

**ОНТОГЕНИЧЕСКИЙ ПОДХОД В ГЕНЕТИЧЕСКОМ МОДЕЛИРОВАНИИ
ВЕРХНЕЭСПИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ
(ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)**

Г.К. Бекенова, А.В. Степанов, В.Л. Левин, А.О. Байсалова, Д.М. Тлегенова
Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева, г. Алма-Ата, Kazakhstan;
bekenova@mail.ru

**ONTOGENETIC APPROACH TO GENETIC MODELING OF VERHNEESPINSKOE
DEPOSIT OF RARE ELEMENTS (EASTERN KAZAKHSTAN)**

G.K. Bekenova, A.V. Stepanov, V.L. Levin, A.O. Baisalova, D.M. Tlegenova
Satpaev Institute of Geological Sciences, Almaty, Kazakhstan; bekenova@mail.ru

Введение

Верхнеэспинское месторождение редких элементов, открытое А.В. Степановым в 1955–1956 гг. при государственной геологической съёмке масштаба 1:200000, является уникальным геохимическим, минералогическим и петрографическим объектом для научных исследований процессов фенитизации и связанного с ними редкометалльного рудообразования (Степанов, Бекенова, 2009). Минеральный состав месторождения включает более 120 минералов, среди них редкие, очень редкие и вновь открытые минеральные виды и разновидности (Степанов, 1961; Степанов, Северов, 1961; Минеев, 1968; Sokolova, Abdu *etc.*, 2009; Camara, Hawthorne *etc.*, 2010; Stepanov, Bekenova *etc.*, 2012a; Stepanov, Bekenova *etc.*, 2012b и др.).

Месторождение пространственно и генетически связано с двумя небольшими (2.5×1.2 и 1.5×0.9 км²) овальными интрузиями щелочных гранитов (Большой и Малый выходы) (рис. 1), находящимися недалеко друг от друга в северном экзоконтакте крупного Акжайлютасского гранитного массива. Оба выхода щелочных гранитов располагаются в поясе даек щелочногранитных пород, простирающихся в ССВ направлении вдоль западного экзо- и эндоконтакта более 20 км. Дайки щелочных гранит-порфиров при выходе с юга к оттянутому к западу выступу Акжайлютасского массива резко поворачивают на 1 км к западу, а затем снова приобретают ССВ ориентировку и огибают жёсткий выступ массива. Это позволяет предполагать, что находящиеся к ССВ от изгиба даек на другой стороне интрузивного выступа Акжайлютасского массива верхнеэспинские интрузии щелочных гранитов первоначально заполняли пологопадающие полости отслоения между субпараллельными крутопадающими трещинами разрыва над жестким интрузивным основанием, что подтверждается геологическими разрезами по профилям скважин, пройденным вкрест или почти вкрест к контакту в восточном экзоконтакте Малого выхода. Мощность гранитного «слоя», пологопогружающегося к востоку, составляет от 100 м (вблизи выхода на поверхность) до 20 м (на удалении в 700 м от контакта). О связи дайковых щелочных гранит-порфиров с верхнеэспинскими выходами свидетельствует не только локализация их в пределах пояса даек, но и непосредственное ответвление от северной части Большого выхода апофиз, продолжающихся к ССВ за разломом СЗ простираения в виде серии даек щелочных гранит-порфиров, аналогичных развитым с южной стороны.

На площади проявлены лейкократовые субщелочные порфировидные биотитовые граниты, щелочные граниты, пегматоидные шпиры и жилы, альбититы и кварцевые жилы, а также останцы кровли – песчаники, роговики и другие породы.

Рудное поле месторождения почти полностью совпадает с выходами на поверхность щелочных «альбитизированных» гранитов обоих выходов. В пределах выходов и отчасти в относительно узкой области экзоконтакта отмечаются частые пегматоидные редкометалльно-замещённые жилы и линзы и сопровождающие их оторочки фенитизированных пород в экзоконтактах. Жилы являются каналами для более легкого проникновения поздних порций остаточных расплавов и флюидов из купольных частей

