «открытых» тетраэдров без кислорода, а также при увеличении щелочности среды [11].

**Химический состав щелочных полевых шпатов.** Судя по изученным 17 образцам (табл. 4), все полевые шпаты соответствуют ряду: ортоклазовый ( $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ ) — альбитовый ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ) минал, всегда с небольшой примесью анортита ( $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ).

Исключение составляет образец 481, отнесенный нами к альбитизированному олигоклазу в составе мигматита с заметными признаками катаклаза и диафтореза, в котором содержание анортитового минала составляет 16,2%. Повышенное количество ортоклазовой молекулы (10,6%), несвойственное чистому олигоклазу [10], объясняется присутствием в плагиоклазе включений калиевого полевого шпата.

Для микроклина отчетливо проявляется различие состава в зависимости от вмещающего эдукта — гранитного либо мигматитового. В микроклине пегматоидных гранитов выше содержание альбитовой молекулы (29,0–35,4%) и соответственно ниже — ортоклазовой (62,8–68,3%). Микроклин мигматитов существенно обеднен натрием до 15,7–19,8% и обогащен калием (79,1–79,3%). Интересно отметить, что альбитизация увеличивает общее содержание альбита в породе, практически не изменяя его количество в микроклине. Содержание анортитовой молекулы в микроклине гранитов составляет 0,8–3,2%, тогда как в микроклине мигматитов оно достигает 5,0%. В среднем, без учета интенсивности проявления ультраметаморфизма, изученные микроклины по соотношению ортоклазового, альбитового и анортитового миналов близки к щелочным полевым шпатам гранитоидов Кировоградского типа, представленным в работе [9].

В метасоматическом альбите альбититов содержание анортитового минала выше, чем в микроклине — 1,9–12,5%, причем сохраняется различие по анортитовой составляющей альбитов в гранитном и мигматитовом эдукте: 1,9–5,0 и 6,0–12,5% соответственно. Содержание ортоклазового минала в таком альбите не превышает 1,7%; относительно выше оно в апагранитных альбититах (0,6–1,7%), систематически ниже — в альбититах апомигматитовых (0,5–1,0%). Распределение альбитовой молекулы в зависимости от

эдукта, естественно, противоположно: в апогранитных альбититах ее доля в альбите составляет 93,3–97,1%, в альбититах апомигматитовых — несколько ниже (86,9–93,5%).

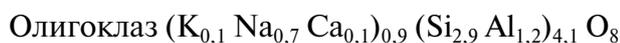
**Таблица 4.** Состав щелочных полевых шпатов альбититовых месторождений

	Si	Al	Ca	Na	K	X	Z	Состав ЩППШ
Олигоклаз								
481	16,83	6,93	0,87	3,93	0,57	5,37	23,76	Ab <sub>73,2</sub> An <sub>16,2</sub> Or <sub>10,6</sub>
Микроклин								
16	15,82	6,76	0,18	1,84	3,54	5,56	22,58	Or <sub>63,7</sub> Ab <sub>33,1</sub> An <sub>3,2</sub>
67	16,21	6,66	0,14	1,50	3,54	5,18	22,86	Or <sub>68,3</sub> Ab <sub>29,0</sub> An <sub>2,7</sub>
84	15,76	6,85	0,07	1,64	3,51	5,22	22,61	Or <sub>67,2</sub> Ab <sub>31,4</sub> An <sub>1,4</sub>
220	16,94	6,10	0,05	0,94	3,75	4,74	23,04	Or <sub>79,1</sub> Ab <sub>19,8</sub> An <sub>1,1</sub>
226	15,50	6,59	0,27	0,86	4,34	5,47	22,09	Or <sub>79,3</sub> Ab <sub>15,7</sub> An <sub>5,0</sub>
258	15,83	6,66	0,10	1,96	3,48	5,54	22,49	Or <sub>62,8</sub> Ab <sub>35,4</sub> An <sub>1,8</sub>
266	16,26	6,47	0,05	1,88	3,65	5,58	22,73	Or <sub>65,4</sub> Ab <sub>33,7</sub> An <sub>0,9</sub>
311	16,28	6,69	0,04	1,56	3,54	5,14	22,97	Or <sub>68,9</sub> Ab <sub>30,3</sub> An <sub>0,8</sub>
Альбит								
12	16,74	6,62	0,27	5,00	0,09	5,36	23,36	Ab <sub>93,3</sub> An <sub>5,0</sub> Or <sub>1,7</sub>
61	15,93	7,16	0,25	5,97	0,05	6,27	23,09	Ab <sub>95,2</sub> An <sub>4,0</sub> Or <sub>0,8</sub>
122	16,70	6,58	0,44	5,35	0,06	5,85	23,28	Ab <sub>91,5</sub> An <sub>7,5</sub> Or <sub>1,0</sub>
131	16,53	6,44	0,67	4,65	0,03	5,35	22,97	Ab <sub>86,9</sub> An <sub>12,5</sub> Or <sub>0,6</sub>
207	16,07	6,77	0,56	4,89	0,03	5,48	22,84	Ab <sub>89,2</sub> An <sub>10,2</sub> Or <sub>0,6</sub>
270	16,42	6,80	0,35	5,48	0,03	5,86	23,22	Ab <sub>93,5</sub> An <sub>6,0</sub> Or <sub>0,5</sub>
290	16,19	7,27	0,28	5,72	0,03	6,03	23,46	Ab <sub>94,8</sub> An <sub>4,6</sub> Or <sub>0,6</sub>
305	16,49	7,54	0,11	5,59	0,06	5,76	24,03	Ab <sub>97,1</sub> An <sub>1,9</sub> Or <sub>1,0</sub>

