

Геохимические характеристики и изотопное U-Pb датирование пород плагиогранитового плутонического комплекса Лок-Гарабахской зоны Малого Кавказа (Азербайджан)

Проведены петрографические, петрохимические, геохимические и изотопные исследования пород байосского плагиогранитового комплекса Лок-Гарабахской тектонической зоны, включающие исследования микроэлементного состава, редкоземельных элементов и результаты U-Pb датирования (SHRIMP II), что позволило обосновать природу формирования комплекса. Полученные данные свидетельствуют о его образовании в гипабиссальных условиях островодужной системы в две последовательные стадии внедрения (180 и 170 млн лет).

Ключевые слова: *Малый Кавказ, плагиограниты, геохимия, U-Pb датирование.*

E. A. SADIKHOV, N. V. SHATOVA (VSEGEI)

Geochemical characteristics and isotopic U-Pb dating of plagiogranite plutonic complex rocks from the Lok-Garabakh zone of the Lesser Caucasus (Azerbaijan)

Petrographic, petrochemical, geochemical, and isotopic investigations of rocks from the Bajocian plagiogranite complex of Lok-Garabakh tectonic zone were carried out, including the study of trace-element composition, rare earth elements, and U-Pb dating results (SHRIMP II), which enabled to substantiate the nature of complex formation. The findings suggest that it was formed in hypabyssal conditions of island arc system in two successive intrusion stages (180 and 170 Ma).

Keywords: *Lesser Caucasus, plagiogranites, geochemistry, U-Pb dating.*

Введение. На Малом Кавказе в пределах Азербайджанской Республики развит сложный комплекс палеозойских, мезозойских и кайнозойских вулканогенно-осадочных и осадочных отложений, которые прорваны разновозрастными интрузивами основного, среднего и кислого составов, а также сопровождаемыми их дайковыми телами. В соответствии с этим Малый Кавказ – один из крупных и перспективных регионов Кавказа на выявление коренных месторождений золота и полиметаллических руд промышленного масштаба, сопряженных с магматическими образованиями региона.

Мезозойские магматические образования Малого Кавказа являются хорошо изученными объектами и освещены в многочисленных работах А. Ш. Азизбекова, Р. Н. Абдуллаева, Г. И. Керимова, М. А. Кашкая, а также В. И. Алиева, Р. Б. Керимова, И. А. Алиева, Ф. А. Ахундова, Ф. Г. Аскерова, Ю. В. Карякина, А. Д. Керимова, М. Н. Мамедова, Р. К. Гасанова, Г. В. Мустафаева, М. А. Мустафаева, Э. Ш. Шихалибейли, А. С. Остроумовой, Е. И. Потаповой, Р. А. Самедовой, А. Д. Исмаил-Заде, С. Д. Соколовой, Х. И. Шафиева и других исследователей [1]. Однако остается ряд дискуссионных или нерешенных вопросов. Понимая значимость региона, необходимо провести дополнительные геохимические, изотопные и петрологические исследования гранитоидов с целью интерпретации его геологической эволюции. В свою очередь это позволит обосновать качественный прогноз полезных ископаемых.

Лок-Гарабахская тектоно-магматическая зона (рис. 1) является одной из основных структур

Малого Кавказа, которая представляет собой сложнопостроенное складчато-блоковое сооружение, состоящее из кулисообразно расположенных антиклинальных и синклиналильных структур [3]. В плане система образует выгнутую на север дугу протяженностью 350–400 при ширине 30–40 км. На северо-западе дуги среди вулканических пород мезозоя выступают доальпийские породы фундамента. В строении зоны участвуют главным образом разновозрастные вулканогенные и плутонические образования, объединенные в ряд вулканогенных и коагматичных им плутонических комплексов [4].

Наиболее древними мезозойскими интрузивами Лок-Гарабахской тектоно-магматической зоны являются среднеюрские плагиогранитовые (Атабекский – 80 км², Гиланбирский – 16 км²) и другие мелкие интрузивы [3], объединенные в байосскую плагиогранитную формацию, завершающую верхнебайосский магматизм; с ними связаны многочисленные рудопроявления меди, железа, никеля и золота [6]. Несмотря на петрографическую изученность пород этих интрузивов, их всесторонние геохимические и изотопные исследования отсутствуют. Остается открытым вопрос о возрасте интрузивов, так как последние датировки проводились в 60-х годах К-Аг методом [7].

Авторы исследовали собранный каменный материал:

– изучили 105 прозрачно полированных шлифов (ППШ), характеризующих основные различия пород плагиогранитового комплекса;

– для всех 105 образцов в ЦАЛ ВСЕГЕИ осуществили комплекс лабораторно-аналитических

