

А. Г. Баженов

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЦИРКОНИЯ В ИЛЬМЕНОГОРСКОМ МИАСКИТОВОМ МАССИВЕ И ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА МИАСКИТОВ

A. G. Bazhenov

THE PECULIARITIES OF DISTRIBUTION OF ZIRCONIUM IN ILMENOGORSK MIASKITE MASSIF AND THE PROBLEMS OF MIASKITE GENESIS

In the rocks of main facies of the massif, content of zirconium stable decreases from deep parts of the massif to apical, that is in contrast with distribution of rock-forming and rare elements. Such peculiarity is determined by zirconium concentration mainly in zircon — mineral tolerant to mechanical, thermal and chemical actions, and is justified on the basis of hypothesis on remobilizational nature of miaskites, that conform to two-episode conception of miaskite forming suggested by V. A. Kononova and U. Kramm to explain double radiogenic dates of Ilmen and Vishnyevogorsk miaskites. But as distinct from this conception, it is established that under Hercynic orogenesis initial Ordovician nepheline-syenites undergone not only dynamo-thermal metamorphism but melting as well. As result of melt and fluid pressing into apical part of the massif rest zirconium had been separated and enriched root parts of the massif.

Новый аспект в этой проблеме возник в связи с получением бинарного возраста миаскитов на основе Rb-Sr изохронного датирования: ордовикский по валовым пробам, отобранным из разных участков массива, пермский — по минералам, выделенным из одной пробы, и объяснения этих данных двухэпизодной моделью формирования. Первая дата отражает возраст интрузии и кристаллизации щелочного расплава, вторая — возраст закрытия Rb-Sr системы при охлаждении после завершения герцинской орогении. Миаскиты рассматриваются как продукты высокотемпературного метаморфизма щелочных интрузивных пород [8, 9, 24]. Затем почти идентичные даты двух этапов формирования нефелиновых сиенитов Ильмен были получены с помощью U-Pb изохронного метода по цирконам [10, 11, 21]. Эти этапы совпадают во времени с решающими событиями в истории Уральской системы. В конце ордовика завершилось развитие эпиконтинентального рифта [6, 7, 20]. К этому же времени относится внедрение и затвердевание нефелин-сиенитового расплава (первый этап по В. А. Кононовой и У. Крамму с соавторами). В конце перми, начале триаса завершилось формирование Уральского складчатого пояса в результате коллизии [6, 7, 20]. В ильменогорском комплексе оно сопровождалось интенсивными складчато-сдвиговыми дислокациями, метаморфизмом, гранитизацией. В это время произошло и образование миаскитов (второй этап). Наши данные об особенностях распределения циркония в миаскитовом массиве в предлагаемой статье рассматриваются в рамках этой гипотезы о двухэтапном процессе формирования миаскитов. Они предоставляют еще одно, независимое, подтверждение этой гипотезы и уточняют механизм образования миаскитов.

Геологическое положение

Ильменогорский миаскитовый массив располагается в южной части вытянутого вдоль структур Уральского подвижного пояса Сысертско-Ильменогорского мегаблока докембрия, сложенного кристаллосланцами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации. Он представляет собой сложную межформационную залежь (факолит), сильно сжатую вместе с вмещающей его антиформной структурой. Свод структуры погружаются на юг под углом 20—30°. Благодаря такой особенности тектоники района эрозионный срез, косой к оси структуры, обнажил ее различные уровни — более глубинные на севере (в крыльях факолита), менее глубинные — на юге (в его своде). Контуры массива почти согласно облекаются кристаллосланцами кровли. Малые структурные формы в кровле и массиве подобны, они указывают на движение вещества к своду структуры. К контакту висячего бока массива, к его своду и надинтрузивной зоне приурочено поле пегматитов щелочносиенитового и нефелин-сиенитового состава с отчетливо проявленной

зональностью, выраженной в изменении набора и состава породообразующих и аксессуарных минералов в направлении с севера на юг [1].