*Примечание.* Образцы 12–270 взяты на Севериновском, 290–481 — на Ватутинском месторождениях. Анализы выполнены в Центральной лаборатории ГПП «Кировгеология». Количество ионов в стандартном объеме в 1000 Å<sup>3</sup> рассчитано атомно-объемным методом. Расчет формул полевых шпатов проведен по типу X<sub>4</sub>Z<sub>16</sub>O<sub>32</sub>, где X — (K, Na, Ca); Z — (Si, Al). Содержание Ab, An и Or соответствует мол.%. [10].

Особенности химического состава щелочных полевых шпатов согласуются с петрографическими наблюдениями: альбит замещает микроклин по краям зерен, не проникая в середину. Тем самым подтверждается выше отмеченное преимущественное развитие этого процесса по плагиоклазам. Вместе с тем, натриевый метасоматоз легче протекает по гранитам, по сравнению с мигматитами.

Усредненные формулы изученных полевых шпатов представляются следующими:



В составе олигоклаза наблюдаются наибольшие отклонения от стехиометрического соотношения элементов обеих групп: в сторону дефицита щелочей и кальция и отношения кремния и алюминия в пользу последнего. Эти отклонения естественно вытекают из отмеченной выше примеси в плагиоклазе калиевого полевого шпата, т.е. первая формула фактически характеризует твердый раствор плагиоклаз-ортоклаз. Формульный состав микроклина также отличается от теоретического, хотя и в меньшей мере, и тоже дефицитом

щелочей относительно кремния и алюминия при калий-натриевом отношении, характерном для гранитоидов амфиболитовой фации. Ближе всего к стехиометрическому оказывается состав метасоматического альбита, но и для него (как и для других разновидностей полевых шпатов) кремниевое-алюминиевое отношение в среднем смещено в пользу алюминия. Эти данные, по-видимому, свидетельствуют о сложности, многоактности процессов образования минералов.

В полевых шпатах также определены некоторые микропримеси (табл. 5), с одной стороны, отражающие процесс формирования уранового месторождения (уран, торий, радиогенный свинец), с другой, характерные именно для этой группы минералов (барий, рубидий, стронций и отчасти свинец).