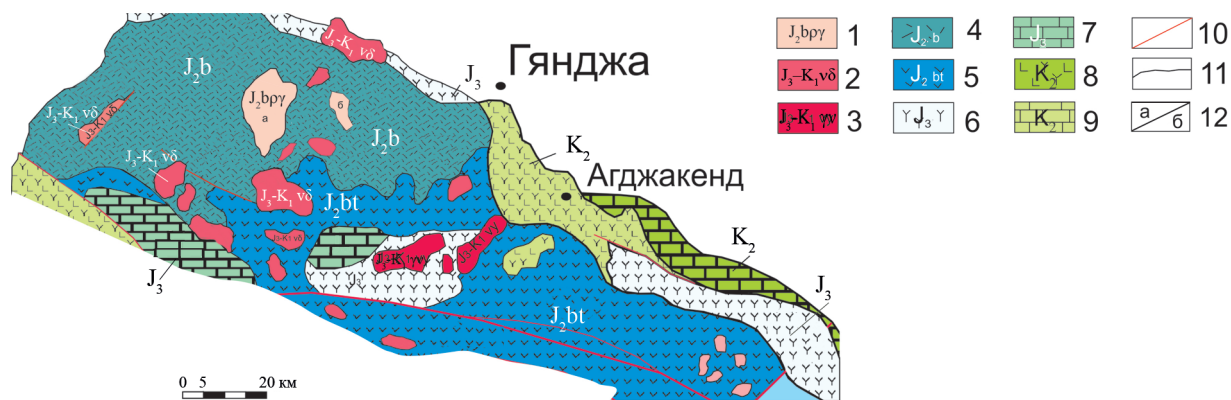


Рис. 1. Геологическая схема Лок-Гарабахской тектоно-магматической зоны

1 – плагиограниты J₂bpγ; 2 – габбро-тоналиты J₃-K₁vδ; 3 – габбро-граниты J₃-K₁γv; 4 – базальты-риолиты J₂b; 5 – базальты-риолиты J₂bt; 6 – базальты-дациты J₃; 7 – известняки J₃; 8 – базальт-дацит-риолиты K₂; 9 – известняки K₂; 10 – разрывные нарушения; 11 – геологические границы; 12 – Атабекский (а) и Гиламбирский (б) массивы

исследований: дробление и истирание проб, приближенно-количественный спектральный анализ на 30 элементов (ПКСА); определили Au методом атомной абсорбции – АА (метод вскрытия царской водкой); Hg методом холодного пара – ААА; As, Sb, U, Th, Ta, Hf, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Pb и редкие земли методом ICP MS (метод индуктивно-связанной плазмы), петрогенные компоненты SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, MnO, Fe₂O₃, CaO, MgO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, п.п.п. методом рентгеноспектрального анализа (РСА);

– в ЦИИ ВСЕГЕИ провели изотопно-геохронологические исследования двух образцов пород плагиогранитового комплекса методом локального U-Pb изотопного датирования по цирконам.

Петрографическая характеристика плагиогранитов. Интрузивы размещаются среди байосских эффузивов от андезибазальтов до комагматичных интрузивным породам плагиодацит-плагио-риолитов [6]. Формировались интрузивы в две последовательные фазы внедрения. Породы первой фазы – это порфировидные и гранофировые плагиограниты, иногда их биотитовые разновидности. Породы второй фазы – средне-мелкозернистые лейкоплагиограниты. Дайковый комплекс – диориты и аплиты [5].

Плагиограниты, широко развитые в интрузивах, – это средне-крупнозернистые, неравномерно-зернистые порфировидные породы. Состав преимущественно из крупных округлых порфировидных выделений кварца (30–40 %), меньших по размеру зерен плагиоклаза (30–60 %) и небольшого количества темноцветных минералов – темно-зеленого амфибола и бурого биотита, в сумме составляющих не более 10 %; все они погружены в мелкозернистую основную массу.

Кварц плагиогранитов, помимо порфировидных выделений (до 8,5 мм), встречается также в виде мелких зерен в основной массе и в коронообразных гранофировых срастаниях с плагиоклазом (рис. 2, А–Е). Плагиоклаз присутствует в нескольких генерациях – олигоклаз-андезина и альбит-олигоклаза. Олигоклаз-андезин – таблитчатые и призматические часто крупные (до 8 мм) порфировидные выделения и призматические зерна размером 1–2 мм с полисинтетическими и простыми двойниками, часто с узкими альбитовыми каймами (до 0,03 мм) (рис. 2, Ж, З). В таблитчатых кристаллах (1–1,5 мм) иногда наблюдается прямая зональность:

в ядре андезин, на периферии олигоклаз-андезин (рис. 2, Д–З); зерна олигоклаз-андезина подвержены серицитизации. Альбит-олигоклаз (0,5–0,7 мм) встречается в основной массе породы в виде мелких кристаллов с тонкими полисинтетическими двойниками (рис. 2, В–Е). Биотит (0,5–0,8 мм) имеет пластинчатую форму мелких пластинок, хлоритизированных, железненных с плеохроизмом от светло-зеленого до темно-бурого цвета. Амфибол (0,7–1 мм) – обыкновенная роговая обманка, иногда с двойниками по (100); плеохроизм от зеленого до травянисто-бурого; содержит многочисленные включения магнетита и апатита, часто замещается эпидотом.

Лейкоплагиограниты второй фазы состоят из кислого плагиоклаза (альбит-олигоклаз) 40 %, кварца 45 % и, в отличие от плагиогранитов первой фазы, содержат ксеноморфный калиевый полевой шпат – ортоклаз (1–2 мм) до 15 %, который изредка образует призматические кристаллы. Калиевый полевой шпат с характерной решетчатой структурой обычно сильно пелитизирован, редко в нем отмечаются мирмекитовые образования. Темноцветным минералом лейкоплагиогранитов является бурый биотит (до 5%), и в целом породы имеют лейкократовый облик.

Аксессуарные минералы плагиогранитов и лейкоплагиогранитов составляют 1–3 % (в г/т): титанит до 362, ортит до 219, ильменит до 273, циркон до 147, апатит до 77. Другие аксессуарные минералы (флюорит, гранат, шеелит, касситерит) встречаются эпизодически и в весьма небольших количествах [5].

Вторичные изменения в породах интрузива (главным образом в плагиогранитах) широко проявлены в виде пропилитизации и березитизации разной интенсивности: от слабой степени проявления до образования полнопроявленных пропилитов и березитов. При пропилитизации (альбит-серицит-эпидот-хлоритовых изменениях) эпидот и хлорит замещают биотит; по плагиоклазу развиваются серицит, альбит и хлорит. При березитизации (кварц-серицит-хлорит-карбонатных изменениях) альбит и кварц часто образуют прожилки; хлорит замещает биотит и амфибол. Карбонат развивается по амфиболу и также образует тонкие прожилки.

Петрографический состав пород в целом позволяет сделать следующие выводы о формировании пород интрузива.