Все слагающие массив породы, кроме пегматитов, обладают директивными текстурами. Минеральная линейность параллельна осям складок, планпараллельные текстуры конформны контактам. В контактовом ореоле боковые породы превращены в фениты — породы состава щелочных сиенитов, во внешней кайме переходящие в кварц-полевошпатовые мигматиты. Эндоконтактовую зону массива слагают щелочные сиениты, шлейф которых особенно обширен на его северном выклинивании. Среди нефелиновых сиенитов (миаскитов) выделяются амфиболовые, биотит-амфиболовые и биотитовые разновидности, последние являются главной фацией, они занимают около половины площади массива. Состав миаскитов закономерно изменяется с севера на юг: от крыльев факолита к его своду в миаскитах растет содержание нефелина, олигоклаз-альбит сменяется альбитом, магнезиогастингсит — тарамитом, устойчиво увеличивается содержание К, Sr и Ba. Содержания Ti и Nb в биотитовых миаскитах колеблются в значительных пределах, особенно велик размах колебаний в миаскитах краевых зон, однако, в целом для этих элементов не обнаруживается устойчивой тенденции концентрироваться в какой-либо части массива. Более подробно распределение петрогенных и ряда редких элементов, в том числе титана, ниобия и циркония, рассмотрено в статье [2]. Титан, ниобий и цирконий — геохимически близкие элементы. При высоком содержании титана и при благоприятных условиях цирконий и ниобий полностью рассеиваются в породообразующих и аксессуарных минералах, содержащих титан, более распространенный их геохимический аналог, и не образуют собственных минералов.

Особенности распределения циркония

Цирконий — один из наиболее характерных элементов щелочных пород. Щелочной комплекс Ильменских гор выделяется повышенной концентрацией циркония среди окружающих толщ кристаллосланцев. Повышенное содержание циркония присуще кварц-полевошпатовым мигматитам, прилегающим к массиву на его северном выклинивании. В щелочном комплексе наиболее богаты цирконием породы экзоконтакта миаскитового массива, а в массиве обогащены цирконием породы фации эндоконтакта — биотитовые сиениты. Содержание циркония в нефелиновых сиенитах — биотитовых и амфиболсодержащих — испытывает широкие колебания, но оценки средних содержаний в них совпадают (табл. 1).

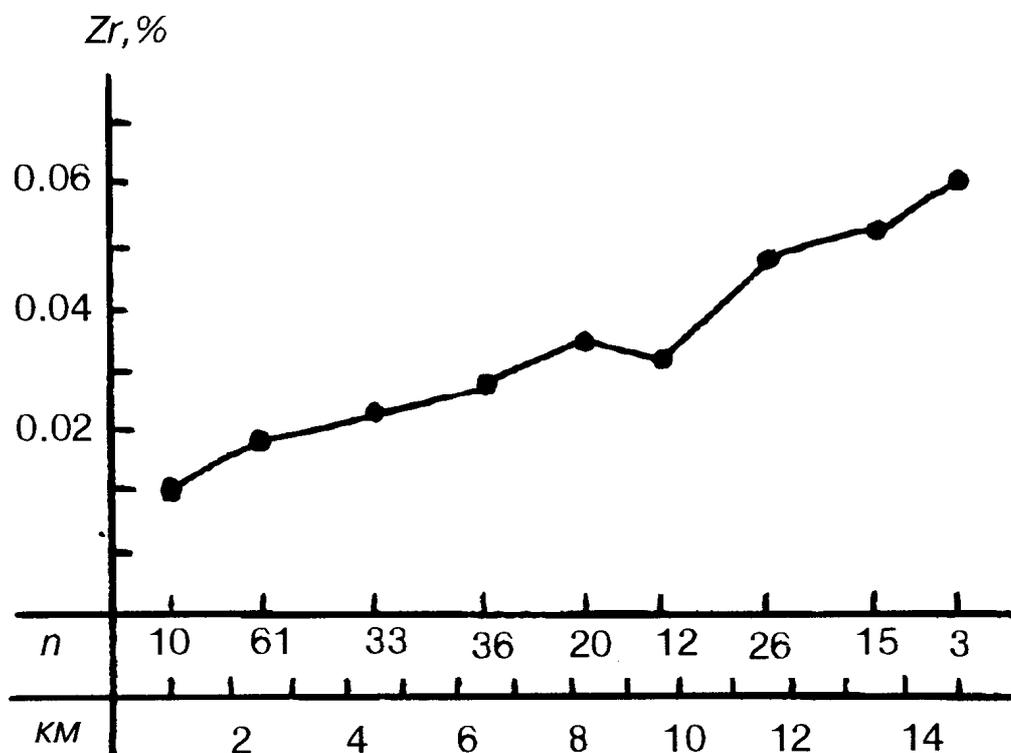
Весьма отчетливая устойчивая тенденция снижения концентраций циркония вдоль длинной оси массива от корневой части массива к его своду прослежена на примере пород главной фации, биотитовых миаскитов (рис.). Средние содержания циркония, вычисленные для 9 поперечных профилей, выделенных через равные промежутки, снижаются от 0.07 % в северной, корневой части массива до 0.02 % — в южной. Это снижение имеет постоянный устойчивый градиент, около 0.005 % на 1 км. Интересно, что среднее содержание циркония для миаскитов центральной щелочной полосы (она протягивается севернее миаскитового массива), вычисленное по 7 пробам, отобранным по профилю на широте озера Б. Ишкуль, составило 0.135 %, что точно совпадает с ве-