**Таблица 5.** Содержание микроэлементов (г/т) в полевых шпатах альбититов

№ обр.	U	Th	Pb	Ba	Rb	Sr	Rb/Sr
Олигоклаз с примесью микроклина и альбита							
14	12,0	4,2	49	—	263,2	469,4	0,56
73	5,7	<2	43	—	274,5	395,5	0,69
124	12,3	9,5	41	—	246,3	470,3	0,52
Микроклин							
16	9,4	4,0	41	630	341,4	253,3	1,35
18	11,9	<2	63	—	298,1	292,5	1,02
67	11,5	5,3	34	2500	278,8	348,3	0,80
84	9,8	5,6	50	320	319,9	64,5	5,00
220	9,9	3,8	40	630	300,8	296,7	1,01
226	10,5	<2	24	3200	307,2	255,5	1,20
258	9,1	<2	7	200	309,1	66,7	4,63
266	27,0	3,9	47	120	350,6	32,6	10,75
311	6,6	<2	49	630	311,3	212,9	1,46
Альбит метасоматический							
12	17,1	<2	63	1200	3,3	101,3	0,03
61	7,1	4,4	9	120	<2	94,9	0,01
121	2,7	2,3	8	—	3,6	79,6	0,04
122	37,8	8,2	18	400	4,3	161,4	0,03
131	904,2	3,1	435	200	13,9	155,4	0,09
162	322,8	7,7	91	—	13,5	99,9	0,14
207	4,6	8,8	3	120	<2	186,7	0,005
270	169,7	37,2	52	250	3,3	124,4	0,03
290	40,5	<2	5	500	<2	95,0	0,01
305	46,4	<2	39	1200	<2	36,1	0,03

*Примечание.* Образцы 12–270 с Севериновского, 290–311 — с Ватутинского месторождений. Содержание урана, тория, свинца, рубидия и стронция определено на установке АРФ-6; количество бария спектральным методом.

Наиболее информативными для полевых шпатов изученных месторождений являются рубидий и стронций, а также рубидиево-стронциевое отношение. Рубидий, будучи геохимическим аналогом калия, характеризуется преимущественным накоплением в микроклине, где установлено устойчиво самое высокое его содержание (278,8–350,6 г/т). В плагиоклазе концентрация рубидия значительно снижается (246,3–274,5 г/т). В метасоматическом альбите количество его падает вплоть до значений ниже порога чувствительности анализа (<2–13,9 г/т). Стронций, как известно, связан с анортитовым (кальциевым) ми-

налом. Поэтому максимальная его концентрация присуща плагиоклазу (395,5–470,3 г/т). В микроклине содержание стронция неравномерное, но часто остается повышенным (32,6–348,3 г/т), особенно в образцах мигматитов и гранитов с повышенным количеством анортита. Альбит также характеризуется неравномерным распределением элемента (36,1–186,7 г/т). И здесь наибольшее его количество связано с анортитовым миналом, которого в альбите даже больше. Можно предположить, что первоначально весь стронций находился в плагиоклазе, но в результате метасоматического натриево-карбонатного процесса вошел в структуру карбонатов, при этом незначительная его часть осталась в структуре альбита. Отношение Rb/Sr позволяет уверенно различать эти три типа полевых шпатов: для олигоклаза оно составляет 0,52–0,69 (среднее по 3 образцам 0,59); для микроклина — 0,8–10,75 (по 9 образцам 1,54); для альбита — 0,005–0,09 (по 10 образцам 0,04).

Количество бария в щелочных полевых шпатах при неравномерном распределении, обусловленном, скорее всего, проявлением метасоматоза, более высокое в микроклине (120–3200, в среднем 1028,8 г/т) по сравнению с альбитом (120–1200, при среднем 498,8 г/т). Повышенные концентрации бария в наших образцах близки к значениям в щелочных полевых шпатах из гранитоидов центральной части щита (в частности, Кировоградского типа), принадлежащих к амфиболитовой фации [9].

Учитывая геохимическую близость свинца к стронцию, можно предположить особенно активное вхождение обоих элементов в кристаллическую решетку плагиоклаза. Действительно, во всех образцах олигоклаза самой высокой концентрации стронция соответствует устойчиво повышенное количество свинца (41–49 г/т). В микроклине такое строгое соотношение нарушается. Снижение количества стронция может сопровождаться снижением содержания свинца — показателен в этом отношении образец 258 диафторированного аплит-пегматоидного гранита. Но, судя по другим образцам, содержание свинца может сохраняться на прежнем уровне или даже увеличиваться, «компенсируясь» радиогенной добавкой. В метасоматическом альбите, вблизи рудных зон или непосредственно в них, равновесие в этой паре элементов совершенно нарушается. При неравномерном уменьшении содержания стронция свинец либо почти полностью выносится (до 3–18 г/т), либо резко количественно возрастает (до 52–435 г/т) параллельно с накоплением урана (до промышленных концентраций), т.е. за счет радиогенной добавки. Например, содержание  $Pb^{206}$  в образце 131 составляет 86,0%.