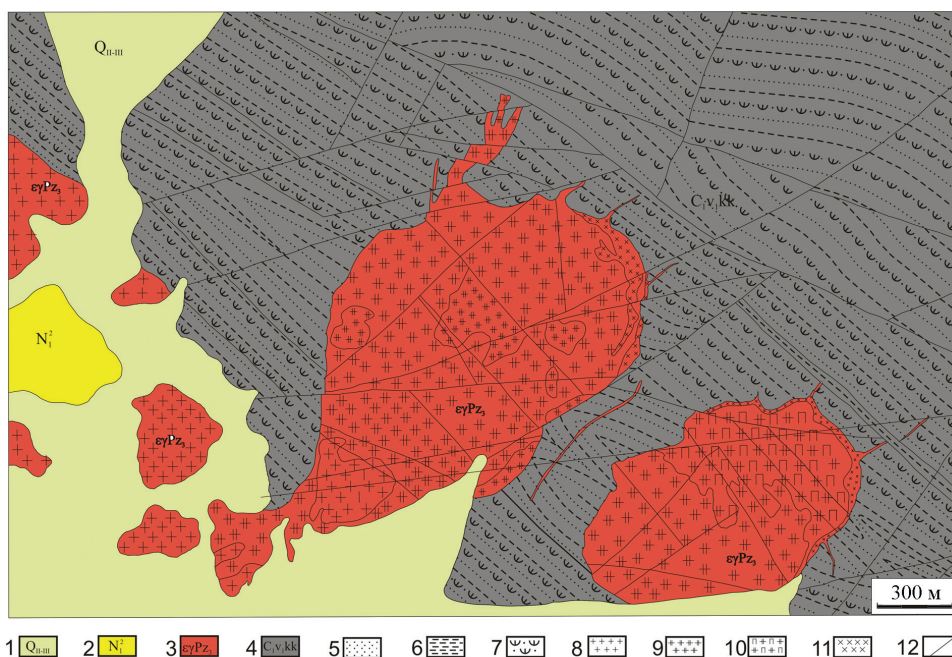


Рис. 1. Геологическая карта Верхнеазпинского месторождения.

1 – галечники, пески, суглинки с прослоями и линзами рыхлых конгломератов и песчаников; 2 – гравелиты, галечники, песок, щебень, алевролиты; 3 – субщелочные граниты; 4 – алевролиты, песчаники, туфопесчаник; 5 – песчаники; 6 – алевролиты; 7 – туфопесчаники; 8 – гранит; 9 – альбит-рибекитовый гранит; 10 – пегматоидный гранит; 11 – метасоматиты; 12 – тектонические нарушения. Составили: В.А. Белов, А.А. Калаченко.

камер. В отличие от миароловых, жильные пегматоиды явно связаны с разрывными нарушениями. Наиболее жильные пегматоидные образования распространены в северных и северо-восточных частях Малого и Большого выходов, в юго-западной части Большого выхода, а также между выходами.

Основные концентрации редких элементов сосредоточены в метасоматически изменённых породах экзоконтакта со стороны висячего контакта, особенно над участками пологой кровли и в отдельных крутопадающих ослабленных или трещинных зонах в кровле. Основными рудными элементами являются Zr, Nb, Ta, Y, и редкие земли. Почти постоянно присутствуют Pb, Zn, Sn, Th.

Основными рудными минералами являются циркон, пироклор, гагаринит. Из второстепенных рудных минералов наиболее распространены торит, монацит, ксенотим, бастнезит, рутил, галенит. Размеры вкраплений рудных минералов в наиболее важном типе концентрации – от 1 мкм до 1–1.5 мм, но чаще – 0.0n мм; в редкометалльно-замещённых пегматитах – от 0.п мм до 1–5 мм и более.

Процессы минералообразования, установленные на месторождении

Заполнившая первоначальную более или менее значительную по объёму пологую полость щелочногранитная магма, обогащённая летучими минерализаторами и легкоподвижными компонентами, в ходе кристаллизационной дифференциации в условиях близповерхностного залегания, способствующих «вскипанию», явилась основным источником послемагматических флюидов. Отделение и накопление этих флюидов, а также, вероятно, частичное вовлечение в процесс поровых растворов вмещающих пород привело к интенсивной послемагматической переработке как самих только что образовавшихся гранитов и их производных пегматитов, так и вмещающих пород, затронутых потоком этих флюидов.

Щелочные граниты на данном участке заполняют пологозалегающие трещины срывов, что способствует быстрому «вскипанию» и многообразию контактовых жильных и метасоматических новообразований. Гипидиоморфнозернистые структуры, свойственные нормальным интрузивным гранитам, при изменении не сохранились или сохранились частично. Химический состав пород при этом почти не изменился, но заметно увеличилось содержания фтора, лития, редких элементов. Новообразованные породы обычно имеют гранобластовую структуру. Из первичных минералов иногда сохраняются ядра крупных вкраплений первичного кварца и микроклина. Первичные полевые шпаты замещались вторичными – лейстовым альбитом и решётчатым микроклином. Вместо первичных темноцветных (биотита и полущелочных амфиболов) возникли вторичные – литиевый рибекит, эгирин, арфведсонит и астрофиллит. Вторичные полевые шпаты, в отличие от первичных, лишены пертитовых (и антипертитовых)

вростков, пелитоморфных частиц, микрочешуек гематита и признаков разложения или замещения. Благодаря «свежести» таких полевых шпатов, образовавшиеся щелочные апограниты (по терминологии А.А. Беуса, Э.А. Северова) приобретают белый или голубовато-белый цвет. Такие породы по-прежнему являются фенитизированными гранитами более раннего происхождения.