Таблица 1

Содержание циркония (мас. %) в щелочных породах массива и в боковых породах

Миаскиты биотитовые (498)	$\frac{0.007 - 0.21}{0.039}$
Миаскиты биотито-амфиболовые (50)	$\frac{0.008 - 0.39}{0.041}$
Миаскиты амфиболовые (75)	0.011—0.11
Сиениты биотитовые (101)	$\frac{0.008 - 0.40}{0.077}$
Фениты пироксеновые (25)	0.016—0.10
Мигматиты кварц-полевошпатовые (36)	0.013—0.12
Гнейсы гранато-биотитовые (2)	0.013—0.054
Амфиболиты (9)	0.005—0.025

Примечание: в скобках — число проб, над чертой — пределы колебаний, под чертой — среднее арифметическое.



Изменение средних содержаний циркония вдоль удлинения массива. На оси абсцисс указано расстояние в км от южного контакта массива.

n — количество проб на профиле поперек длинной оси массива, по которому вычислено среднее содержание

личинной, вычисленной по градиенту, полученному для миаскитового массива. Биотитовые, биотито-амфиболовые миаскиты, а также биотитовые сиениты краевых частей также значительно обогащены цирконием относительно пород центральных частей.

Циркон широко распространен в главных разновидностях горных пород массива и его приконтактового ореола и является главным минералом-носителем циркония, т. е. для циркония в щелочном комплексе наиболее характерна акцессорная форма нахождения. В породах главной фации, биотитовых миаскитах, а также биотитовых сиенитах, на его долю приходится более 80 % Zr, содержащегося в породе (табл. 2). Рассеивается цирконий главным образом в темноцветных породообразующих минералах, из акцессорных минералов существенным его носителем является сфен. В биотитах из щелочных пород содержание циркония колеблется от 0.006 до 0.017 %, в биотитах гранитных мигматитов — несколько ниже (0.004—0.005 %). Амфиболы по содержанию циркония можно разделить на две группы. Амфиболы первой, гастингситы и тарамиты миаскитов, богаче цирконием (0.06—0.12 %). Рихтериты и рихтерит-катафориты фенитов и щелочных сиенитов на порядок беднее (0.007—0.023 %). Сфен миаскитов обогащен цирконием (0.4—1 %) и по доле циркония, вносимой в породу, он сравним с парагенным с ним амфиболом (табл. 2). В полевых шпатах из миаскитов спектральным анализом обнаружено 0.0005—0.0017 % Zr, в нефелинах 0.0008—0.0018 % Zr. Трудно оценить, какая часть циркония может быть отнесена за счет вкрапленности мельчайших зерен циркона в этих минералах. Более высокое содержание (0.0018 % Zr) отмечено в нефелинах из амфиболовых миаскитов, в которых наблюдается мельчайшая вкрапленность амфибола и пироксена, и, по-видимому, значительная часть циркония вносится этой примесью.