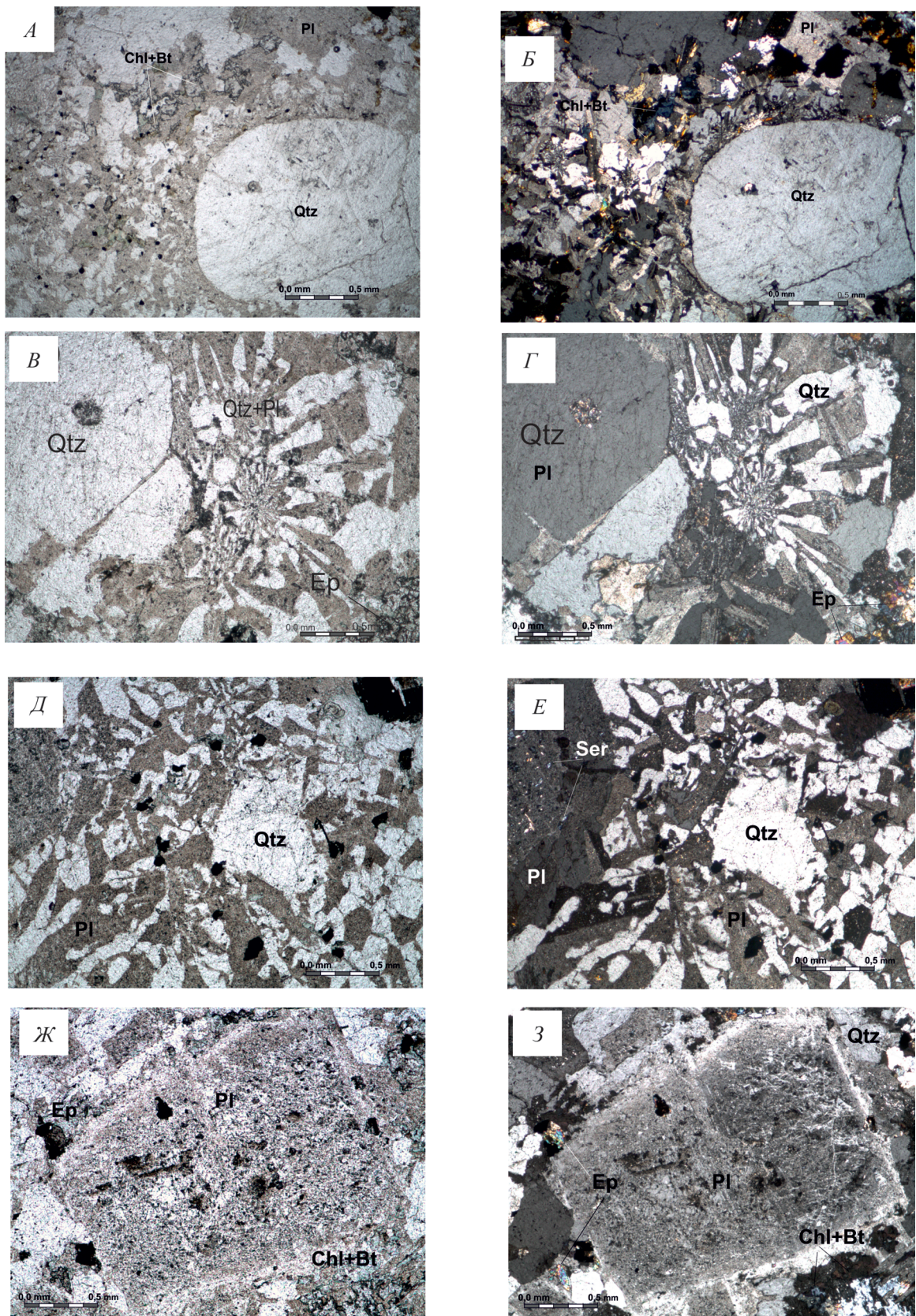


Рис. 2. Взаимоотношения породообразующих минералов в плагиогранитах, полированные шлифы

А – плагиогранит порфировидный, общий вид структуры с выделениями кварца (Qtz) и плагиоклаза (pl) с биотитом (Bt) без анализатора; *Б* – то же, с включенным анализатором; *В* – срастание кварца и полевого шпата в плагиограните без анализатора; *Г* – то же, с включенным анализатором; *Д* – графические структуры в лейкоплагиограните – микропегматоидные срастания полевого шпата и кварца в основной массе без анализатора; *Е* – то же, с включенным анализатором; *Ж* – процесс пропилитизации вокруг альбитизированного вкрапленника плагиоклаза в плагиограните без анализатора; *З* – то же, с включенным анализатором

Прямая зональность плагиоклазов с образованием на них узких кайм альбита, появление калиевого полевого шпата и уменьшение количества темноцветных минералов во второй фазе комплекса, а также гранофировые сростания кварца с плагиоклазом свидетельствуют о медленной кристаллизации пород в гипабиссальных условиях в ходе дифференциации и эвтектической кристаллизации (Qu+Pl) с последовательным раскислением состава магмы. Следует также отметить, что породы в большинстве случаев подвержены вторичным изменениям – пропититизации, березитизации и альбитизации.

Петрохимическая характеристика плагиогранитов. Петрохимические параметры пород интрузивов (таблица) свидетельствуют о насыщенности пород кремнеземом (SiO_2 от 71,5 до 76,5%), низкой их щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4,5-5,8 \%$) при значительном преобладании натрия над калием в породах первой фазы ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 11$). Однако повышение в породах второй фазы оксида калия до 2% и более приводит к уменьшению роли оксида натрия ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = \sim 2,8$). Такое резкое различие по типу щелочности в двух фазах отражено в появлении калиевого полевого шпата во вкрапленниках.