Автомета- и метасоматические преобразования гранитов происходили в условиях одностороннего стресса, ориентированного в юго-запад-северо-восточном направлении. Свидетельством этого служит отчетливо наблюдаемая директивная ориентированность призм рибекита, эгирина и лейст альбита в одном северо-западном направлении независимо от ориентировки линии контакта интрузивов.

Пегматоидные тела и жилы при автометасоматических изменениях сохранились лучше, чем граниты, но во многих случаях тоже подверглись интенсивной альбитизации. Она происходила с привносом и без привноса циркония, тория, ниобия, редких земель, с последующим развитием грейзенизации, слабо развитой и не везде проявленной одинаково. Процесс сопровождался частичным или полным разложением рибекита, эгирина, эльпидита, астрофиллита и новообразованием литиевой слюды – полилитионита, кварца, рутила и др. минералов. До образования настоящих грейзенов процесс не доходил (кроме локальных участков). Во вмещающих породах воздействие послемагматических фенитизирующих флюидов привело к образованию метасоматических ореолов в экзоконтактной зоне. Мощность сплошных ореолов изменения составляет первые метры, редко более. Обычные мощности метасоматитов над пологой кровлей, если в них не было легко проницаемых зон, составляет 1–2 м. Вдоль трещин или по более проницаемым прослоям локальная фенитизация прослеживается до десятков метров.

В местах наиболее глубокой для данного месторождения и последовательной переработки вмещающих пород можно выделить несколько зон.

1. Внешняя зона, граничащая с ороговикованными алевролитами, сланцами, песчаниками, затронута только начальной стадией метасоматоза. Образования этой зоны ещё сохраняют старое сложение и визуально мало, чем отличаются от ороговикованных вмещающих пород. Первичные полевые шпаты в ней замещены альбитом и микроклином. Кварц, если он был в породе, корродируется щелочными полевыми шпатами. В небольшом количестве появляются щелочные темноцветные – биотит, рибекит, а также несвойственные первичным породам флюорит, циркон, торит.

2. В следующей по приближению к контакту зоне роговикоподобные фениты сменяются более раскристаллизованными, более крупнозернистыми, щелочнополевошпатовыми, обычно безкварцевыми фенитами с большим или меньшим количеством фенокрист рибекита или астрофиллита. Перекристаллизация с укрупнением зёрен сопровождается существенным осветлением породы в результате уменьшения красящей способности темноцветных минералов и, возможно, частичного выгорания и возгонки углеродистого вещества. По соотношению главных породообразующих минералов такие породы отвечают щелочным сиенитам. По сравнению с предыдущей, в этой зоне значительно обильней проявлена акцессорная минерализация – циркон, торит, пироклор, монацит, ксенотим, гагаринит и др.

3. Ещё ближе к контакту находится зона с постепенно увеличивающимся содержанием кварца и сильнее проявленной перекристаллизацией. С этой зоной связаны максимальные концентрации привнесенных редких элементов, разнообразие минеральных видов и их ассоциаций.

4. Далее развиты перекристаллизованные, сильно обогащённые кварцем (до 30–40 %) гранитовидные мелкозернистые породы, сохраняющие наследованную от исходных пород «слоистость» с остатками параллельных линзочек не полностью переработанных пород предыдущих зон. Редкометалльная минерализация здесь слабее и приближается в количественном отношении к таковой в щелочных апогранитах.

Главная особенность описанной последовательности – чёткое обособление зоны повышенной щёлочности на внешней, по отношению к флюидопроизводящему интрузиву, стороне и последующая смена её зоной, обогащённой кварцем. Очевидно, одной из причин возникновения такого передового щелочного «фронта» является повышенная миграционная способность K, Na, Li как из интрузива, так и из вмещающих пород (вместе с поровыми растворами) при их прогреве. Это обстоятельство играет важную роль в появлении и последующем исчезновении ряда минералов при поступательном движении метасоматической колонки. Так, в щелочной среде образуются разнообразные щелочные минералы, ко-

торые при поступательном движении метасоматической колонки и подходом следующей зоны с высоким химическим потенциалом кремнезёма и других кислотных компонентов становятся неустойчивыми и далее растворяются и переотлагаются или разлагаются. Многие из найденных здесь новых минералов являются именно такими.