Таким образом, выявляются две особенности в распределении циркония в миаскитовом массиве и породах его главной фации в сравнении с распределением других редких элементов, в том числе с распределением его геохимических аналогов — титана и ниобия. В отличие от других редких элементов концентрация циркония устойчиво снижается от корневых частей массива к его апикальной части. Цирконий в биотитовых миаскитах более, чем на 4/5 заключен в цирконе. К двум этим особенностям следует добавить еще одну: циркон, главный носитель циркония, отличается от всех других — породообразующих и акцессорных — минералов миаскитов высокой устойчивостью против любых воздействий — механических, термических, химических.

Обсуждение

Именно с тем, что в биотитовых миаскитах и сиенитах, которые в сумме составляют большую часть площади массива и, наверное, его объема, цирконий на 4/5 заключен в цирконе, несомненно связана причина такой особенности распределения циркония по площади массива, отличающейся от распределения других элементов, в том числе его геохимических аналогов.

Устойчивая тенденция снижения содержаний циркония в этих породах с севера на юг, т. е. от наиболее сжатых участков структуры к ее своду, как мне представляется, может быть объяснена тоже этим обстоятельством, именно тем, что носителем циркония в этих породах является почти исключительно циркон — минерал, устойчивый к любым воздействиям, сопровождающим процессы петрогенезиса, тогда как титан и ниобий рассеяны в темноцветных минералах, сфене, ильмените, титаномагнетите — минералах, значительно менее устойчивых к механическому дроблению, легче растворяющихся в различных газах, флюидах, рассолах и расплавах.

Таблица 2

Распределение циркония в щелочных породах по минералам

Порода № пробы	Минерал	Содержание минерала в породе. мас. %	Содержание циркония, мас. %			Доля за счет минерала, отн. %
			в породе	в мине- рале	в породе за счет минерала	
Миаскит амфиболовый 0277	—	—	0.042			100.0
	амфибол	7.8		0.17	0.0133	31.6
	биотит	0.8		0.027	0.0002	0.6
	сфен	0.8		0.72	0.0058	13.6
	Нф-Пш фракция прочие (циркон)	90.6 ед. з.		0.006	0.054	13.0 41.2
Миаскит биотит- амфиболовый 29с	амфибол	18.3	0.076	0.14	0.0256	100.0
	сфен	3.9		0.6	0.0234	33.7
	биотит	2.8		0.013	0.0004	30.8
	Нф-Пш фракция	75.0		0.005	0.0038	0.5
	прочие (циркон)	ед. з.				5.0 30.0
Миаскит биотитовый (по средним данным)	биотит	18.3	0.039	0.006	0.0004	100.0
	сфен	0.2		0.4	0.0008	1.0
	ильменит	2.8		0.09	0.00027	2.0
	Нф-Пш фракция	75.0		0.005	0.0046	0.7
	прочие (циркон)	ед. з.			0.033	1 2.0 84.3
Сиенит биотитовый. 08449в	биотит	4.8	0.08	0.013	0.0006	100.0
	полевые шпаты	95.2		0.009	0.0086	0.8
	прочие (циркон, сфен, ильменит)	ед. з.			0.071	10.7 88.5

Примачание. ед. з. — еденичные зерна.

Н. С. Сплошнова, исследовав цирконы из проб разнообразных пород, отобранных из разных участков Ильменогорского миаскитового массива, на поверхности кристаллов циркона обнаружила только скульптуры роста, но не нашла признаков растворения [19]. Тщательные исследования цирконов с применением современных методов (РЭМ) из пробы такситового биотитового миаскита, отобранной в приапикальной зоне массива, обнаружили признаки коррозии только на ксеноморфных кристаллах самой поздней низкотемпературной разновидности циркона, кристаллизацию которой связывают с пневматолитовой стадией становления пород. Для призматических кристаллов циркона, которые кристаллизовались раньше, чем породообразующие минералы, а также для бипирамидальных кристаллов, в которых обнаружены вроски нефелина, полевого шпата, сфена, апатита и торита, то есть образовавшихся позднее всех этих минералов, признаки коррозии не отмечены [10, 11, 21]. Эти наблюдения свидетельствуют о том, что