В то же время плагиограниты могут быть отнесены к низкощелочным высоконатриевым породам гранитоидного ряда [8]. Нормативные составы плагиогранитов [4] также свидетельствуют о том, что породы второй фазы, по сравнению с породами первой, несколько обогащены нормативным ортоклазом при относительно выдержанных содержаниях нормативных кварца и альбита. Это, очевидно, обусловлено относительным накоплением в составе поздней порции расплава модалового ортоклаза. Интересно, что породы высокоглиноземистые – $\text{Al} = 2,5$. Этот параметр указывает на значимость полевошпатовых минералов в породах плагиогранитового комплекса. В то же время основным темноцветным минералом является биотит, в меньшей степени амфибол (роговая обманка). Плагиогранитовый комплекс соответствует тренду дифференциации известково-щелочной серии с ростом кремнекислотности, увеличением щелочности и быстрым падением содержания железа. На TAS-диаграмме (рис. 3) фигуративные точки этих пород образуют поле в области низкощелочных гранитов (плагиогранитов) и низкощелочных лейкогранитов (лейкоплагиогранитов) [11].

Петрогеохимические анализы магматических пород байосского плагиогранитового комплекса

Окончание табл.

Элемент	Плагиогранит	Лейкоплагиогранит
<i>Химический состав горных пород¹, мас. %</i>		
$\text{SiO}_2, \%$	71,76	74,05
Al_2O_3	14,18	12,77
TiO_2	0,39	0,36
$\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$	4,50	3,33
MnO	0,08	0,07
MgO	2,41	1,37
CaO	1,81	1,76
Na_2O	4,20	4,26
K_2O	0,38	1,50
P_2O_5	0,07	0,05
п.п.п.	1,74	1,32
Сумма	99,80	99,72
<i>Петрологические параметры горных пород²</i>		
$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	4,58	5,76
$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	11,00	2,80
Al	2,05	2,72
<i>Микроэлементы, ppm</i>		
Sc	8,4	8,1
V	16,6	18,3
Cr	11,8	25,0
Co	11,2	8,3
Ni	1,2	1,3
Ba	150,0	78,1
Sr	163,0	142,9
Rb	6,2	6,8
Li	12,0	10,7
U	0,7	0,8
Th	2,1	2,3
Zr	97,9	115,8
Hf	3,0	3,7
Ta	0,3	0,2
Nb	4,1	3,7
Be	0,5	0,5
W	0,5	0,5
Mo	2,0	2,1
Sn	1,9	1,5

Элемент	Плагиогранит	Лейкоплагиогранит
B	13,2	14,1
Au	0,0012	0,0010
Ag	0,014	0,015
Cu	16,0	16,3
Pb	2,7	4,1
Zn	21,0	79,3
Cd	1,5	1,9
Bi	0,5	0,5
Ge	0,6	0,8
Ga	16,2	19,7
Y	37,9	31,59
<i>Редкоземельные элементы, ppm</i>		
La	10,43	14,14
Ce	22,66	28,72
Pr	3,17	3,54
Nd	14,38	15,09
Sm	4,03	3,78
Eu	1,02	0,81
Gd	4,20	3,91
Tb	0,83	0,75
Dy	5,67	4,90
Ho	1,37	1,15
Er	4,02	3,51
Tm	0,61	0,51
Yb	4,03	3,46
Lu	0,65	0,57
LREE	50,64	61,49
HREE	9,31	8,05
La(Yb)n	1,74	2,75
Eu/Eu*	0,75	0,64

Примечания. 1. Анализы выполнены во ВСЕГЕИ гравиметрическим, титриметрическим, спектрофотометрическим, пламенно-фотометрическим методами; тип приборов – фотометры фотоэлектрический пламенный ПФМ и фотоэлектрический КФК-3, весы лабораторные ВЛР-200, шкаф сушильный типа «Снол», электропечь камерная типа «Снол»; пробоподготовка по ОСТ 41-08-249-85г. 2. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – щелочность общая, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ – тип щелочности, $\text{Al} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$ – коэффициент глиноземистости.

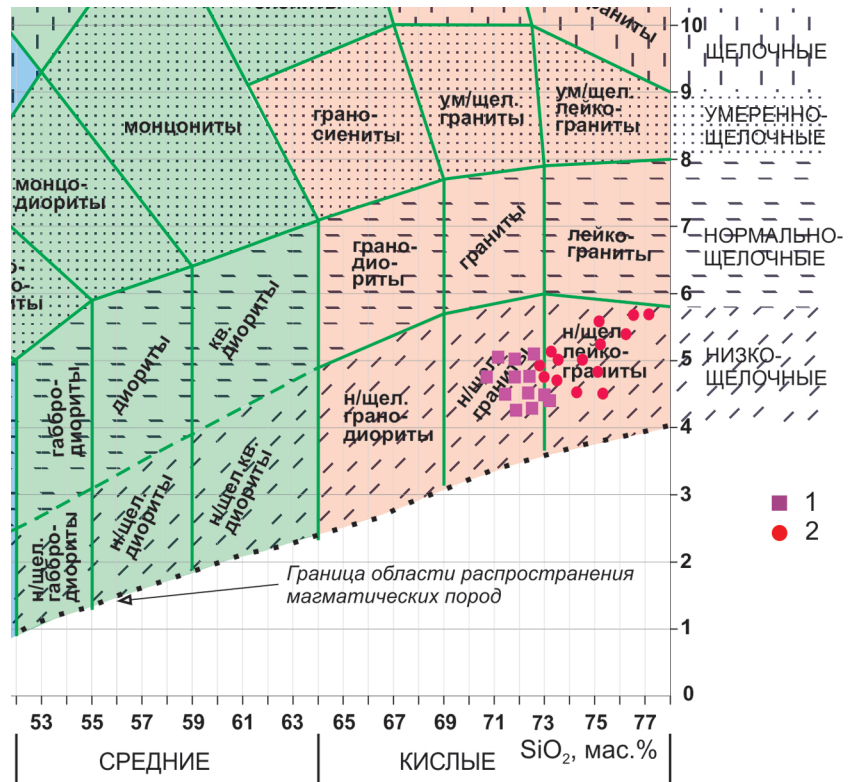


Рис. 3. Фрагмент TAS-диаграммы для плутонических пород
1 – плагиограниты; 2 – лейкоплагиограниты

Геохимическая характеристика плагиогранитов.