Уран и торий в полевых шпатах не относятся к структурной примеси. Об этом свидетельствуют опубликованные данные относительно щелочных полевых шпатов урановорудных альбититов [2]: химический состав чистых микроклинов (90–100% Or) и фазовый состав микроклин-пертитов (15–35% Ab) не коррелирует с процессами уранового минералообразования. По нашим данным [12] уран присутствует в полевошпатовой матрице в различных формах: равномерно рассеянного, в той или иной степени диспергированного; сорбированного различными микровключениями преимущественно вторичных образований; изоморфно входящего в состав акцессорных минералов, а также (в урановых рудах) в виде собственно минералов урана. Торий почти не участвует в рудном процессе: входя в состав акцессориев, в основном монацита и циркона, он перераспределяется вместе с этими минералами.

**Генетические особенности.** Решетчатая двойниковая структура микроклина является следствием инверсии калиевого полевого шпата из моноклинной структуры санидина в триклинную структуру микроклина. На это указывают реликтовый твид-ортоклаз (моноклинная фаза) и сохранившаяся местами шахматная структура микроклина. Важно подчеркнуть, что в составе щелочных полевых шпатов исследуемых объектов, в той или иной степени, проявлены все основные структурные составляющие кроссовера (в представлении В.С. Мельникова [4]), начиная с твид-ортоклаза, как промежуточной (метастабильной) фазы с локальным зарождением (на нано-уровне) центров триклинной Al/Si-упорядоченности. Затем в этом ряду твид-структура трансформируется в шахматную структуру с чередованием в шахматном порядке твид-ортоклаза и новообразованных триклинных доменов, причем в чистом виде шахматная структура не встречается.

В процессе дальнейшего преобразования последней формируется решетчатый микроклин с А/Р-структурой (альбит-периклиновым двойникованием), который в силу структурной неустойчивости периклиновой системы двойников переходит в А-структуру с альбитовым типом двойникования. В качестве заключительной фазы может возникнуть (и возникает, наряду с чистым альбитом) моноклиновый несдвоенный микроклин.

Обнаруженный в шлифах реликтовый ортоклаз, по всей вероятности, является высокотемпературным и относится к минералам ультраметаморфических гранитов, кристаллизация которых завершилась при температуре порядка 640–650° С [13]. Указанная температура сопоставима с данными термобарогеохимического изучения флюидных включений в ортоклазе [14] и расчета изотопно-кислородной ( $\delta^{18}\text{O}$ ) системы калиевый полевошпат-вода [3] Мичуринского и Севериновского месторождений альбититов (630–730° С). Инверсия же ортоклаза, содержащего не более 25% альбитового минала, как известно [5], происходит при 450–500° С.

Инверсионный репер находится в температурном интервале существования высокотемпературного водосодержащего флюида, с которым генетически связан постгранитизационный кремне-калиевый метасоматоз. На присутствие такого флюида указывает сам факт образования микроклина, поскольку трансформация ортоклаза в микроклин происходит только в водосодержащих системах амфиболитовой фации, тогда как в сухих условиях гранулитовой фации сохраняется ортоклаз. Несмотря на отнюдь нередкие случаи обнаружения ортоклаза и микроклина в одном кристалле, в том числе в наших образцах, ортоклаз можно считать индикатором сухой системы (гранулитовая фация), а микроклин — флюидонасыщенной (амфиболитовая фация) [5].

Формирование микроклина является процессом ретроградным по отношению к ультраметаморфическим гранито-мигматитам и аплит-пегматоидной лейкосоме. Именно с участками микроклинизации связано наиболее интенсивное проявление ОН-содержащих темноцветных минералов: амфиболов, слюд, а также эпидота-клиноцоизита и хлорита, с которых и начинается преальбититовый диафторез (хотя, по сути, микроклинизация сама по себе уже является процессом диафторическим). Факты особенной активизации диафтореза с образованием эпидота, хлорита, гематита, кварца, кальцита, сульфидов в связи с микроклинитами более чем очевидны и описаны для всех месторождений этого типа. Характерной является и ассоциация микроклин-мусковит. Все это вполне может служить доказательствами проявления (и воздействия на ортоклаз) водного флюида.

Отмеченное выше образование мирмекитового кварца также связывают с ранним постмагматическим флюидом. Косвенно связь инверсии ортоклаза в микроклин с повышением флюидонасыщенности системы подтверждается и тенденцией роста концентрации рубидия в калиевых полевых шпатах по мере увеличения в них роли микроклина (за счет трансформированного ортоклаза); такая связь установлена в разных районах, в том числе и на Украинском щите [5].