мобилизация циркония путем растворения циркона имела, по-видимому, далеко подчиненное значение. Признаки коррозии обнаружены только на индивидах самого позднего циркона, которые характеризуются дефектной структурой [10, 11]. Эксперименты показали, что в гранитном расплаве растворимость Zr находится в прямой зависимости от температуры и в обратной от перенасыщенности расплава глиноземом. При $T = 750\text{ }^{\circ}\text{C}$ насыщение расплава гранита нормальной щелочности достигается при 100 ppm [3]. Биотитовые миаскиты — породы, перенасыщенные глиноземом, содержание циркония в них (см. рис 1) на южном профиле составляет в среднем 0.02 % (200 ppm), а в направлении к северу возрастает до 0.06 %, т. о. есть основание полагать, что в расплаве, имеющем состав биотитового миаскита, при температуре плавления миаскита ($750\text{—}800\text{ }^{\circ}\text{C}$) циркон не растворялся, несмотря на повышенную щелочность среды.

Механизм, с помощью которого могло бы осуществиться отделение Zr (в форме циркона) от геохимически сходных элементов (сепарация кристалликов циркона от мобилизованных в подвижную фазу петрогенных и редких элементов) — избирательное плавление (анатексис), растворение и дифференциальный перенос флюидно-расплавных и твердых, реститовых фаз.

Метаморфизм и одно только пластическое течение нефелиновых сиенитов без плавления, аналогичное тому, какое проявлено во вмещающих массив толщах, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации, не привело бы к столь разительному различию в распределении Zr и геохимически близких ему элементов. Этот эффект (разделение) мог осуществиться только как результат плавления и растворения в расплаве и флюиде породообразующих и аксессуарных минералов, исключая циркон, растворимость которого существенно ниже, даже в расплавах, богатых щелочами и кальцием — во всяком случае, до $T < 1000\text{ }^{\circ}\text{C}$ [15], и последующего отжимания подвижной фазы в свод структуры.

Могли ли нефелиновые сиениты, кристаллизация которых произошла в позднем ордовике, испытать ремобилизацию (плавление) в позднем палеозое? Время кристаллизации миаскитов оценивается в интервале от 245—260 млн лет [21, 24] и до 239 ± 45 млн лет [11]. Примерно к этому же времени (261 ± 28 млн лет) относят и Na-K гранитизацию, интенсивно проявившуюся в породах региона [12]. В. Я. Левин [14] считает условия кристаллизации гранитов ильменогорского комплекса и миаскитов изофациальными, соответствующими амфиболитовой фации. Оценки TP условий метаморфизма боковых пород на основе твердофазной термобарометрии: $T = 610\text{—}790\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 5\text{—}7.5$ кбар [16]. Близки к ним интервалы условий Na-K гранитизации: $T = 700\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P_{\text{H}_2\text{O}} = 3\text{—}5$ кбар [13] и кристаллизации миаскитов: $700\text{—}800\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2\text{—}5$ кбар [14]. Обе оценки получены путем сравнения состава гранитоидов и миаскитов с известными в литературе составами продуктов эксперимента в заданных условиях T и $P_{\text{H}_2\text{O}}$. Идентичные TP параметры получены в результате опытов по плавлению ильменских миаскитов: $T = 700\text{—}800\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P_{\text{H}_2\text{O}} = 3\text{—}5$ кбар [22]. Хорошо согласуются с ними данные, полученные Д. С. Баркером в опытах по плавлению литчфилдитов (альбитовых нефелиновых сиенитов). Начало плавления этих пород снижалось от $810\text{ }^{\circ}\text{C}$ при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0.5$ кбар до $705\text{ }^{\circ}\text{C}$ при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$ кбар. Расплав составлял 90 % при $797\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ кбар, а также при $750\text{ }^{\circ}\text{C}$ и 2 кбар $P_{\text{H}_2\text{O}}$ [23]. Все эти сведения убеждают в том, что имеется достаточно оснований считать вполне возможным осуществление в позднем палеозое, в ходе герцинского орогенеза, ремобилизации путем плавления раннепалеозойских нефелиновых сиенитов, выплавки из которых кристаллизовались в виде миаскитов на рубеже палеозоя и мезозоя после завершения орогенических событий.