Из темноцветных в этих породах обычно в разном количестве присутствуют литиевый рибекит, эгирин, арфведсонит, астрофиллит, литиевый биотит, которые возникали в зависимости от состава исходных пород. Так, если исходная порода содержала много извести (известковистые песчаники, дайки диоритовых и габбро-диоритовых порфиритов, пересекающих толщи ороговикованных осадочных отложений), то вновь образованная порода состоит из флюорита (40–60 %) и тех же альбита, микроклина, рибекита и др. Если исходная порода – диабаз или диоритовый порфирит (дайки), то вновь образованная состоит из альбита, микроклина, флюорита, биотита, редких арфведсонита и рибекита. Если исходная порода – углеродисто-глинистые туфосланцы, то вновь образованная – альбит-микроклиновая с разным количеством рибекита или арфведсонита, иногда астрофиллита. По кварцсодержащим полимиктовым песчаникам образуются альбит-микроклиновые бескварцевые или малокварцевые метасоматиты.

Кроме этого, в нижних горизонтах массива, а также в некоторых пегматоидных телах проявлены среднетемпературные изменения типа пропилитизации: замещение щелочных темноцветных минералов агрегатом пирита, гидрослюд, хлорита, есть окварцевание, образование галенита, арсенопирита, геарксутита, прозопита, лейфита, а в некоторых местах – криолита и томсенолита.

Одновременно с щелочными и щелочноземельными элементами и фтором во все эти породы приносился Zr, Nb, Th, Y, редкие земли (преимущественно иттриевой группы) и, в меньшем количестве, Sn, Pb, Zn, Ti, Ag и др.

Редкометалльно-замещённые пегматиты и фенитизированные (и гранитизированные) вмещающие породы несут разнообразную минерализацию. Однако сравнительно ограниченный объём первичных камер (источника) обусловили небольшую мощность ореола фенитизации по сравнению с таковыми для классических районов развития метасоматитов этого типа.

Проявления фенитизации на Верхнеэспинском месторождении (Степанов, Бекенова, 2011) в целом имеют следующие особенности:

1. Приуроченность к малым интрузиям щелочных гранит-порфиров и гранофиров обусловила сравнительно кратковременное постмагматическое воздействие и небольшую мощность ореолов фенитизации (от сантиметров до 1–2 м и редко более в висячих боках кровли и в отдельных трещиноватых ослабленных зонах).

2. Сложность тектонической обстановки местности и частая смена направления и интенсивности тектонических напряжений влияла на взаимные наложения потоков флюидов, а также на перемещение летучих и легкоподвижных компонентов.

3. Относительно близповерхностные условия внедрившихся интрузий, что обусловило лёгкое «вскипание» и образование «потоков» выделявшихся компонентов.

4. Контрастность составов вмещающих пород с щелочно-гранитным материалом интрузии.

5. Конечный продукт обычно приближается к составу активной интрузии, обусловивший фенитизацию.

Объекты и методы исследования

В качестве примера влияния различных контрастных контактирующих сред на общий поток флюидов и изменения минералов рассмотрены следующие:

– ильменит из линзовидного пегматоидного тела в интрузиве и пегматоидной жилы во вмещающих породах;

– колумбит из пегматоидной жилы и столбообразной крутопадающей зоны прорыва флюидов в щелочном граните;

– астрофиллит из пегматоидной жилы и из фенитизированных вмещающих пород;

– новые минеральные виды – тарбагатаит (кальциевый аналог астрофиллита) и натротитанит, обогащённый Y и Na, встреченные только в контактах с породами с высоким содержанием Ca.

Химический состав минералов изучен на микрозонде JCXA 733 со спектрометром INCA ENERGY (при U = 25 кВ, токе зонда 25 нА и диаметре пучка от 1–2 мкм до 10 мкм) а также методами рентгенографии, спектрального полуколичественного и количественного анализом; Be и Li в составе астрофиллита определены методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой.

Ионообменная способность минералов – индикатор местных геохимических обстановок

Изменения химического состава ильменита и колумбита из разных зон фенитизации и воздействия флюидов являются индикаторами геохимического фона вмещающих пород (Степанов, Бекенова, 2011). Минералы содержат значительные количества Mn и Zn только в тех местах, где породы обогащены этими элементами. Здесь же встречены вкрапления марганцовистоцинковых разновидностей **ильменита** (табл. 1; рис. 2) и марганцовистых разновидностей **колумбита**. Колумбит встречается сравнительно часто в различных породах, не образуя значительных скоплений, и содержит ряд примесей (табл. 2), вероятно, из вмещающих пород; так, в щелочном граните есть аксессуарные таленит, флюоцерит, роуландит, иттрофлюорит, фосфаты редких земель, фторкарбонаты и др.

Приведённые примеры вариации химического состава минералов ильменита и колумбита свидетельствуют о взаимном обмене в процессе фенитизации разнообразных контрастных элементов из активных потоков интрузий во вмещающие породы и обратно.