Породы плагиогранитового комплекса характеризуются повышенными значениями содержаний Cu, Mo относительно кларков, в то время как содержания Pb, Zn, Cr, V значительно ниже кларка, а Ni и Co близкларковые. Однако следует отметить, что в измененных плагиогранитах содержание некоторых элементов составляет (в г/т): для Zn 800–3000, Cu 2000–10000, Au 0,2–0,8 [9]. Во всех типах пород этого комплекса распределение РЗЭ носит в основном нисходящий характер (рис. 4) с отрицательной европиевой аномалией и относительно низкими содержаниями Eu, Tb и Nb по сравнению с легкими и тяжелыми лантаноидами. В распределении отдельных элементов отчетливо устанавливаются тенденции небольшого увеличения содержания легких редкоземельных элементов в лейкоплагиогранитах. Однако по средним содержаниям суммы

РЗЭ пород обеих фаз существенно не отличаются, свидетельствуя об их генетическом родстве в рассматриваемых массивах. Возрастает также степень обогащенности легкими РЗЭ элементами по сравнению с тяжелыми. Увеличение концентрации легких редких земель с ростом кремнекислотности указывает на процессы кристаллизационной дифференциации. Европиевая аномалия связывается с поведением полевых шпатов в процессе кристаллизационной дифференциации, поскольку европий в двухвалентном состоянии является совместимым элементом в плагиоклазе и калиевом полевом шпате, в то время как остальные РЗЭ, для которых валентность равна трём, несовместимы. Если при образовании пород в результате процессов фракционной кристаллизации плагиоклаз остаётся в источнике, то наблюдается отрицательная европиевая аномалия в расплаве [10].

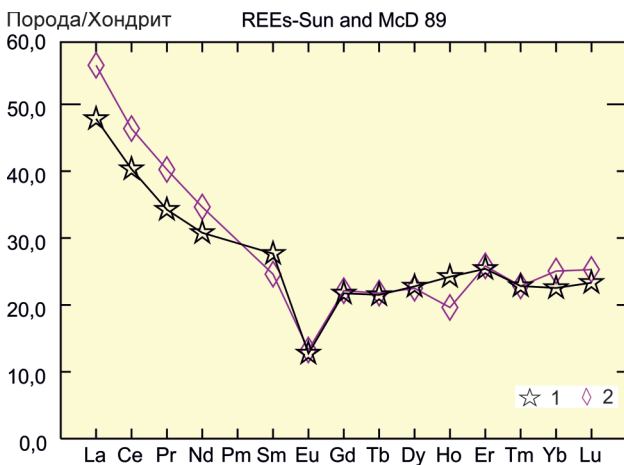


Рис. 4. Распределение редкоземельных элементов в плагиогранитах комплекса, нормированных на хондрит [13]
1 – плагиограниты; 2 – лейкоплагиограниты

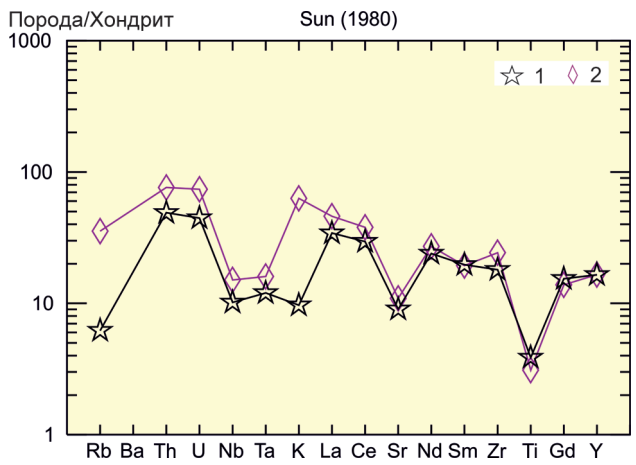


Рис. 5. Распределение мультиэлементных спектров в породах плагиогранитового комплекса, нормированных на хондрит [14]. Усл. обозн. см. на рис. 4

На спайдер-диаграмме (рис. 5) породы комплекса характеризуются резко извилистым трендом, отражающим накопление микроэлементов, РЗЭ и присутствием отрицательной Ta-Nb аномалии. Тренды обеих фаз имеют схожий облик, однако следует обратить внимание на повышенное содержание Rb и K в породах второй фазы – лейкоплагиогранитах. Этот факт отражен в появлении калиевого полевого шпата в составе породы. О происхождении Ta-Nb аномалии существует несколько гипотез, согласно которым тантал и ниобий концентрируются из-за устойчивости минералов концентраторов (циркона, титанита и др.) в водных условиях либо благодаря их высоким коэффициентам распределения между мантийными минералами и расплавом по сравнению с крупноионными элементами. И в том, и в другом случае происходит уменьшение концентрации тантала и ниобия в генерируемых расплавах, а аномалия может указывать и на низкотемпературные условия их формирования [2]. В целом характер распределения РЗЭ и их мультиэлементные спектры в исследуемых интрузивах характерны для островодужных обстановок [9].

С целью определения геодинамической позиции комплекса применен ряд дискриминационных диаграмм, которые основаны на содержаниях в породах как главных элементов, так и элементов-примесей. Наиболее широко известными и используемыми для геодинамической классификации гранитоидов являются диаграммы Дж. Пирса [12], использующие соотношения Rb-Y-Nb и Rb-Ta-Nb. Из всего набора элементов в гранитоидах эти элементы наилучшие дискриминанты. На диаграмме выделены

поля гранитов океанических хребтов (ORG), внутриплитных гранитов (WPG), гранитов вулканических дуг (VAG) и коллизионных гранитов (COLG). В результате построения этих дискриминационных диаграмм установлено, что точки составов интрузивных пород плагиогранитового комплекса попадают в поле гранитов вулканических дуг (рис. 6). Таким образом, геодинамическую позицию рассматриваемого комплекса можно обозначить как островную дугу.