Судя по нашим исследованиям [6], температура гомогенизации газовой-жидких включений в микроклине достигала 400–420° С, в сосуществующем с микроклином кварце она могла быть и выше (410–465° С). Менее высокотемпературные включения в микроклине и кварце (230–300° С и ниже) относятся ко вторичным; они характеризуют более поздние процессы (диафторез, щелочной метасоматоз) и к микроклинизации отношения не имеет.

Региональное разрушение андезина связано с диафторезом плагиопород эдукта и сопровождалось освобождением и транспортировкой в зоны разгрузки (нередко это были контракционные трещины по периферии гранитизационных массивов) большого объема  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ , либо перераспределением этого материала. Таблица 2, в частности, демонстрирует изменение соотношения щелочей, кремния и алюминия, окисного и закисного железа при диафторезе исходных мигматитов. Во всяком случае, плагиоклаз в диафторитах меняет состав от андезин-олигоклаза до олигоклаз-альбита, хотя, безусловно, это еще не щелочной метасоматоз. Верхний предел температуры гомогенизации флюидных включений в диафторитовом кварце (260–280° С [6]) соответствует

приведенной выше температуре вторичных включений в более раннем микроклине. Этот температурный интервал можно принять как температуру диафорического изменения.

Можно сказать, что прогрессивные процессы (метаморфизм, гранитизация) и ранний кремнево-калиевый метасоматоз явились генераторами и «проявителем» флюидов, причем, не только в самих гранитно-купольных структурах (Новокопстантиновское месторождение в трахитоидных гранитах Новоукраинского массива), но и в западных и восточных их флангах (Севериновское и Ватутинское месторождения). Диафориты же в регрессивных условиях могли служить своего рода «накопителем» как растворов, так и подвижных форм урана.

Собственно щелочной метасоматоз, судя по флюидным включениям в альбите-1, на разных объектах начинался в близких, но отнюдь не одинаковых температурных условиях [6]. Для Ватутинского месторождения установлены более высокие температуры (320–410° С при повышенном количестве газовой фазы — 30–50%). Альбититам Кировоградской зоны, включая Севериновское месторождение, присущи значения температуры от 300–320° С. Образование альбита-2 продуктивных, урановорудных ассоциаций на большинстве месторождений начиналось с температуры 240–260° С.

Альбитизация сопровождалась рекристаллизацией (in situ) ОН-содержащих минералов диафоритов: эпидот-клиноцоизитового агрегата в чистый кристаллический эпидот, пеннина в рипидолит, а также формированием щелочных амфиболов — рибекита (+ эгирин) и затем слюдистых минералов — феррибиотита и флогопита, несдвоенного калиевого полевого шпата совместно с альбитом-2 (+ анкерит, железистый кальцит, гематит, пирит). Перечисленные минералы связаны преимущественно с микроучастками межзернового катаклаза; к ним приурочена и основная масса урановых минералов.

Эволюция минералообразующей флюидной системы от высокотемпературной сингранитизационной до типично гидротермально-метасоматической, с которой генетически и связан урановорудный щелочной метасоматоз, подтверждается нашими изотопно-геохимическими исследованиями (табл. 6 [3]).

**Таблица 6.** Содержание и изотопные характеристики компонентов H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub> флюидных включений в полевых шпатах Севериновского и Ватутинского месторождений

Компоненты	Параметры	К полевой шпат	Олигоклаз	Микроклин	Альбит
H <sub>2</sub> O включений, вес. %	1	0,160 (1)	0,047 (1)	0,062 (12)	0,084 (10)
	2	—	—	0,030-0,120	0,028-0,230
CO <sub>2</sub> включений, вес. %	1	—	0,105 (2)	0,046 (11)	0,060 (9)
	2	—	0,060-0,150	0,008-0,150	0,027-0,084
δ <sup>18</sup> O матрицы (минерала), ‰	1	+8,0 (1)	+8,1 (7)	+7,7 (12)	+6,4 (10)
	2	—	+7,2...+10,3	+5,2...+12,3	+3,5...+9,0
δ <sup>18</sup> O H <sub>2</sub> O включений, ‰	1	+9,3 (2)	-4,7 (1)	-3,5 (4)	-1,9 (4)
	2	+8,6...+10,0	—	-4,9...-1,5	-3,1...-0,7
δD H <sub>2</sub> O включений, ‰	1	-70 (2)	-59 (1)	-55 (4)	-57 (4)
	2	-78...-63	—	-71...-43	-81...-38
δ <sup>18</sup> O CO <sub>2</sub> включений, ‰	1	+27,1 (1)	+33,1 (1)	+34,5 (4)	+30,0 (3)
	2	—	-	+32,1...+36,6	+27,2...+33,2
δ <sup>13</sup> C CO <sub>2</sub> включений, ‰	1	-12,4 (1)	-6,2 (1)	-4,1 (4)	-11,8 (4)
	2	—	—	-5,7...-1,9	-19,2...-3,2
T°С расчетная		731,7	261,6	276,6 и ниже	268,2 и ниже