Для образцов **астрофиллита** из разных зон характерна значительная изменчивость состава с почти постоянным присутствием Li, Rb, Cs, Be, Zn, Zr, Sn, Pb, Mg, Al, Nb, V и др. Отмечены корреляция содержаний: Fe – Mn, Zn, Mg, Pb и Li; Ti – Nb, Zr, Sn и V; K – Na, Ca, Cs и Rb (Степанов, Бекенова и др., 2008). Химический состав образцов астрофиллита из разных пород различных частей месторождения показал чёткую зависимость от состава вмещающих пород. Собственно астрофиллит из щелочногранитных интрузий обычно характеризуется относительно низкими содержаниями Ca, Mg, Mn, Zn, Nb и др.

Во вмещающих породах, обогащённых этими элементами, присутствует как собственно астрофиллит, так и куплетскит, и недавно открытый кальциевый аналог – **тарбагатаит** ($\text{Ca}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn})_7\text{Ti}_2(\text{Si}_4\text{O}_{12})_2\text{O}_2(\text{OH})_5$ (Stepanov, Bekenova *etc.*, 2012b), новый Ca- и Fe²⁺-доминантный вид астрофиллитовой группы. Самостоятельные кристаллы тарбагатаита не были встречены. Листочки минерала постоянно встречаются в тесном переслаивании с листочками астрофиллита. Размеры агрегатных сростков минералов достигают до 10 × 3 × 0.2 мм. Толщина отдельных пачек тарбагатаита редко превышает 0.03 мм. При просмотре аншлифов, где сростки ориентированы поперёк плоскости среза аншлифа, наблюдается слабое различие в отражательной способности и твёрдости астрофиллита и тарбагатаита

Таблица 1

Химический состав (мас. %) марганцовистоцинковых разновидностей ильменита из линзовидного пегматоидного тела в интрузиве (1–2) и из пегматоидной жилы во вмещающих породах (3)

Элемент	1	2	3
O	32.90	32.67	33.16
Si	0.00	0.00	0.09
Ti	32.84	32.87	32.49
Mn	5.77	4.86	8.20
Fe	28.38	29.75	15.42
Zn	0.28	0.33	12.14
Nb	0.57	0.45	0.00
Сумма	100.75	100.94	101.49
Эмпирические формулы			
1. $(\text{Fe}_{0.78}\text{Mn}_{0.16}\text{Zn}_{0.01})_{0.95}(\text{Ti}_{1.05}\text{Nb}_{0.01})_{1.06}\text{O}_{3.08}$			
2. $(\text{Fe}_{0.81}\text{Mn}_{0.13}\text{Zn}_{0.01})_{0.95}(\text{Ti}_{1.04}\text{Nb}_{0.01})_{1.05}\text{O}_{3.06}$			
3. $(\text{Fe}_{0.41}\text{Zn}_{0.27}\text{Mn}_{0.22})_{0.90}\text{Ti}_{1.00}\text{O}_{2.90}$			

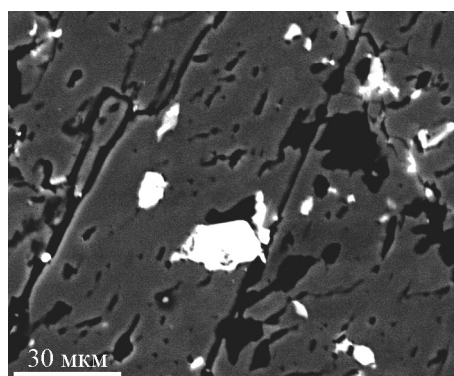


Рис. 2. Микровключения марганцовистоцинковой разновидности ильменита (белое) с кварцем (чёрное) в минерале-хозяине эгиристине (серое) из жилы пегматоидного типа во вмещающих породах. Изображение в BSE.

**Химический состав (мас. %) колумбита-(Fe)
из пегматоидной жилы (1)
и колумбита-(Mn) из места прорыва флюидов
в щелочном граните (2)**

Элемент	1	2
O	26.07	29.29
Si	0.62	1.00
P	1.06	0.00
Ca	0.00	0.33
Ti	1.54	2.98
Mn	6.13	13.10
Fe	8.94	2.63
Y	1.64	2.57
Nb	50.80	47.80
Dy	0.00	1.02
Ta	2.54	0.00
U	0.82	0.00
Сумма	100.16	100.73
Эмпирические формулы		
1. $(\text{Fe}_{0.52}\text{Mn}_{0.36}\text{Y}_{0.06}\text{U}_{0.01})_{0.95}(\text{Nb}_{1.78}\text{Ti}_{0.10}\text{Si}_{0.07}\text{Ta}_{0.05})_{2.00}\text{O}_{5.91}$		
2. $\text{Mn}_{0.76}\text{Fe}_{0.15}\text{Ca}_{0.03}\text{Y}_{0.09}\text{Dy}_{0.02})_{1.05}(\text{Nb}_{1.64}\text{Ti}_{0.20}\text{Si}_{0.11})_{1.95}\text{O}_{5.83}$		