Дислокационный, термальный метаморфизм и анатексис создавали условия для дифференциальной мобилизации в расплав и флюид, а затем дифференциальной миграции различных компонентов, а также сепарации твердых фаз, в том числе циркона. Какая-то часть циркона в виде мелких и мельчайших зерен могла переноситься вместе с микроячейками расплава. Именно в виде мелких кристаллов (0.1—0.2 мм) встречается в миаскитах прозрачный призматический циркон [11, 19, 21]. Он относится к ранней генерации, обладает наиболее конкордантными, менее нарушенными характеристиками U-Pb системы и дает наиболее высокие кажущиеся значения возраста [10, 21]. Как показал Е. С. Богомолов [4], используя экспериментальные данные по параметрам диффузии Pb и U, температура закрытия U-Pb системы для высококристаллических цирконов без дефектов структуры оценивается в интервале $710\text{—}890\text{ }^{\circ}\text{C}$. Такие цирконы способны достаточно хорошо сохранять первичную возрастную информацию при воздействии интенсивных вторичных процессов, в том числе температурных. Это значит, что при температурах миаскитового расплава ($700\text{—}800\text{ }^{\circ}\text{C}$ по оценкам [14, 22], бездефектные прозрачные призматические цирконы могли сохранить информацию о времени их кристаллизации в

нефелиновом сиените — протолите миаскита. Еще более мелкие (0.00n мм) призматические кристаллики, заключенные в полево шпате по зонам роста его зерен, наблюдаются в шлифах. Такие кристаллики могли передвигаться и тонкими пленками расплава. Та же часть Zr, которая была рассеяна в сфене и породообразующих минералах, при плавлении и растворении их в расплаве приобретала большую подвижность. Она легко могла переноситься в расплаве и флюиде в апикальную часть массива, а с флюидом цирконий выносился в экзоконтакт, в боковые породы, накапливался в остаточном расплаве, формирующем пегматиты и создавал повышенные концентрации во всех этих образованиях.

При формировании Ильменогорского миаскитового массива возникающая в процессе частичного плавления нефелиновых сиенитов жидкая фаза отжималась из крыльев сжимаемой структуры к ее своду под воздействием стресса, который сопровождался сдвиговыми деформациями, создающими на фоне формируемой антиклинали микро- и макродислокации, которые служили путями миграции подвижной фазы. Аналогичный механизм был предложен А. Харкером еще в начале века (механизм винного пресса). Таким способом остаточная интерстиционная жидкость могла бы отжиматься в частично консолидированной магме под воздействием тектонического стресса [18]. Фильтрпрессинг использовал Д. С. Баркер [23] для объяснения дифференциации в щелочном массиве окрестностей Литчфилда, США. По его мнению интрузия почти полностью закристаллизованной полевошпатовой каши (mush), смазанной нефелинсиенитовым расплавом, дифференцировалась под воздействием фильтрпрессинга, оставив позади полевошпатовые лейкосиениты, вслед за ними образовались магнетит-биотитовые сиениты, из которых выделились нефелиновые сиениты с пегматоидными обособлениями в них. В нашем случае, в Ильменах, речь идет об отжимании подвижной фазы, которая возникает вновь, в результате плавления ранее существовавшего нефелинового сиенита. Именно с появлением расплава создались условия для дифференциальной подвижности различных компонентов и сепарации релитовых фаз, в числе которых находился циркон, а в результате отжимания подвижной фазы и ее миграции при воздействии стресса различие в мобилизации и подвижности компонентов реализовалось в сложной картине распределения различных петрогенных и редких элементов по площади (и объему) формировавшегося миаскитового массива.