*Примечание.* 1 — средние значения. 2 — вариации. В скобках указано количество образцов. Изотопные определения полевых шпатов и флюидных включений в них выполнены Ю.Н. Демиховым. Анализ содержания H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub> в монофракциях минералов сделан методом протонного магнитного резонанса (ПМР) Л. Пасальской.

Наиболее высокая температура, полученная из расчета по  $\Delta \delta^{18}\text{O}$  минерал — вода для одного образца калиевого полевого шпата (возможно, реликтового ортоклаза), составляет  $731,7^\circ\text{C}$ , что близко к температуре гомогенизации флюидных включений в раннем ортоклазе [14], образовавшемся в гранитах этой же тектоно-метасоматической зоны. Вода в этом образце, присутствующая в повышенном количестве (0,16%), по соотношению значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  соответствует магматической или метаморфической.

Во всех остальных образцах вода флюида (в системе олигоклаз — микроклин — альбит) является метеорной ( $\delta^{18}\text{O} - 4,9 \dots - 0,7\text{‰}$ ;  $\delta\text{D} - 81 \dots - 38\text{‰}$ ), причем количество ее систематически увеличивается в приведенном ряду минералов. Изотопная температура практически одинакова для всех разновидностей полевых шпатов ( $260\text{--}280^\circ\text{C}$  и ниже) и относится к интервалу, промежуточному между максимальной температурой гомогенизации флюидных включений в альбите-1 (собственно щелочной метасоматоз) и альбите-2 (продуктивные ассоциации), что совершенно естественно, учитывая методику изотопного анализа с разрушением образца.

Изменение в минералообразующей системе содержания углекислого газа и изотопного состава входящих в него углерода и кислорода согласуется с эволюцией минералообразующего флюида из существенно газового в газовой-жидкий и существенно жидкий. Эта эволюция сопровождалась последовательным отложением графитовой и карбонатной составляющих в доальбититовый период и затем окислением графита и перераспределения карбонатов в процессе натриево-карбонатного метасоматоза.

Взаимосвязь ураногенеза и карбонатообразования очевидна и подтверждается анализом геохимических систем газовой-жидких включений в полевых шпатах и кварце рудных зон [15]. Эти данные свидетельствуют о накоплении гидрокарбоната в растворе на последних стадиях рудообразования при температуре ниже  $250^\circ\text{C}$  ( $120\text{--}240^\circ\text{C}$ ). При многократном замораживании и последующем оттаивании низкотемпературных включений удается вырастить кристаллы гидрокарбоната. Увеличивается и количество  $\text{CO}_2$  в газовой фазе включений. Как правило, порогом «взрывания» углекислотных включений является температура  $240\text{--}300^\circ\text{C}$  (плотность  $\text{CO}_2$  равна  $0,73\text{ г/см}^3$ ). Водно-солевые включения и включения с углекислым газом, принадлежащие к одному семейству (одного генезиса) гомогенизируются при температуре  $180\text{--}200^\circ\text{C}$  и давлении  $0,67 \times 10^8\text{ Па}$ . При температуре  $120\text{--}160^\circ\text{C}$  происходит гомогенизация водно-солевых, без примеси  $\text{CO}_2$ , включений. Интервал  $300\text{--}180^\circ\text{C}$ , таким образом, может рассматриваться как температура начала и завершения разрушения уранил-карбонатных комплексов и рудоотложения. Действительно, по экспериментальным данным Г.Б. Наумова [16] и Р.П. Рафальского [17] уранил-карбонатные комплексы наиболее растворимы и устойчивы в щелочных и близонейтральных растворах при умеренно повышенной температуре ( $250\text{--}300^\circ\text{C}$ ). При  $200^\circ\text{C}$  растворимость этих комплексов невелика и увеличивается с ростом парциального давления  $\text{CO}_2$ .

## Выводы

Исследование полевых шпатов альбититовых месторождений перехода натриево-кальциевые плагиоклазы — калиевые полевые шпаты — альбит позволяет отнести их к разным этапам минерализации: ультраметаморфическому, постгранитизационному и гидротермально-метасоматическому. Первый проявлен реликтовыми плагиоклазами (андезином и олигоклазом) и твид-ортоклазом, с температурой образования порядка  $630\text{--}730^\circ\text{C}$  (не ниже  $500^\circ\text{C}$ ). Второй представлен микроклин-пертитом, который, судя по содержанию альбитового минала, относится к амфиболитовой фации. Температура гомогенизации газовой-жидких включений в микроклине достигала  $400\text{--}420^\circ\text{C}$ , в сосуществующем с микроклином кварце до  $465^\circ\text{C}$  (не выше  $450\text{--}500^\circ\text{C}$ ). Третий включает в себя альбит двух генераций: крупнотаблитчатый альбит-1 (а также шахматный альбит) собственно альбититов с максимальной температурой гомогенизации флюидных включений  $300\text{--}410^\circ\text{C}$  и мелкокристаллический и лейстовый альбит-2 рудных ассоциаций, начальная температура которых составляет  $240\text{--}260^\circ\text{C}$ . В этом температурном интервале система альбит — метеорная вода была близка к равновесной.

В калиевых полевых шпатах встречаются следующие структурные состояния их трансформации: реликтовый твид-ортоклаз — шахматная структура — решетчатый микроклин (А/Р-структура) — А-структура (двойникование по альбитовому закону) — монодоменный микроклин.

Химический состав микроклина отличается от теоретического дефицитом щелочей относительно кремния и алюминия при калий-натриевом отношении, характерном для гранитоидов амфиболитовой фации. Количество ортоклазовой молекулы изменяется от 62,8 до 79,1% с увеличением от гранитов к мигматитам, а количество альбитовой молекулы снижается от 35,4 до 15,7% при содержании анортита 0,8–5,0%. Состав метасоматического альбита оказывается близким к стехиометрическому; содержание альбита в нем равно 86,9–97,1%, анортита — 1,9–12,5%, ортоклаза — 0,5–1,7%.

Среди элементов-примесей, входящих в кристаллическую решетку щелочных полевых шпатов, характерными являются рубидий и стронций. Рубидий накапливается преимущественно в микроклине, резко количественно снижаясь в альбите. Стронций, в силу геохимической связи с анортитовым миналом, образует повышенные концентрации в плагиоклазах. Отношение Rb/Sr позволяет различать три типа полевых шпатов: для олигоклаза оно составляет 0,52–0,69; для микроклина — 0,8–10,75; для альбита — 0,005–0,09.

Уран и торий в полевошпатовой матрице не относятся к структурной примеси. Уран присутствует в различных формах: от равномерно рассеянного или входящего в качестве изоморфной примеси в акцессорные минералы (изначально присутствующего в минерале) до сорбированного микровключениями новообразований или образующего собственные минералы урана (наложенного). Торий, практически не участвуя в рудном процессе, входит в состав микровключений акцессориев, в основном монацита и циркона.

Пространственная связь месторождений урановорудных альбититов с породами амфиболитовой фации метаморфизма определена, по-видимому, условиями, благоприятными для формирования флюидной системы. Водный флюид оказывал катализирующее воздействие на процесс превращения твид-ортоклаза в микроклин. Состав и структурные особенности микроклина подчеркивают возможность генерации исходного (высокотемпературного) флюида в процессе раннего кремниево-калиевого метасоматоза.

Эволюция флюидной системы в процессе диафореза сопровождалась увеличением подвижных форм урана с последующей его реализацией в щелочных натриево-карбонатных метасоматитах. Основу флюида в течение постгранитизационного и гидротермально-метасоматического этапов составляла метеорная вода. Температурный интервал 300–180°С характеризует начало и завершение разрушения уранил-карбонатных комплексов и рудоотложения.

В заключение авторы считают своим долгом отметить, что в процессе работы над статьей пользовались консультациями В.С. Мельникова.

1. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины. Отв. ред. Белевцев Я.Н., Коваль В.Б.. Киев: Наук. Думка, 1995. — 396с.
2. Стариков В.Г. Возможности метода определения структурных характеристик щелочных полевых шпатов по шести рефлексам порошкограмм // Минерал. журн., 1982. — № 4. — С. 90–94.
3. Фомин Ю. А., Демихов Ю. Н. Изотопный состав кислорода и водорода воды газовой-жидких включений в полевых шпатах натриево-карбонатных метасоматитов докембрия // Докл. АН Украины. — Сер. Б. — 1990. — № 10. — С. 26–29.
4. Мельников В. С. Трансформация твид-структуры ортоклаза в решетчатый микроклин // Минерал. журн., 2005. — 27. — № 2. — С. 9–31.
5. Мельников В.С. Генетическое значение инверсионного перехода санидин/микроклин. 1. Флюидный фактор в трансформации двойниковой структуры щелочных полевых шпатов // Минерал. журн., 2009. — 31. — № 4. — С. 16–29.
6. Фомин Ю.А., Лазаренко Е.Е. Температурные условия формирования ураноносных альбититов Украинского щита // Доп. НАН України. — 2009. — № 8. — С. 120–126.
7. Бакаржиев А. Х., Коваль В. Б., Фомин Ю. А. и др. Эволюция уранового рудообразования в докембрии Украины // Минерал. журн. — 1997. — 19. — №5. — С.35–39.
8. Комаров А.Н., Черкашин Л.А. Редкометалльные тектоно-метасоматические зоны Украинского щита. — Киев: Наук. Думка, 1991. — 180 с.
9. Усенко И.С., Рокачук Т.А., Крамаренко Н.К. и др. Щелочные полевые шпаты гранитоидов Украинского щита. — Киев: Наук. Думка, 1980. — 196 с.
10. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 4. — Москва: Мир, 1966. — 481 с.

11. Сендеров Э.Э., Яськин Г.М., Бычков А.М. Влияние щелочного раствора на упорядочение Al – Si в калиевом полевоом шпате // Геохимия, 1975. — №12. — С. 1826–1826.
12. Фомин Ю.А., Демихов Ю.Н., Сушук Е. Г. Поведение урана в процессах эволюции альбититовых месторождений Кировоградского мегаблока // Доп. НАН України. — 2010. — № 1. — С. 131–137.
13. Шербаков И.Б. Петрология Украинского щита. — Львов: ЗУКЦ, 2005. — 366 с.
14. Гнатенко О.В. Температурные условия образования альбититов на одном из месторождений урана в докембрии // Геологич. журн., 1976. — 36. — Вып. 4. — С. 134–139.
15. Фомин Ю.А., Демихов Ю.Н., Лазаренко Е.Е. Модель эволюции рудообразующей флюидной системы Севериновского месторождения урана (Украинский щит) / Геохімія та екологія. Збірник наукових праць Інституту геохімії навколишнього середовища. — Київ, 2003. — Вип. 8. — С. 169–178.
16. Наумов Г.Б. Основы физико-химической модели уранового рудообразования. — Москва: Атомиздат, 1978. — 213 с.
17. Рафальский Р.П. Гидротермальные равновесия и процессы минералообразования. — Москва: Атомиздат, 1973. — 230 с.

**Фомін Ю.О., Лазаренко О.Є. ЛУЖНІ ПОЛЬОВІ ШПАТИ УРАНОНОСНИХ АЛЬБІТИТІВ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА**

*Наведено дані мінералого-петрографічних, петро- і геохімічних, рентгеноструктурних, ізотопних та термобарогеохімічних досліджень польових шпатів Северинівського і Ватутінського родовищ уранорудних альбітитів. Розглянуто еволюцію мінералів у ряді Na-Ca плагіоклази (+ортотлаз) — мікроклін — альбіт в температурних умовах від 730–630 до 260–240° С.*

**Fomin Y., Lasarenko H. FELDSPARS OF URANIUM-BEARING ALBITITES OF THE CENTRAL PART OF UKRAINIAN SHIELD**

*The data of mineralogic-petrographic, petro- and geochemical, X-ray, isotopic and thermobarogeochemical investigations of feldspars from Severinovsk and Vatutinsk uranium albitite deposits have been resulted. Evolution of the mineral row Na-Ca plagioclase (+orthoclase) — microcline — albite at the temperature conditions from 730–630 to 260–240° C have been considered.*