Таблица 2 (тарбагатаит меньшей твёрдости). Химический

состав тарбагатаита (среднее из 10-ти ан., мас. %): Nb_2O_5 2.98; TiO_2 9.29; SiO_2 36.11; ZrO_2 0.32; SnO_2 1.20; Al_2O_3 0.12; FeO 18.71; MnO 15.48; MgO 0.83; ZnO 0.12; CaO 2.58; Cs_2O 0.38; Rb_2O 1.28; K_2O 2.67; Na_2O 1.14; F 0.49; $\text{H}_2\text{O}_{\text{расч.}}$ 3.11; $\text{O} = \text{F} - 0.21$; сумма 96.60 (Stepanov, Bekenova *etc.*, 2012б). Эмпирическая формула ($\text{Si}_4\text{O}_{12} = 2$): $(\text{K}_{0.76}\text{Rb}_{0.18}\text{Na}_{0.12}\text{Cs}_{0.04})_{1.10}(\text{Ca}_{0.62}\text{Na}_{0.38})_{1.0}(\text{Fe}^{2+}_{3.51}\text{Mn}_{2.94}\text{Mg}_{0.28}\text{Zr}_{0.04}\text{Zn}_{0.02}\square_{0.21})_{7.0}(\text{Ti}_{1.57}\text{Nb}_{0.30}\text{Sn}_{0.11}\square_{0.02})_{1.98}(\text{Si}_4\text{O}_{12})_2\text{O}_2[(\text{OH})_{4.65}\text{F}_{0.35}]$. Упрощённая формула для члена конечного ряда $\text{KCaFe}^{2+}_7\text{Ti}_2(\text{Si}_4\text{O}_{12})_2(\text{OH})_5$.

Разнообразие и вариации элементов-примесей в астрофиллите и тарбагатаите из месторождения обусловлены ионообменной способностью этих слоистых титаносиликатов и специфическими генетическими условиями. В щелочных гранитах сравнительно мало Ti, и он не может обеспечить, по-видимому, такое обилие титаносодержащих минералов – ильменита, рутила, ильменорутила, пироклора, нарсарсукита, нептунита, титанита, лоренценита, минералов

группы астрофиллита, бафертисита, камараита, цзиньшацзянита и др. Главным же источником Ti, по-видимому, являются не столько сами щелочные граниты, сколько вмещающие породы – гранодиориты, габбродиориты, жильные породы основного состава и туфогенные осадочные породы. Постоянное присутствие Zn в астрофиллите и тарбагатаите можно также отнести за счёт заимствования из вмещающих пород.

Примером другого титаносиликата, встреченного в столбообразном пегматоидном теле среди фениitizedированных вмещающих пород, является недавно открытый **натротитанит** $(\text{Na,Ca,Y})\text{TiSiO}_4(\text{O,F,OH})$ (Stepanov, Bekenova *etc.*, 2012a). Минерал встречен в продуктах разложения нарсарсукита – «эфемерного» минерала,



Рис. 3. Фрагмент агрегата сростков натротитанита (серое) с натроиттросодержащим титанитом (тёмно-серое).

Продольный срез примерно вдоль призм. (чёрное – оксидная смола). Изображение в BSE.

образованного в одной из зон метасоматической колонки, возникающей при воздействии флюидов, выделившихся в результате внедрения щелочных гранит-порфиров (Степанов, Жексембекова, 2013). Нарсарсукит сравнительно быстро становится неустойчивым и разлагается с выносом основной части щелочей и остатком «каркаса» из титаносодержащих минералов (рутила, анатаза и др.). Заполнение объёма бывших кристаллов нарсарсукита разнообразное и варьирует от места к месту довольно в широких пределах. Натротитанит чаще полностью или частично заполняет объёмы звездчатыми сростками жёлтых или желтовато-белых мелких призмочек. Изображение агрегатов нарсарсукита в обратнорассеянных электронах (BSE) и его микроанализ показали, что минерал развивается как по периферии и по трещинкам натроиттросодержащего титанита, составляющего основу кристалликов (рис. 3), так и виде самостоятельных зёрен в ассоциации с эльпидитом и флюоритом (рис. 4). Максимальный размер отдельных призмочек натротитанита

Таблица 3

Химический состав (мас. %) натротитанита из фенита в 1-м рудном теле

№ ан.	1	2	3
TiO ₂	35.12	36.15	35.92
SnO ₂	0.60	0.68	0.97
SiO ₂	27.49	27.16	28.30
Y ₂ O ₃	9.36	8.75	9.91
Ce ₂ O ₃	0.08	0.64	0.91
Nd ₂ O ₃	0.66	0.31	0.20
Sm ₂ O ₃	0.47	0.22	0.13
Gd ₂ O ₃	0.65	0.66	0.73
Dy ₂ O ₃	1.80	1.68	2.30
Er ₂ O ₃	1.51	1.45	0.96
Yb ₂ O ₃	2.43	2.51	2.78
MnO	0.40	0.49	0.23
CaO	7.76	8.90	8.01
Na ₂ O	5.63	5.76	5.20
F	0.98	1.08	1.17
Сумма	94.94	96.44	97.73

Эмпирическая формула (по среднему из 3-х анализов)

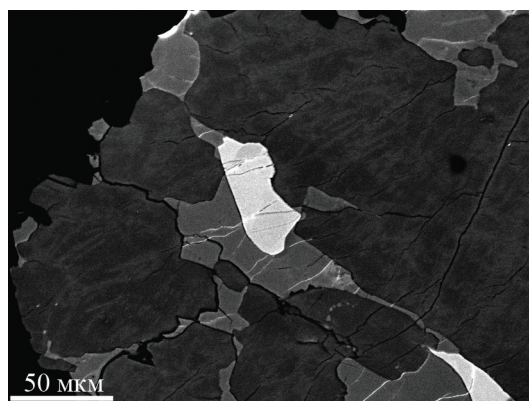
$$(\text{Na}_{0.39}\text{Ca}_{0.32}\text{Y}_{0.18}\text{Yb}_{0.03}\text{Dy}_{0.02}\text{Er}_{0.01}\text{Ce}_{0.01}\text{Nd}_{0.01}\text{Gd}_{0.01})_{0.98}(\text{Ti}_{0.97}\text{Sn}_{0.01}\text{Mn}_{0.01})_{0.99}[\text{SiO}_4(\text{O}_{0.78}\text{F}_{0.22})]$$


Рис. 4. Натротитанит (светло-серое), иттрийсодержащий флюорит (серое), кальцийсодержащий эльпидит (тёмно-серое), пронизанные трещинками. Изображение в BSE.

с натроиттросодержащим титанитом до 5 мм в длину и 1 мм в поперечнике. Состав натротитанита приведён в таблице 3. Суммарная доля Na и Y+REE в катионной группе составляет 2/3, а кальция ~1/3. В этом случае должна быть реализована схема замещения: NaY → Ca. Однако, относительное количество атомов Na нередко почти вдвое превышает количество атомов Y+REE, что требует компенсации в формуле по схеме: Na(F,OH) → CaO.

В первоначальные моменты активного воздействия на вмещающие породы метаморфизирующих флюидов образуются метаморфические породы, несколько пересыщенные щелочами и отвечающие приблизительно по химизму щелочным сиенитам. Исходный нарсарсуцит образуется в момент окончания щелочного и наступления кремнекислотного пересыщения. Образующие в этот период породы приближаются по составу уже к щелочным гранитам, постепенно заменяя первые. А со сменой кремнекислотного кислотным насыщением нарсарсуцит разлагается чаще всего с переносом всех элементов, кроме титана, остающегося в объёме «бывших» кристаллов в форме разнообразных титансодержащих минералов. Остальное пространство кристаллов заполнено разнообразными комбинациями породобразующих минералов (кварца, полевых шпатов, амфиболов и, редко, даже сульфидов). Выявленное двухфазное строение кристаллов титанита можно объяснить пульсационным поступлением метаморфизирующих растворов как из активной интрузии, так и из метаморфизируемых вмещающих пород.

На первом этапе воздействия метаморфизирующих растворов на вмещающие породы, когда температура и давление возрастают, происходит преобразование одних минералов в другие, устойчивые в новых условиях. Относительно быстрое изменение термодинамических условий влечёт за собой смену неустойчивых минеральных ассоциаций в метаморфизируемых участках пространства. Когда поступление Ca, Na и Y из растворов было относительно равномерным, стала возможной кристаллизация титанита, бедного Na и Y+REE. Зональность кристаллов (см. рис. 3) свидетельствует об относительно «спокойном» периоде кристаллизации. С падением внутреннего (со стороны активной интрузии) и внешнего давления (со стороны вмещающих пород) уменьшается поступление в раствор Ca, что приводит к пересыщению в нём Na и Y. Этим и объясняется, по-видимому, развитие более позднего натроиттросодержащего титанита по краям и трещинам кристаллов. Основным источником кальция, очевидно, служили богатые этим и

другими элементами габбро-диориты, диабазовые порфириты и лампрофировые породы, образующие вблизи проявлений титанита сравнительно частые жильные интрузии, пересекающие толщу нижнекаменноугольных туфоалевролитов в различных направлениях. Усиление натроиттровой доли в натротитаните целиком обязано поступлению из внутреннего источника – активной интрузии.

Заключение

Наряду с полевыми наблюдениями, петрографическим и минералогическим изучением пород и минералов, исследование химического состава минералов позволяет в ряде случаев выявить вариации составов и зональную последовательность минералообразования, что способствует выяснению происходящих процессов на месторождении. При онтогенетическом подходе в генетическом моделировании месторождений, помимо выявления типоморфных морфологических признаков минералов, важно учитывать вариации химического состава минералов для понимания сложившихся на месте физико-химических условий и сопровождающих их процессов. Взаимопроникновение избыточных компонентов контактирующих сред показательна на характере изменений химического состава минералов с выраженными ионообменными свойствами, среди которых ильменит, колумбит, титанит и, особенно, слоистые силикаты группы астрофиллита.

Литература

- Минеев Д.А. Геохимия апогранитов и редкометалльных метасоматитов Северо-Западного Тарбагатая // М.: Наука, 1968. 185 с.
- Степанов А.В. Новые и редкие минералы в щелочных гранитах Казахстана // Труды КазИМСа. 1961. Вып. 5.
- Степанов А.В., Северов Э.А. Гагаринит – новый редкоземельный минерал // ДАН СССР. 1961. 141. № 4.
- Степанов А.В., Бекенова Г.К., Котельников П.Е., Добровольская Е.А., Кенишибаева А.Г. Вариации химического состава астрофиллита из щелочных гранитов северных отрогов Тарбагатая // Матер. конфер. «Актуальные проблемы наук о Земле» (Сатпаевские чтения). Алматы: 2008. С. 129–137.
- Степанов А.В., Бекенова Г.К. Краткая характеристика Верхнеэспинского месторождения редких элементов // Матер. Международ. конфер. «Геология, минерагения и перспективы развития минерально-сырьевых ресурсов» (Сатпаевские чтения). Алматы: 2009. С. 248–258.
- Степанов А.В., Бекенова Г.К., Добровольская Е.А., Левин В.Л., Котельников П.Е. О процессе фенитизации в связи с малыми интрузиями щелочных гранитов на примере Верхнеэспинского редкометалльного месторождения (Восточный Казахстан) // Матер. конфер. «Геология в XXI веке» (Сатпаевские чтения). 2011. С. 302–310.
- Степанов А.В., Жексембекова Д.Б., Байсалова А.О., Левин В.Л., Бекенова Г.К. Нарсарсукиит из Верхнеэспинского месторождения // Материалы Международной конференции, посвященной 70-летию Института геологии НАН КР «Геодинамика, оруденение и геоэкологические проблемы Тянь-Шаня». Бишкек, 2013. С. 217–222.
- Camara F., Hawthorne F.C., Ball N.A., Bekenova G., Stepanov A.V., Kotel'nikov P.E. Fluoroleakeite, $\text{NaNa}_2(\text{Mg}_2\text{Fe}^{3+}\text{Li})\text{Si}_8\text{O}_{22}\text{F}_2$, a new mineral of the amphibole group from the Verkhnee Espe deposit, Akjailyautas Mountains, Eastern Kazakhstan District, Kazakhstan: Description and crystal structure // Min. Magaz.. 2010. Vol. 74. P. 521–528.
- Sokolova E., Abdu Y., Hawthorne F.C., Stepanov A.V., Bekenova G.K., Kotel'nikov P.E. Camaraite, $\text{Ba}_3\text{NaTi}_4(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn})_8(\text{Si}_2\text{O}_7)_4\text{O}_4(\text{OH}, \text{F})_7$, 1. A new Ti-silicate mineral from the Verkhnee Espe Deposit, Akjailyautas Mountains, Kazakhstan // Min. Magaz. 2009. Vol. 73(5). P. 521–528.
- Stepanov A.V., Bekenova G.K., Levin V.L., Hawthorne F.C. Natrotitanite, ideally $(\text{Na}_{0.5}\text{Y}_{0.5})\text{Ti}(\text{SiO}_4)\text{O}$, a new mineral from the Verkhnee Espe deposit, Akjailyautas mountains, Eastern Kazakhstan district, Kazakhstan: description and crystal structure // Min. Magaz. 2012 a. Vol. 76(1). P. 37–44.
- Stepanov A.V., Bekenova G.K., Levin V.L., Hawthorne F.C., Dobrovolskaya E.A. Tarbagataite, $(\text{K})\text{Ca}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn})_7\text{Ti}_2(\text{Si}_4\text{O}_{12})_2\text{O}_2(\text{OH})_5$, a new astrophyllite group mineral species from the Verkhnee Espe deposit, Akjailyautas Mountains, Kazakhstan: description and crystal structure // Can. Min. 2012 б. V. 50. P. 159–168.