Выводы

1. Особенности распределения Zr в биотитовых миаскитах — породах главной фации Ильменогорского массива; а) устойчивый тренд снижения концентраций Zr от крыльев факолита к его своду, резко контрастирующего с распределением других элементов, в том числе геохимически близких ему Ti и Nb, б) концентрация Zr в этих породах почти исключительно (более, чем на 80 %) в цирконе — минерале, который выделяется среди всех породообразующих и аксессуарных минералов нефелиновых сиенитов высокой устойчивостью во всем диапазоне условий становления миаскитов, взаимоувязываются в рамках 2х-эпизодной модели формирования миаскитов. По этой модели, предложенной В. А. Кононовой и У. Краммом [8, 9, 24], в ордовике в процессе рифтинга произошло внедрение нефелиновых сиенитов, в верхнем палеозое во время герцинского орогенеза они испытали метаморфизм. Однако, отделение Zr могло осуществиться только посредством плавления нефелиновых сиенитов-протолитов, при котором циркон сохранялся как релитовая фаза, и отжимании образующегося расплава и флюида из сжимающихся крыльев факолита в его свод. Реликтовые кристаллики циркона при этом двигались отставали, благодаря чему и сформировался устойчивый линейный тренд снижения концентраций циркония в направлении к апикальной части массива. О возможности выплавления миаскитового расплава свидетельствует интенсивно проявленная гранитизация во вмещающих массив толщах, изохронная и изофациальная миаскитам (260—240 млн лет, 700—800 °C при 3—5 кбар P_{H₂O}).

2. Отжимание образующегося расплава и флюида (фильтрпрессинг) под воздействием стресса в свод образующейся антиформы вызвало дифференциальный перенос различных петрогенных и редких элементов, циркон, переносимый в виде мелких кристалликов, отставал в этом движении, благодаря чему концентрации Zr в массиве снижались от корневых частей массива к его апикальной части, этим обстоятельством и объясняется особый тренд распределения Zr в массиве.

3. Таким образом, миаскиты — продукт верхнепалеозойской орогенной ремобилизации рифтогенных нефелиновых сиенитов, протолитов. При воздействии стресса сформировался миаскитовый факолит-плутон. К его апикусу, висящему боку и кровле приурочено поле миаскитовых пегматитов, образовавшихся из остаточных расплавов этого плутона. Поэтому и образование миаскитов и становление сложенного ими массива должны быть отнесены к верхнепалеозойским орогенным событиям, а не к ордовика, куда принято ныне относить миаскитовые массивы Ильменских-Вишневых гор, маркируя эти орогенные массивы радиохронологическими

датировками 1-го эпизода — интрузии рифтогенных нефелиновых сиенитов, послуживших источником выплавления миаскитов.

4. Цирконы миаскитовых пегматитов кристаллизовались вместе с образованием этих пегматитов из остаточных расплавов миаскитового массива, отжатых в апикс и кровлю, а это значит, что по цирконам таких пегматитов не могут быть получены даты, древнее пермских. Между тем, миаскитовые пегматиты служат возрастным репером — дискриминантом для расчленения гранитных пегматитов: одни из них пересекаются миаскитовыми пегматитами, другие секут их. На этой основе домиаскитовые гранитные пегматиты и граниты т. н. увильдинского комплекса, с которыми связывают эти пегматиты, относят к доверхнеордовикскому возрасту, поскольку миаскитовым пегматитам приписывают возраст 1-го этапа 2-х эпизодной модели. Но если возраст миаскитовых пегматитов не древнее пермского, значит, нижнепалеозойский возраст пересекаемых ими гранитных пегматитов не доказан.

Литература

1. *Баженов А. Г.* О признаках зональности поля щелочных пегматитов в кровле Ильменогорского миаскитового массива//Уральский минералогический сборник. №1. Екатеринбург. Наука. 1993. С. 26—36.

2. *Баженов А. Г., Баженова Л. Ф., Красина А. С.* Геолого-структурный фактор распределения петрогенных и редких элементов в Ильменогорском миаскитовом массиве//Щелочные, основные и ультраосновные комплексы Урала. Свердловск, 1976. С. 12—22.

3. *Бибикина Е. В., Шилобреева С. Н., Грачева Т. В., Макаров В. А.* Экспериментальное исследование поведения уран-свинцовой изотопной системы цирконов при воздействии на них расплава при различных физико-химических условиях//Геохимия. 1995. № 8. С. 1100—1109.