Изотопные исследования плагиогранитов. Для пород плагиогранитового комплекса впервые произведена новейшая датировка массивов по U-Pb изотопной системе (SHRIMP II).

По результатам датирования циркона для пробы 44 (лейкоплагиогранит) получены две возрастные группы – протерозойская и мезозойская (рис. 7, а). Наиболее древний округлый циркон 44.6.1, для него построена конкордия с возрастом $886 \pm 8,1$. Это зерно (6.1) (рис. 7, а) в катодоллюминесцентном (КЛ) изображении имеет светлую каемку и черный центр с включениями, овальное, хорошоокатанное, с ярким свечением краев. По геохимическим характеристикам зерно соответствует цирконам из кислых пород, округлая форма данного древнего циркона указывает на его ксеногенную природу.

Вторая возрастная группа получена по псевдопризматическим и неоднородным цирконам с отдельными следами магматической зональности 2.1, 3.1, 7.1, 5.1, 9.1, 10.1 и 11.1, которые составляют большинство проанализированных зерен в пробе. Зерна представлены слабоокатанными обломками длиннопризматических кристаллов, для которых

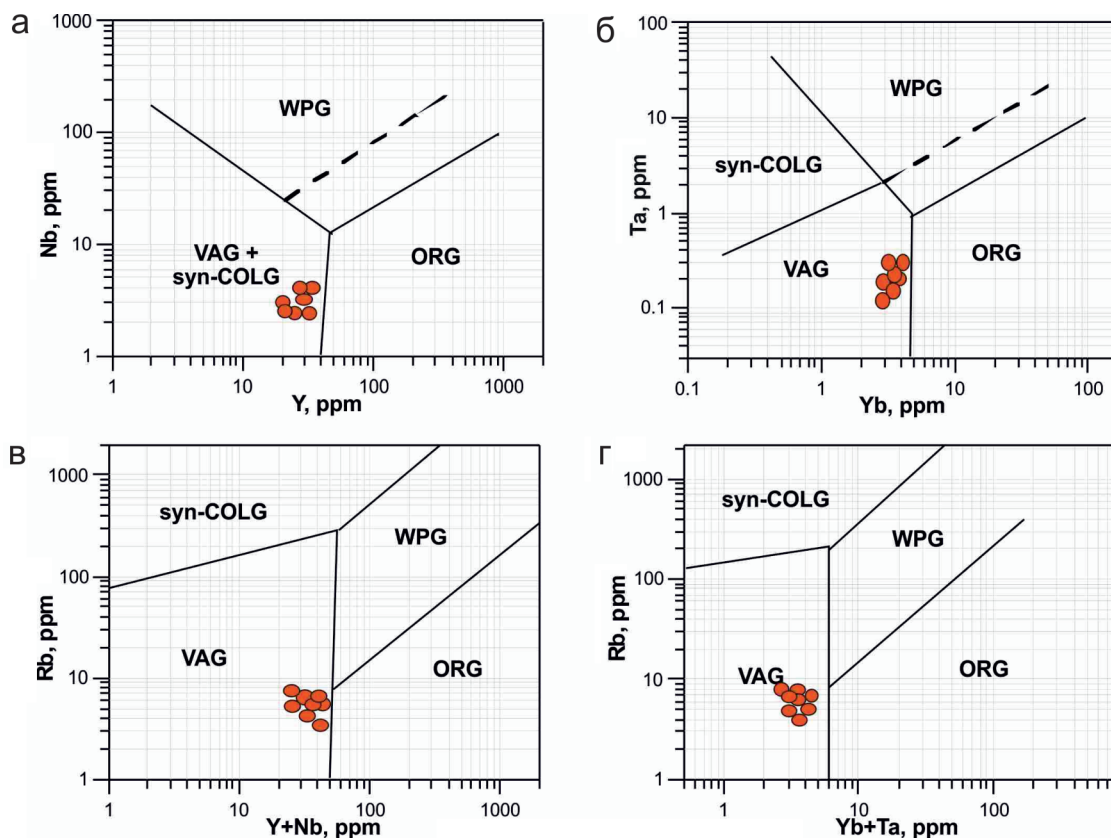
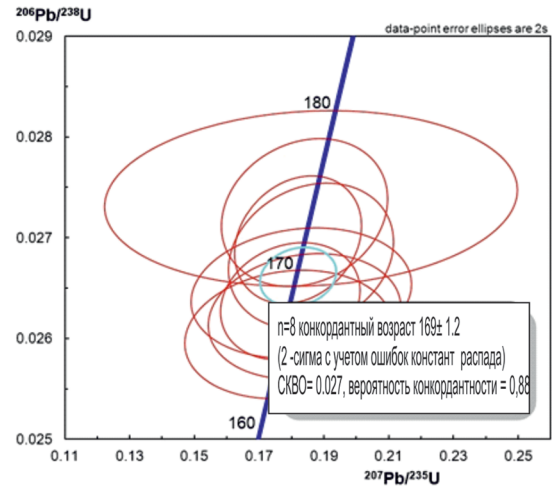
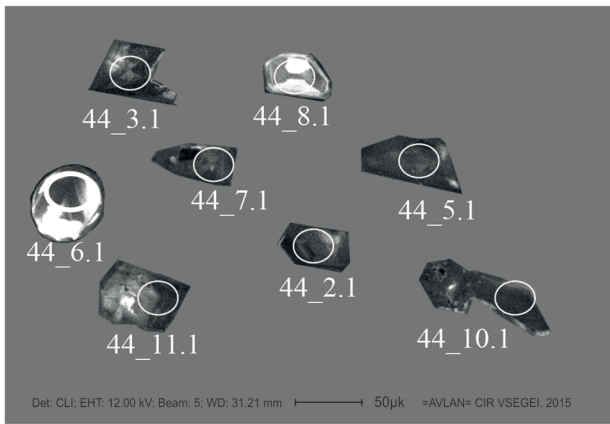