4. *Богомолов Е. С.* Сравнение диффузии свинца и урана в кристаллических цирконах//Геохимия. 1995. № 10. С. 1423—1431.

5. *Заварицкий А. Н.* Геологический и петрографический очерк Ильменского минералогического заповедника и его копей. М. 1939. 318 с.

6. *Зоненшайн Л. П.* Тектоника плит и геосинклинали//Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан—континент. Новосибирск, Наука. 1984. С. 6—14.

7. *Зоненшайн Л. П., Кориневский В. Г., Казьмин В. Г.* и др. Строение и развитие Южного Урала с точки зрения тектоники литосферных плит//История развития Уральского палеоокеана. М. 1984. С. 6—56.

8. *Кононова В. А., Яшина Р. М.* Время проявления щелочного магматизма//Магматические горные породы. Щелочные породы. М.: Наука. 1984. С. 32 — 47.

9. *Кононова В. А., Крамм У., Грауэрт Б.* Возраст и история вещества миаскитов Ильмено-Вишневогорского комплекса на Урале (данные Rb-Sr изохронного метода) //Докл. АН СССР. 1983. т. 273. № 5. С. 1226—1230.

10. *Крамм У., Чернышев И. В., Грауэрт Б., Кононова В. А., Брекер В.* Минералогические особенности и U-Pb систематика циркона в нефелиновых сиенитах Ильменских гор, Урал//Магматизм рифтов и складчатых поясов. М.: Наука. 1993. С. 126—147.

11. *Крамм У., Чернышев И. В., Грауэрт Б., Кононова В. А., Брекер В.* Типология и U-Pb систематика цирконов: изучение цирконов в нефелиновых сиенитах Ильменских гор, Урал//Петрология. 1993, т. 1. №

12. *Краснобаев А. А.* Основные итоги и проблемы геохронологического изучения Урала//Доордовикская история Урала. Т 1. Свердловск. 1980. С. 40—60.

13. *Левин В. Я.* Геологическое строение и история формирования Ильменогорского щелочного комплекса// Проблемы петрологии, геохимии, минералогии щелочных пород. Свердловск. 1974. С. 9—26.

14. *Левин В. Я.* Щелочная провинция Ильменских-Вишневых гор. М.: Наука. 1974. 223 с.

15. Минералы, т. 3, вып. 1. М.: Наука. 1972. 882 с.

16. Путеводитель геологической экскурсии по Ильменскому заповеднику. Свердловск. 1980. 20 с.

17. *Роненсон Б. М.* Происхождение миаскитов и связь с ними редкометального оруденения. М.: Недра. 1966. 173 с.

18. *Серенсен Х.* Происхождение щелочных пород// Щелочные породы. М.: Мир. 1976. С. 366—370.

19. *Сплошнова Н. С.* Акцессорный циркон метаморфических и изверженных пород Ильменских гор//Проблемы петрологии, геохимии, минералогии щелочных пород. Свердловск. 1974. С. 112—138.
20. Формирование земной коры Урала. (С. Н. Иванов, В. Н. Пучков, К. С. Иванов и др.). М.: Наука. 1986. 248 с.
21. *Чернышев И. В., Кононова В. А., Крамм У., Грауэрт Б.* Изотопная геохронология щелочных пород Урала в свете данных уран-свинцового метода по цирконам// Геохимия. 1987. № 3. С. 323—328.
22. *Щекина Т. Н., Граменицкий Е. Н., Юдинцев С. В.* Экспериментальное изучение плавления миаскитов Ильменогорского массива//Геохимия. 1984. № 10.С. 1443—1457.
23. *Barker D. S.* Alkali rocks at Litchfield, Maine. J. Petrol. 1965. V. 6. P. 1. P. 1—27.
24. *Kramm U., Blaxland A. B., Kononova V. A., Grauert B.* Origin of the Ilmenogorsk-Vishnevogorsk nepheline syenites, Urals, URRS and their time of emplacement during the history of the Ural folded system: A Rb-Sr study//J. Geol. 1983, 91, № 1.