Рис. 6. Дискриминационные диаграммы Дж. Пирса

а – Nb-Y, б – Ta-Yb, в – Rb-Y+Nb, г – Rb-Yb+Ta. ORG – граниты океанических хребтов; WPG – внутриплитные граниты; VAG – граниты вулканических дуг; COLG – коллизионные граниты. Цветом показаны плагиограниты

а



б

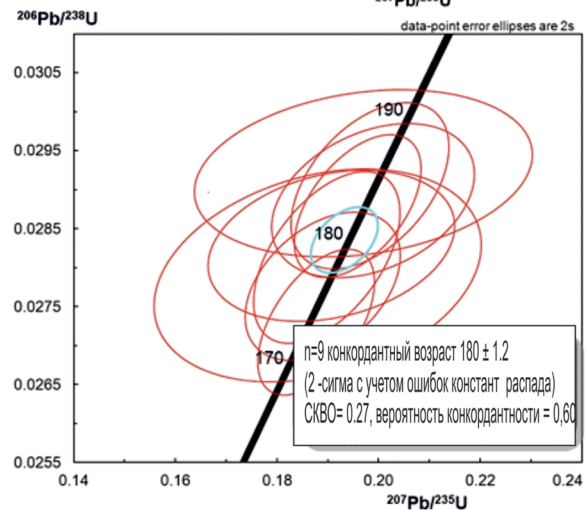
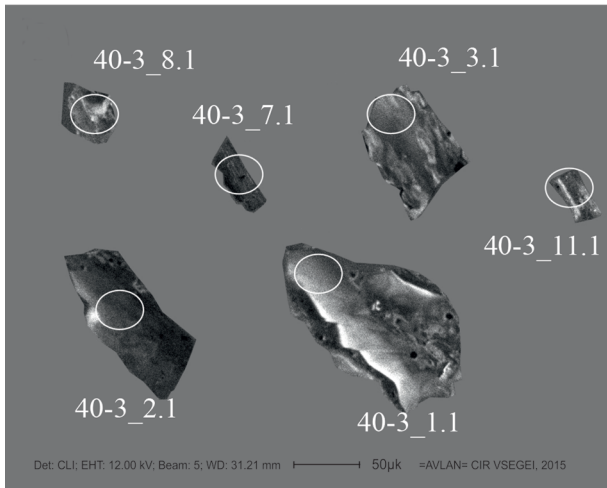


Рис. 7. Катодолюминесцентные изображения цирконов из плагิโอгранитового комплекса и построенные по ним конкордии

а – лейкоплагิโอгранит; *б* – плагิโอгранит

получен конкордантный возраст в 168–176 млн лет. Зерно 8.1 имеет сходство в КЛ изображении с захваченным зерном 6.1: яркие светящиеся области в центре и с краев. Однако от 6.1 отличается призматической формой и отсутствием включений.

Возраст зерен в третьей пробе 40.3 – 182 млн лет. Цирконы (рис. 7, б) изначально имели длинно-призматическую форму, но подверглись сильному химическому воздействию.

В соответствии с полученными результатами предлагается выделить два возрастных уровня кристаллизации пород массивов. Первая фаза представлена пробой 40.3 (плагิโอгранитом) с возрастом $180,2 \pm 1,8$ млн лет. Точки выстрелов выбраны таким образом, чтобы попадать в наименее измененные, однородные части со следами магматической зональности. При смещении на измененную область в цирконе возраст омолаживается: например, в зернах 3.1, 1.1 и 8.1. При попадании в зону выстрела однородных областей возраст около 180 млн лет, например точка 2.1. Соответственно точки разбиваются на две группы: одна с центром в 180 млн лет, другая – 170. Наиболее высокое содержание урана обнаружено в двух точках, отвечающих за более молодой возраст: 11.1 и 7.1, в связи с этим они тяготеют к дискордантности.

Итак, первая фаза характеризуется возрастом кристаллизации пород в 180 млн лет, уран-ториевым соотношением около единицы, сильно измененными химической коррозией цирконами. Вторая фаза имеет возраст 170 млн лет и характеризуется присутствием частично измененных цирконов, захваченных зерен из первой фазы в пробе, уран-ториевым отношением около 1,5–2,5. Можно сделать вывод, что вторую фазу слабо затронул автометасоматический процесс, и значит, время кристаллизации не сильно отличалось.

Проба с номером 44 второй фазы с возрастом $169,3 \pm 1,2$ млн лет по 8 точкам: цирконы не однородны по краям и имеют лучшую огранку, чем цирконы первой фазы. Уран-ториевое соотношение завышено, в основном около двух, что более характерно для основных пород. Предположительно, что циркон с точкой 8.1 был захвачен из первой фазы.

Совокупность данных позволяет относить породы рассматриваемого комплекса к низкощелочным натриевым породам плагิโอгранитового и лейкоплагิโอгранитового составов. Кристаллизация пород происходила в гипабиссальных условиях островодужных обстановок в среднеюрское время. Петрографические, петрогеохимические, геохимические и изотопные данные позволяют сделать вывод о формировании интрузивов в две фазы. Первая, или ранняя фаза внедрения, представленная

средне-крупнозернистыми биотитовыми порфири-видными плагиогранитами, характеризуется возрастом кристаллизации пород 180 млн лет. Вторая, или поздняя фаза внедрения — лейкократовыми лейкоплагиогранитами и имеет возраст 170 млн лет, что в свою очередь не расходится с возрастом, определенным К-Аг методом в 70-х годах, и со стратиграфическими представлениями о регионе, основанными на определениях фауны из вулканогенно-осадочных пород.

1. Геология Азербайджана. Т. VI: Полезные ископаемые / В.Е. Хаин, Ак.А. Ализаде; Институт геологии НАНА. — Баку: Nafta-Press, 2005. — 515 с.

2. Демина Л.И., Короновский Н.В. Магматизм как индикатор геодинамических обстановок. — М.: Кн. дом «Университет», 2011. — 234 с.

3. Исмаил-Заде А.Д., Мустафаев Г.В., Рустамов М.И. и др. Геология Азербайджана. Т. III: Магматизм. — Баку, 2001. — 78 с.

4. Мезозойские магматические формации Малого Кавказа и связанное с ними эндогенное оруденение / Р.Н. Абдуллаев, Г.В. Мустафаев, М.А. Мустафаев и др.; ред. Э.Ш. Шихалибейли. — Баку: Элм, 1988. — С. 36–38.

5. Мустафаев Г.В. Мезозойские гранитоиды Азербайджана и особенности их металлогении. — Баку: Элм, 1977. — 234 с.

6. Мустафаев М.А. Мезозойский вулканизм Азербайджана и палеогеодинамические обстановки его формирования // Известия АН Азербайджана. Науки о Земле. 2000. № 1. — С. 27–33.

7. Мустафаев М.А., Багирбекова О.Д., Алиев И.А. Новые данные о возрасте кислых вулканитов Малого Кавказа // Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования: Тезисы докл. Всесоюз. совещ. — Киев: Наукова думка, 1982. — С. 67–68.

8. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. — 200 с.

9. Садыхов Э.А. Геодинамические обстановки формирования и перспективы платиноносности интрузива Гиламбир Шамкирского антиклинория (Малый Кавказ) // Материалы IV Междунар. конф. молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского (Санкт-Петербург, 16–20 февраля 2015 г.). — СПб., 2015. — С. 223–226.

10. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. — М.: Научный мир, 2001. — 606 с.

11. Шарпенко Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. TAS-диаграмма сумма щелочей — кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // Регион. геология и металлогения. 2013. № 56. — С. 40–50.

12. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. Vol. 25. — P. 956–983.

13. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. No 42. — P. 313–345.

14. Sun S.S. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs // Philosophic Transactions of the Royal Society. 1980. A297. — P. 409–425.

1. Geologiya Azerbaydzhana. T. VI: Poleznye iskopaemye [Geology of Azerbaijan. Vol. VI: Mineral resources]. Ed. by V.E. Khain, Ak.A. Alizadeh. ANAS Institute of Geology. Baku: Nafta-Press. 2005. 515 p.

2. Demina L.I., Koronovskiy N.V. Magmatizm kak indikator geodinamicheskikh obstanovok [Magmatism as an indicator of geodynamic settings]. Moscow: «University» Books. 2011. 234 p.

3. Ismail-Zade A.D., Mustafayev G.V., Rustamov M.I. et al. Geologiya Azerbaydzhana. T. III: Magmatizm [Geology of Azerbaijan. Vol. III: Magmatism]. Baku. 2001. 78 p.

4. Abdullaev R.N., Mustafayev G.V., Mustafayev M.A. et al. Mezozoyskie magmaticheskie formatsii Malogo Kavkaza i svyazannoe s nimi endogennoe orudnenie [Mesozoic magmatic formations of the Lesser Caucasus and related endogenous mineralization]. Ed. by E.Sh. Shikhalibeyli. Baku: Elm. 1988. Pp. 36–38.

5. Mustafayev G.V. Mezozoyskie granitoidy Azerbaydzhana i osobennosti ikh metallogenii [Mesozoic granitoids of Azerbaijan and their metallogeny features]. Baku: Elm. 1977. 234 p.

6. Mustafayev M.A. Mezozoyskiy vulkanizm Azerbaydzhana i paleogeodinamicheskie obstanovki ego formirovaniya. Izvestiya AN Azerbaydzhana. Nauki o Zemle. 2000. No 1. Pp. 27–33. (In Russian).

7. Mustafayev M.A., Bagirbekova O.D., Aliyev I.A. New data on the age of felsic volcanic rocks from the Lesser Caucasus. Issues of isotopic dating of volcanism and sedimentation: Abstr. All-Union Conf. Kiev: Naukova Dumka. 1982. Pp. 67–68. (In Russian).

8. Petrograficheskiy kodeks Rossii. Magmaticheskie, metamorficheskie, metasomaticheskie, impaktnye obrazovaniya [Petrographic Code of Russia. Igneous, metamorphic, metasomatic, impact formations]. St. Petersburg: VSEGEI Press. 2009. 200 p.

9. Sadykhov E.A. Geodynamic formation conditions and platinum prospects of Gilambir intrusion, Shamkir anticlinorium (Lesser Caucasus). Proceedings of the IV Intern. Conf. of Young Scientists and Experts dedicated to the memory of Academician A.P. Karpinsky (St. Petersburg, 16–20 February 2015). St. Petersburg. 2015. Pp. 223–226. (In Russian).

10. Khain V.E. Tektonika kontinentov i okeanov [Tectonics of continents and oceans]. Moscow: Nauchny Mir. 2001. 606 p.

11. Sharpenok L.N., Kostin A.E., Kukhareno E.A. TAS-diagram alkali amount — silica for chemical classification and diagnosis of plutonic rocks. Region. geologiya i metallogeniya. 2013. No 56. Pp. 40–50. (In Russian).

12. Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G. 1984: Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, vol. 25. 956–983.

13. Sun, S.S., McDonough, W.F. 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society Special Publication, 42. 313–345.

14. Sun, S.S. 1980: Lead isotopic study of young volcanic rocks from midocean ridges, ocean islands and island arcs. Philosophic Transactions of the Royal Society. A297. 409–425.

Садыхов Эмин Али оглы — аспирант, ВСЕГЕИ ¹. <sadikov.emin@gmail.ru>

Шатова Надежда Витальевна — вед. инженер, ВСЕГЕИ ¹. <Nadezhda_Shatova@vsegei.ru>

Sadikhov Ehmin Ali ogly — Ph.D. Student, VSEGEI ¹. <sadikov.emin@gmail.ru>

Shatova Nadezhda Vital'evna — Leading Engineer, VSEGEI ¹. <Nadezhda_Shatova@vsegei.ru>

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия.

A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74, Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia