

Э. А. САДЫХОВ (ВСЕГЕИ), А. А. ВЕЛИЕВ,
А. А. БАЙРАМОВ, С. М. МАМЕДОВ,
Д. Р. ИБРАГИМОВ (Азербайджанская международная горная компания)

Изотопно-геохимические характеристики (Sm-Nd, Rb-Sr, S) и U-Pb SHRIMP II возраст Гедабекского интрузива (Азербайджан)

Гедабекский интрузив является одним из крупнейших в Азербайджане медно-порфировых и Au-Ag эпitherмальных месторождений, для которого представлены результаты новейших изотопно-геохимических исследований, включающие датировки абсолютного возраста по циркону (U-Pb SHRIMP II), определение $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ отношений, а также стабильных изотопов S. Приведена интерпретация формирования сульфидных минералов на основе изотопов серы, указавшая на восстановительные условия и доминантную гидросульфидную форму нахождения серы в флюиде. В породах наблюдаются характерные островодужные геохимические черты – обогащение крупноионными литофильными элементами: K, Rb, Ba и U, Th. Характерно преобладание ЛРЗЭ над ТРЗЭ, отрицательная Ta-Nb аномалия и положительная Pb. Для всех образцов характерны малые $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и повышенные $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ отношения и положительные значения $\varepsilon_{\text{Nd}} = +5...+6$. На основе геохимических и изотопно-геохимических данных был сделан вывод о первоначальном магматическом источнике в надсубдукционной зоне магнообразования с возрастом формирования 144 млн лет (нижней мел, берриасский ярус).

Ключевые слова: U-Pb возраст, Малый Кавказ, изотопная геохимия.

E. A. SADIKHOV (VSEGEI), A. A. VELIEV,
A. A. BAIRAMOV, S. M. MAMEDOV,
D. R. IBRAGIMOV (Azerbaijan International Mining Company Limited)

Isotope geochemical characteristics (Sm-Nd, Rb-Sr, S) and U-Pb SHRIMP II the age of the Gedabek intrusive (Azerbaijan)

The Gadabek intrusion is one of the largest porphyry copper and Au-Ag epithermal deposits in Azerbaijan, for which are presented the latest isotope-geochemical studies, including zircon dating (U-Pb SHRIMP II), the definition of $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ratios, as well as stable isotopes of S. Interpretation of the formation of sulfide minerals based on sulfur isotopes, which showed that the sulfur in the fluid had reduction condition and a dominant hydrosulfide form. The rocks show typical subduction-related magmatism. They are enriched in large-ion lithophilic elements: K, Rb, Ba and U, Th. The prevalence of LREE over HREE, negative Ta-Nb anomaly and positive Pb. All samples are characterized by low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, relatively high $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ ratios and positive values of $\varepsilon_{\text{Nd}} = +5...+6$. On the basis of geochemical and isotope-geochemical data, argues that the possible mantle source occurred from mantle edge with an age of crystallization of 144 Ma (Early Cretaceous, Berriasian stage).

Keywords: U-Pb age, Lesser Caucasus, isotope geochemistry.

Введение. Гедабекский (Кедабекский) интрузив является крупным медно-порфировым и Au-Ag эпitherмальным месторождением в Азербайджанской республике и на данный момент считается одним из главных разрабатываемых месторождений на золото и медь в стране. Несмотря на важность данного геологического объекта, основные геохимические исследования были проведены еще в советский период, а датировки относятся к 70–80 годам К-Аг методом [1, 8]. Гедабекский интрузив с одноименным месторождением относится к габбро-тоналитовому мезозойскому комплексу, включающему несколько небольших моно- и двуфазных интрузивов, самый крупный из которых – Гедабек [3]. Интрузив находится на границе Азербайджана и Армении в Лок-Гарабагской тектоно-магматической зоне (Артвин-Карабахской) в составе горно-складчатого сооружения Малого Кавказа (рис. 1).

Геологическое строение. Горно-складчатое сооружение Кавказа составляет центральную часть Альпийско-Гималайского (Средиземноморского) пояса, сформированную, согласно современным тектоническим представлениям [11, 13, 15, 27], в результате мезозойско-кайнозойской конвергенции Лавразии и Гондваны. Однако во многих случаях этот достаточно простой сценарий существенно осложняется вовлечением в субдукционно-коллизийные процессы фрагментов Гондваны, игравших роль самостоятельных микроплит, а также развитием локальных зон растяжения, приводивших к формированию задуговых бассейнов. Поэтому Кавказ, как и весь Альпийско-Гималайский пояс, представляет сложнопостроенный коллаж разновозрастных аккрецированных террейнов, формировавшихся как в различных геодинамических обстановках (островные дуги, задуговые бассейны), так и на разных

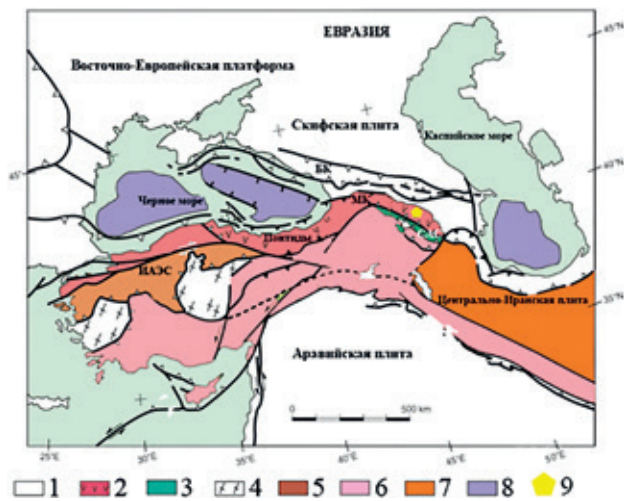


Рис. 1. Тектоническая схема Черноморско-Каспийского региона с небольшими изменениями [29]

1 – платформы; 2 – активная окраина (Лок-Гарабагская вулканическая дуга); 3 – Гейча (Севан)-Акеринская офиолитовая зона; 4 – выходы кристаллического фундамента докембрия – кембрия; 5 – террейн Саккария; 6 – Анатолид-Тавридский блок; 7 – Иранская плита; 8 – предположительно океаническая кора; 9 – район работ

стадиях субдукционно-аккреционно-коллизионных процессов, а также более древних (протерозойских и палеозойских) сохранившихся фрагментов Гондваны [11, 12, 27].

Современная структура Малого Кавказа образовалась на альпийском этапе тектогенеза, обусловлена закрытием Неотетиса [24], разделявшего Гондвану и Лавразию, и охватывает территорию от южного края современного Евразийского континента до северного края современной Аравийской плиты [22, 25]. Район исследований, рассматриваемых в настоящей работе, расположен в пределах Лок-Гарабагской (Сомхето-Карабахской) островодужной системы, локализованной вдоль южного края Евразии [4]. Субдукция океанической коры Неотетиса началась в ранней юре и полностью завершилась коллизией Таврид-Анатолидского блока – фрагмента Гондваны [17] и Евразийской плиты в интервалах поздний мел – ранний палеоцен на востоке [26, 27, 30] и палеоцен – эоцен на западе [22, 24]. Таким образом, длительность субдукции составила 100–120 млн лет, что согласуется с палеомагнитными и палеогеографическими реконструкциями [12].

Гедабекский интрузив (рис. 2) имеет удлиненную штокообразную форму и вытянут в субширотном направлении согласно осям складок вмещающих пород. Вмещающими породами являются среднеюрские эффузивно-пирокластические образования, а также верхнеюрские терригенно-осадочные породы, которые на контактах часто скарнированы или ороговикованы [5]. По геологическим данным и результатам К-Аг датирования, возраст массивов определяется интервалом верхняя юра – нижний мел [2]. Породы ранних фаз Гедабека представлены габбро и габбродиоритами, а поздних – диоритами – кварцевыми диоритами, редко гранодиоритами. Породы первой фазы образуют тело в центральной части массива до 10 км², а диориты второй фазы локализованы по периферии массива (рис. 3, а). На контактах фаз отмечаются зоны ороговикования и скарнообразования. Породы второй фазы врут

породы первой, имея активные контакты, содержат многочисленные ксенолиты габброидов (рис. 3, б), особенно в контактовой полосе. Так, довольно часто вблизи от контакта габброидов с гранитоидами внутри последних встречаются различной формы большие глыбы незамещенных габброидов (ксенолиты), объем которых нередко достигает нескольких кубических метров. Оруденение приурочено к контакту байосских – батских андезитовых туфов и кварцевых диоритов и представлено пиритом, халькопиритом, борнитом, баритом, сфалеритом, пирротинном, серебром и золотом. Также широко наблюдаются адуляр-серецитовые гидротермальные изменения, пропилитизация и березитизация. При пропилитизации (альбит-серицит-эпидот-хлоритовых изменениях) эпидот и хлорит замещают биотит; по плагиоклазу развивается 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.

Северные, западные и юго-западные контакты Гедабекского интрузива близки к вертикали, нередко почти вертикальные, тогда как северо-западные и юго-восточные контакты преимущественно сравнительно более наклонные. Такой изменчивый характер контактов интрузива обусловлен тектоническими особенностями данного участка. Как правило, контакты, совпадающие с простиранием складчатости, являются более пологими, тогда как контакты, секущие складчатость, характеризуются крутым, почти вертикальным падением. Массив секут два крупных перпендикулярно тектонических разлома.

Методы исследования. Измерения изотопного состава неодима и концентраций Sm и Nd проводились на 7-канальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan-MAT 262 (RPQ) в статическом двухленточном режиме с использованием ренийевых и танталовых лент. Изотопные отношения были нормализованы по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$, а затем пересчитаны на принятое отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте JNdI-1 = 0,512115. При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и модельных возрастов T_{DM} использованы современные значения CHUR по (A. Bouvier et al., 2008) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512630$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1960$) и DM по (S. J. Goldstein, S. B. Jacobsen, 1988) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,2136$).

Изотопный состав Sr и определение содержания Rb и Sr проводили на масс-спектрометре МИ-1201-Т в одноленточном режиме на танталовых лентах. Подготовленные пробы наносились на ленты в нитратной форме. Изотопный состав Sr во всех измеренных образцах был нормализован к величине, рекомендованной NIST SRM-987, равной $0,71034 \pm 0,00026$. Определение Sm/Nd и Rb/Sr изотопных систем производилось в Геологическом институте Кольского научного центра РАН.

При U-Pb исследовании зерна циркона, отобранные вручную при помощи оптического микроскопа, помещались в эпоксидную матрицу совместно со стандартными цирконами 91500 (M. Wiedenbeck et al., 1995) и Temora (L. P. Black et al., 2003). Внутренняя структура цирконов изучалась средствами оптической микроскопии и катодолюминесценции. U-Pb анализы были выполнены на ионном

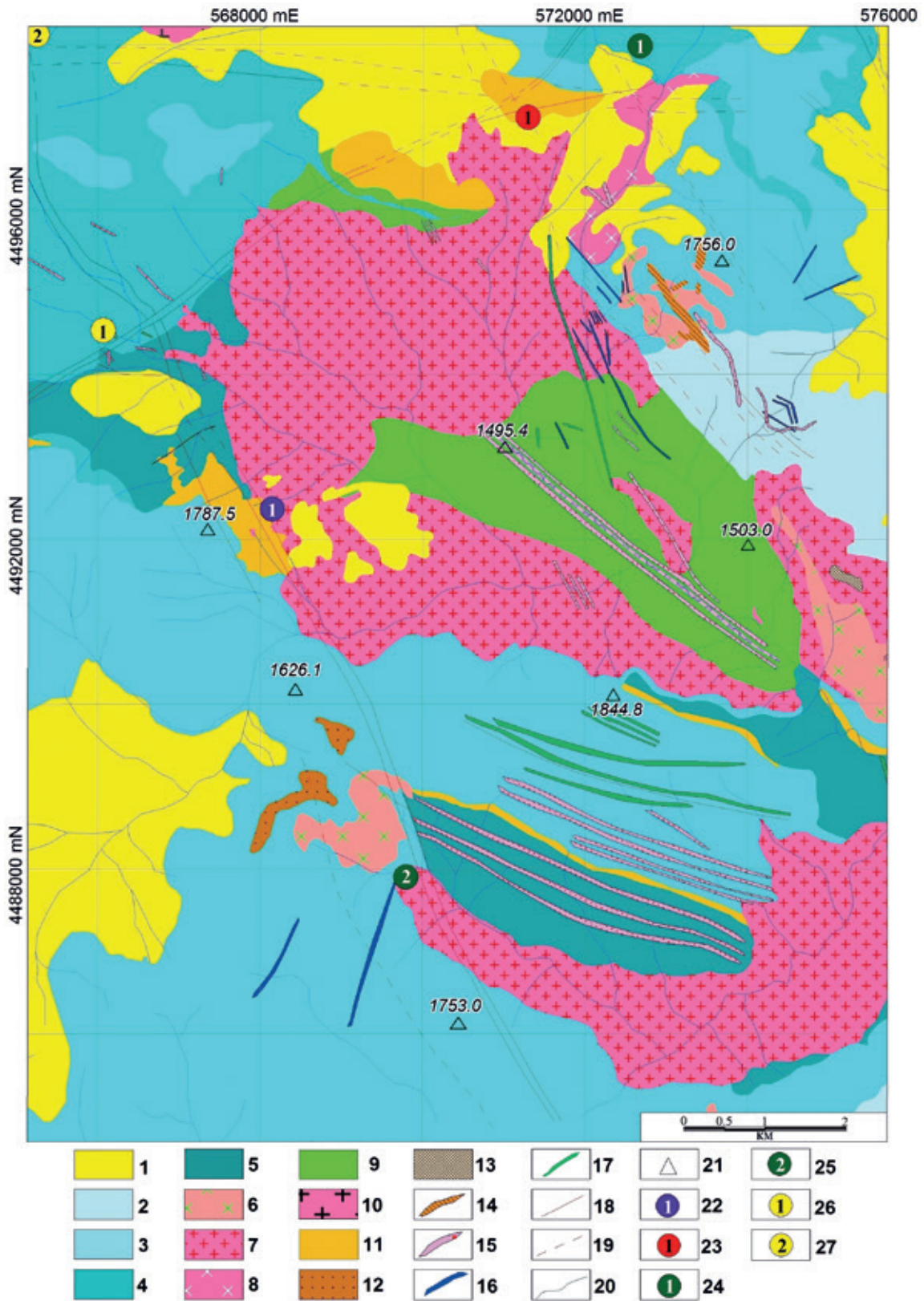


Рис. 2. Геологическая карта Гедабекского рудного района, м-б 1 : 50 000

1 – четвертичные отложения элювиально-делювиальные; 2 – вулканогенные отложения бата: туфы андезитового состава, туфобрекчии, туфоконгломераты; 3 – нижнемеловые известняки оксфорд-кимериджского яруса: известняки с прослоями песчаников; 4 – верхний байос: лавы, субвулканическая и пирокластическая фации риолит-риодацитовых пород; 5 – нижний байос: пирокластическая фация, туфобрекчии и андезиты; 6 – Гарагая-Гарамурадские гипабиссальные субвулканические тела: диорит; 7 – вторая фаза Гедабекского интрузива: диориты; 8 – вторая фаза Гедабекского интрузива: гранодиориты; 9 – первая фаза Гедабекского интрузива: габброидориты, габбро; 10 – плагиограниты; 11 – метасоматиты; 12 – грейзены; 13 – скарны; 14–17 – дайки: 14 – диоритовые, 15 – кварц-диоритовые, 16 – андезитовые, 17 – долеритовые; 18 – разломы; 19 – предполагаемые разломы; 20 – реки; 21 – высоты; 22 – Гедабекское месторождение; 23–26 – проявления: 23 – медно-порфировое Бююк Галача, 24 – медно-колчеданное Пирбулак, 25 – медно-колчеданное Айатала, 26 – серо-колчеданное Чолпан; 27 – Угурское золотоносное месторождение

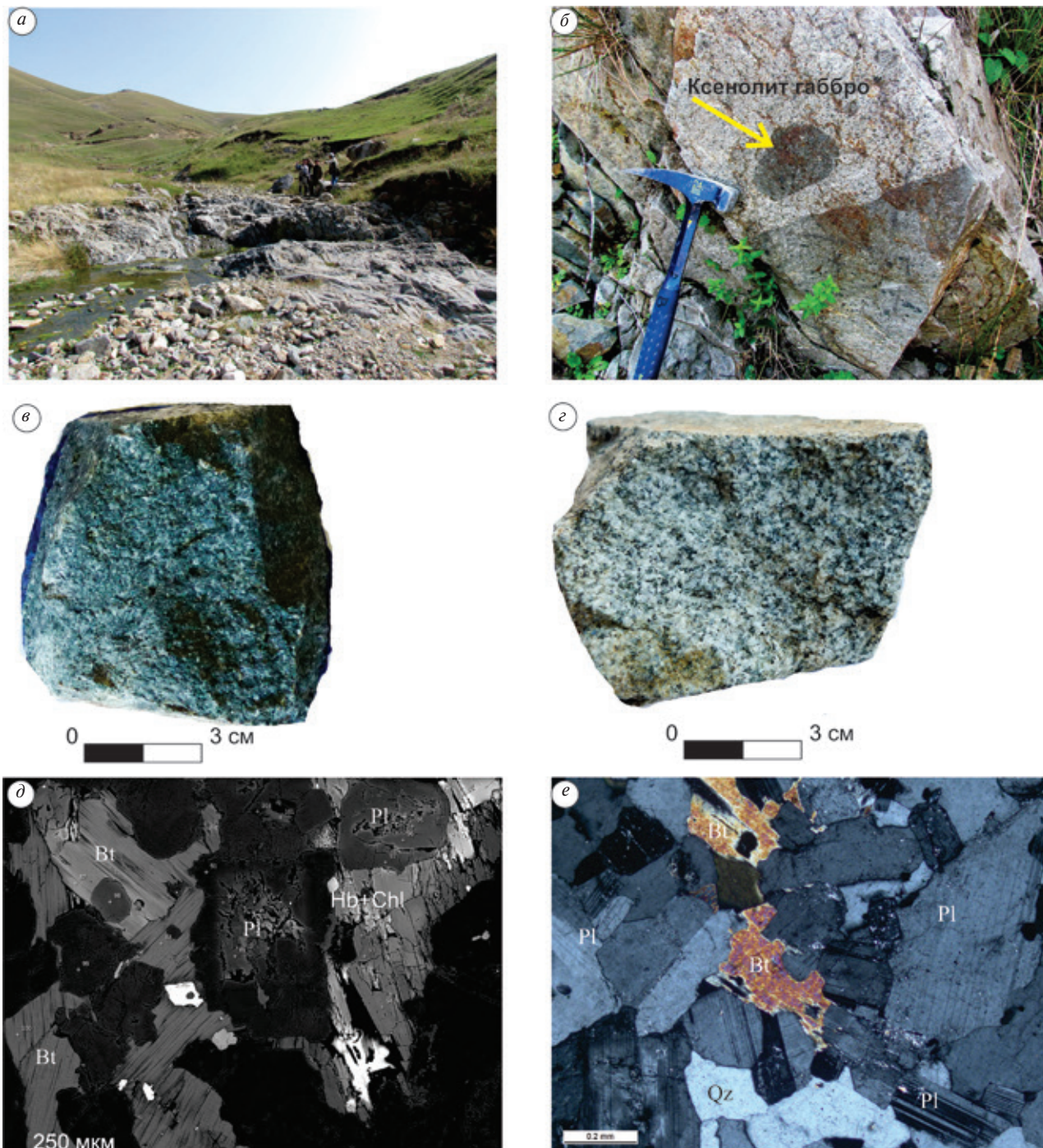


Рис. 3. Фотографии обнажений, пород и шлифов

a – выход кварцевых диоритов; *б* – кварцевый диорит с ксенолитом габбро; *в* – габбро; *г* – кварцевый диорит; *д* – BSE-изображение кварцевого диорита; *е* – фотография шлифа кварцевого диорита в скрещенных николях. Pl – плагиоклаз, Bt – биотит, Qz – кварц, Hb – роговая обманка, Chl – хлорит

микронзонде SHRIMP II в ЦИИ ВСЕГЕИ по стандартной методике (А. N. Lagionov et al., 2004).

Для анализа предпочтительно выбирались области без видимых трещин и включений, а исходя из выявленной катодолюминесценцией внутренней структуры, – домены, представляющие одну генерацию. Каждая аналитическая сессия начиналась и заканчивалась измерением стандартных цирконов 91500 и Темога. В процессе измерений каждый пятый замер выполнялся на стандартном цирконе Темога. Полученные результаты обрабатывались

с помощью программ SQUID v1.13 и ISOPLOT/Ex 3.22 [18, 19] с использованием констант распада (R. H. Steiger & E. Jäger, 1977). Для введения поправки на нерадииогенный свинец по модели (J. S. Stacey & J. D. Kramers, 1975) использовался измеренный ^{204}Pb .

Для всех образцов в Центрально-аналитической лаборатории ВСЕГЕИ осуществлены дробление и истирание проб, приближенно-количественный спектральный анализ (ПКСА) на 30 элементов: Au – методом вскрытия царской водкой

(атомной абсорбции – АА); Hg – методом холодного пара (ААА); As, Sb, U, Th, Ta, Hf, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Pb и редкие земли – методом индуктивно связанной плазмы (ICP MS); петрогенные компоненты SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, MnO, Fe₂O₃, CaO, MgO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, п.п.п. – методом рентгеноспектрального анализа (РСА).

Геохимическая характеристика. Для изотопно-геохимических исследований были отобраны четыре эталонных образца (ge5, ge6, ge7, ge8) интрузивных пород из бурового керна и карьера Гедабек, по два из каждой фазы интрузива. Согласно классификационной диаграмме SiO₂ – (Na₂O + K₂O), породы Гедабекского интрузива занимают поля развития от низкощелочных габбро до кварцевых диоритов нормальной щелочности. Содержание SiO₂ варьирует в широком интервале 49,2–63,3 % (рис. 4, а).

Первая фаза ge5, ge6 – габбродиориты (рис. 3, в; An_{40–65} – 60–70 %, Срх 10–20 %, Амр 5–10 %) соответствуют породам нормальной щелочности, по соотношению SiO₂ и K₂O – породам низкокалиевой серии, а на диаграмме АФМ их фигуративные точки локализованы в поле составов пород известково-щелочной серии (рис. 4, б). Содержание SiO₂ в габбродиоритах варьирует в интервале 49,2–51,4 %, а сумма щелочей Na₂O + K₂O = 3,3–4,5. При этом наблюдается значительное преобладание натрия над калием Na₂O/K₂O = 9,8–13,4. Также характеризуются высоким содержанием Al₂O₃ ~ 21,55 % и относительно низкими содержаниями суммарного железа Fe₂O₃ ~ 8,21 %, MgO ~ 5,06 % и CaO ~ 9,7 %, что обычно для базальтов и габброидов островных дуг (О. А. Богатилов, В. И. Коваленко, Е. В. Шарков, 2010) [7]. Средние содержания MnO ~ 0,14 %, TiO₂ ~ 0,62 %, P₂O₅ ~ 0,18 % (табл. 1).

Распределение РЗЭ – слабо-среднедифференцированное (La/Yb)_n 3,6–6,4 (рис. 5, а). При этом дифференциация РЗЭ обусловлена в первую очередь

дифференцированным распределением легких РЗЭ (La/Sm)_n ~ 2,2, а (Gd/Yb)_n ~ 1,6. Суммарное содержание РЗЭ в целом не велико (в среднем 44,1 ppm). Наблюдается положительная европиевая аномалия (Eu/Eu = 0,98–1,64), что скорее всего объясняется накоплением плагиоклаза в жидкой фазе [14]. В распределении элементов, нормированных на составы примитивной мантии и N-MORB, проявлены отчетливые отрицательные Ta-Nb и Pb аномалии (рис. 5, б–з). Титан, тантал и ниобий концентрируются из-за устойчивости минералов-концентраторов (циркона, титанита, ильменита, циркона 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 случаях происходит уменьшение концентрации тантала и ниобия в генерируемых расплавах, а аномалия может указывать и на низкотемпературные условия их формирования [6, 16].

Вторая фаза ge7, ge8 – кварцевые диориты (рис. 3, д–е; An_{30–45} – 50–60 %, Амр – 5–20 %, Bt 5–20 %, Qtz 10–15, ± Срх, ± Kfp). На классификационной диаграмме в координатах SiO₂ – (Na₂O + K₂O) породы второй фазы (рис. 4, а) по содержанию кремнекислоты SiO₂ = 57,7–63,3 % соответствуют диоритам, кварцевым диоритам преимущественно нормального ряда. По соотношению SiO₂ и K₂O и параметров АФМ рассматриваемые породы относятся к известково-щелочной серии (рис. 4, б). Породы второй фазы значимо отличаются от пород первой содержаниями петрогенных элементов. Так, по сравнению с первой фазой наблюдается сдвиг в сторону повышенного содержания калия Na₂O/K₂O = 2,58 и меньших содержаний (среднее), %: Al₂O₃ = 18,05, Fe₂O₃ = 5,47, MgO = 2,89, CaO = 5,41, MnO, P₂O₅ и TiO₂ примерно на одном уровне (< 1 %). По мере увеличения содержания кремнекислоты увеличиваются K₂O, TiO₂, суммы

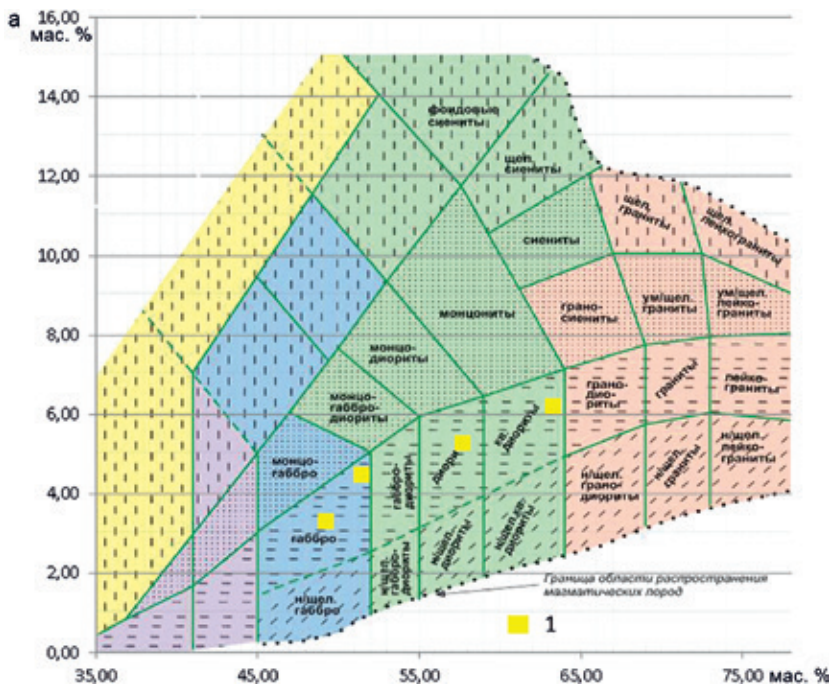


Рис. 4. TAS-диаграмма интрузивных горных пород [9] – а и АФМ-диаграмма с разделением толеитовой и известково-щелочной серий – б

1 – кварцевые диориты; 2 – габбродиориты

Химический состав магматических пород эталонных образцов Гедабека

Оксиды, элементы	ge5 габбро	ge6 габбро-диорит	ge7 диорит	ge8 кварцевый диорит	Оксиды, элементы	ge5 габбро	ge6 габбро-диорит	ge7 диорит	ge8 кварцевый диорит
SiO ₂ , мас. %	49,20	51,40	57,70	63,30	La	6,79	7,35	10,30	19,70
Al ₂ O ₃	22,00	21,10	19,30	16,80	Ce	16,10	14,20	22,10	41,10
Fe ₂ O ₃	9,24	7,18	5,71	5,23	Pr	2,36	1,84	2,63	4,86
MnO	0,16	0,11	0,09	0,08	Nd	10,70	7,85	11,50	19,00
MgO	5,38	4,73	3,49	2,29	Sm	2,48	1,80	2,59	3,83
CaO	10,20	9,22	6,19	4,62	Eu	0,91	0,91	0,77	0,86
Na ₂ O	3,09	4,04	4,12	3,83	Gd	2,72	1,59	2,49	3,46
K ₂ O	0,23	0,44	1,16	2,39	Tb	0,42	0,26	0,42	0,60
TiO ₂	0,66	0,58	0,61	0,67	Dy	2,49	1,54	2,21	3,28
P ₂ O ₅	0,17	0,18	0,14	0,18	Ho	0,51	0,31	0,48	0,64
LOI	1,00	1,08	1,41	0,67	Er	1,48	0,87	1,23	2,04
TOTAL	100,00	100,00	99,90	100,00	Tm	0,21	0,12	0,20	0,29
V, ppm	155,00	154,00	130,00	105,00	Yb	1,34	0,82	1,31	1,94
Cr	28,80	26,70	22,20	34,70	Lu	0,21	0,13	0,19	0,31
Co	28,70	26,40	17,20	20,30	Hf	0,79	0,47	1,50	5,29
Ni	32,60	49,20	41,60	21,30	Ta	0,12	0,10	0,31	0,80
Cu	56,30	124,00	243,00	66,70	Pb	2,46	4,12	8,18	15,30
Zn	85,90	70,30	64,80	65,50	Bi	0,10	0,10	0,10	0,10
Rb	39,50	44,40	57,90	98,20	Th	0,38	0,31	2,25	4,75
Sr	587,00	811,00	499,00	331,00	U	0,12	0,10	0,53	0,90
Y	14,20	8,15	12,60	18,80	Na ₂ O + K ₂ O	3,32	4,48	5,28	6,22
Zr	19,10	12,60	53,80	207,00	Na ₂ O/K ₂ O	13,43	9,18	3,55	1,60
Nb	2,38	1,65	4,05	10,50	Сумма REE	48,72	39,59	58,42	101,91
Mo	0,94	0,69	0,89	2,31	LREE	39,34	33,95	49,89	89,35
Ag	0,08	0,09	0,17	0,07	HREE	9,17	5,51	8,34	12,25
Sn	1,16	1,18	1,21	1,71	(La/Yb) _n	3,63	6,43	5,64	7,28
Sb	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,14	(Gd/Yb) _n	1,64	1,57	1,54	1,44
Ba	54,10	125,00	172,00	268,00	(La/Sm) _n	1,77	2,64	2,57	3,32
					Eu/Eu*	1,07	1,64	0,93	0,72

Примечание: $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N \cdot Gd_N)^{1/2}$; n — значения нормализованы по составу хондрита [31].

щелочей и уменьшаются MgO, Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO. Такое поведение окислов указывает на то, что главным фактором, определяющим вариации химического состава рассматриваемых пород, является процесс кристаллизационной дифференциации, обусловленный фракционированием плагиоклаза и темноцветных минералов (О. А. Богатиков, В. И. Коволенко, Е. В. Шарков, 2010). Различия же в содержании большинства малых элементов менее отчетливы. Исключение составляют Ni, Co, V, Zn, содержания которых закономерно уменьшаются с увеличением SiO₂. В ряду проявлена тенденция увеличения содержаний Y, Nb, Ba, La, Ce, K, Hf, Ta, Th, U и уменьшения Sr и Eu.

Распределение редкоземельных элементов пород второй фазы в целом конформны спектрам габбро и габбродиоритов (рис. 5, а). Распределение РЗЭ более дифференцированное $(La/Yb)_n = 5,64-7,28$, при этом легкие редкие земли более дифференцированы $(La/Sm)_n = 2,94$, $(Gd/Yb)_n = 1,49$. Слабоотри-

цательная европиевая аномалия от $Eu/Eu^* = 0,82$, что в данном случае свидетельствует о фракционировании плагиоклаза, в отличие от породы первой фазы. Суммарное содержание РЗЭ в породах второй фазы также несколько выше 80,17 ppm. В спектрах редких и рассеянных элементов, нормированных на примитивную мантию, N-MORB и хондрит, также проявлены характерные для островных дуг отрицательные Ta-Nb и Ti аномалии и Pb положительной аномалии (рис. 5, б-г). По сравнению с породами первой фазы, диориты обогащены легкими редкоземельными и литофильными элементами La, Sm, Ce, K, U, Rb, Ba, Pb, Zr, Hf.

Изотопно-геохимические (Sm-Nd, Rb-Sr, S) и геохронологические исследования (U-Pb SHRIMP II). Для геохронологических исследований был отобран представительный образец ге8 кварцевого диорита из керны скважины массива Гедабек. Полученные аналитические данные

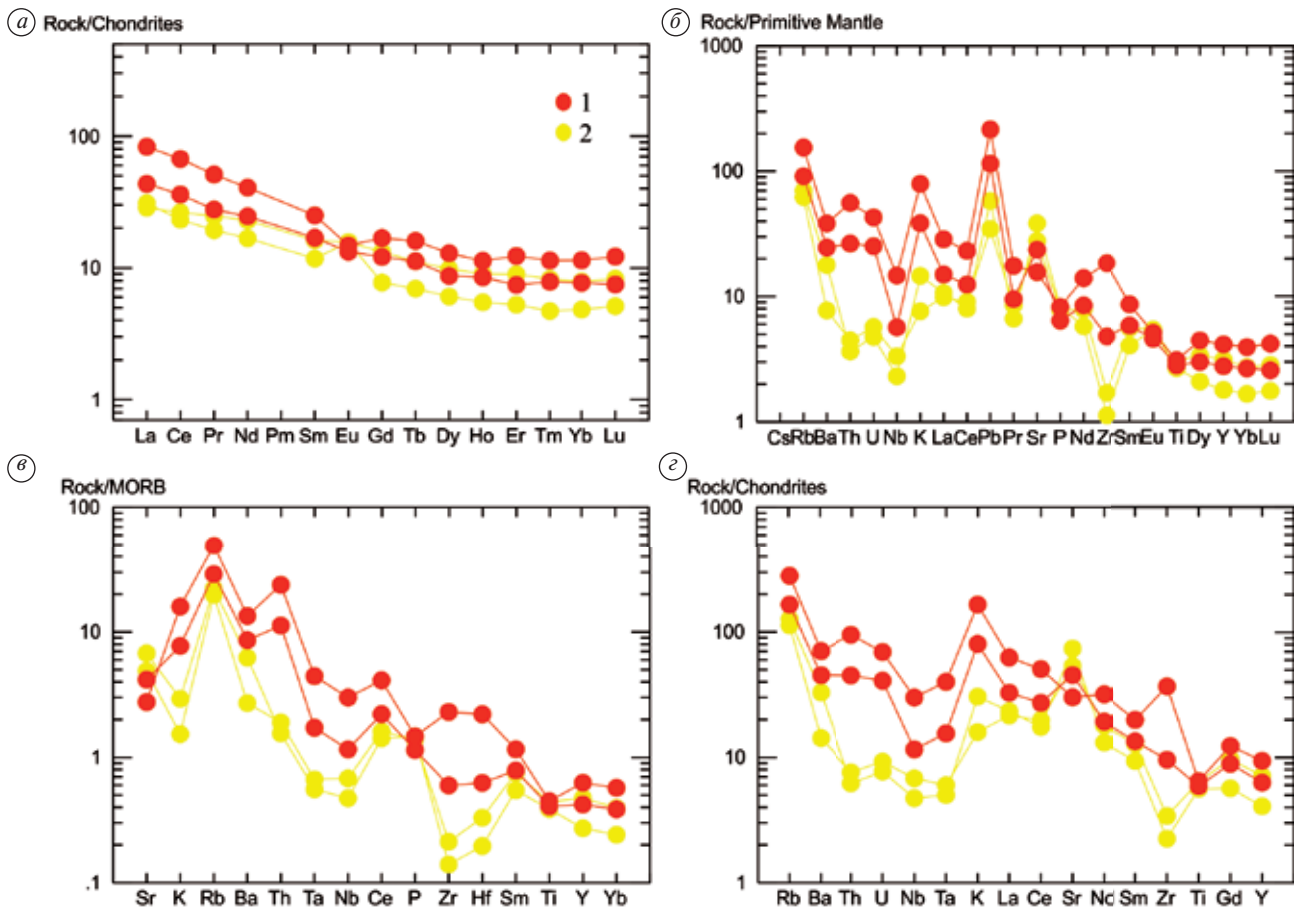


Рис. 5. Спектры редкоземельных и микроэлементов магматических пород Гедабекского интрузива, нормированных на *a* – хондрит [32]; *b* – примитивную мантию [32]; *v* – базальт N-MORB [23]; *z* – хондрит [31].

1 – вторая фаза (кварцевые диориты); 2 – первая фаза (габбродиориты)

Таблица 2

Результаты U-Pb (SHRIMP II) анализа цирконов из кварцевого диорита Гедабекского интрузива

Циркон, точка	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, возраст	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$, возраст	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$, ±%	Err
8_1.1	0,00	183	166	0,94	3,55	143,8 ±1,8	0,1527 4,6	0,02255 1,3	0,282
8_2.1	0,61	358	456	1,32	7,08	145,9 ±1,4	0,152 5,7	0,0229 0,95	0,167
8_3.1	0,16	388	429	1,14	7,57	144,7 ±1,3	0,1584 3,5	0,02269 0,89	0,255
8_4.1	0,38	206	143	0,72	3,98	143,2 ±1,8	0,1523 6,2	0,02246 1,2	0,201
8_5.1	0,34	180	164	0,94	3,47	142,5 ±1,8	0,1531 5,8	0,02235 1,3	0,228
8_6.1	0,20	313	366	1,21	6,05	143,3 ±1,4	0,1442 4,2	0,02248 1	0,239
8_7.1	0,22	1169	52	0,05	22,8	144,38 ±0,73	0,1488 2,4	0,02265 0,51	0,214
8_8.1	0,72	177	143	0,83	3,38	140,6 ±1,9	0,147 8,9	0,02205 1,4	0,157
8_9.1	0,28	218	170	0,81	4,19	142,3 ±1,7	0,156 5	0,02232 1,2	0,237
8_10.1	0,64	133	106	0,82	2,67	147,8 ±2,2	0,152 8,4	0,0232 1,5	0,182
8_11.1	0,17	351	393	1,15	6,91	145,6 ±1,3	0,1536 3,7	0,02285 0,92	0,251

Примечание: Погрешности приводятся на уровне 1 σ; Pb_c и Pb^* обозначают обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. Ошибка в калибровке стандарта составила 0,33%; (1) – внесена поправка на обыкновенный свинец по измеренному ^{204}Pb .

приведены в табл. 2. Проанализированные фракции циркона весьма разнообразны и представлены желтоватыми, розовыми, коричневыми, серыми, рыжими, мутноватыми, прозрачными, полупрозрачными удлиненно призматическими субидiomорфными зёрнами и их обломками размером 150–250 мкм. В катодоллюминесцентном изображении зёрна циркона имеют слабое свечение, серые, темные до черных с яркими участками, каймами обрастания со следами тонкой зональности, иногда зёрна имеют секториальную зональность, пористую структуру. Коэффициенты удлинения 1:2 до 1:5. В кристаллах отмечаются следы осцилляторной зональности, характерной для магматических цирконов. В результате измерения 11 цирконов были получены следующие данные. Содержания U, Th и Th/U отношения, ppm (без учета отбракованного из-за высокого U = 1169 и низкого содержания Th = 52 измерения 8 7.1): U = 177–351, в среднем 250, Th = 106–456, в среднем 235, Th/U = 0,72–1,32, в среднем 0,9. На диаграмме с конкордией (рис. 6)

результаты 11 измерений образуют компактный кластер, соответствующий возрасту 144 ± 1 млн лет (нижний мел, берриасский ярус). Основываясь на датировках U-Pb методом по другим массивам габбро-тоналитового комплекса, которые оцениваются 145–157 млн лет [10], можно предположить, что Гедабекский интрузив является одним из самых первых магматических интрузивов в габбро-тоналитовом комплексе.

Изотопный состав Sm-Nd и Rb-Sr исследовался в эталонных пробах габбродиорита (обр. ge5) и кварцевого диорита (обр. ge8). Результаты анализов приведены в табл. 3. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношения лежат в диапазоне от 0,1105 до 0,1226 для габбродиорита и кварцевого диорита соответственно, при этом сохраняются отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ на одном уровне от 0,51286 до 0,51285. Положительные значения $\epsilon_{\text{Nd}} = +5...+6$ для габбродиорита и кварцевого диорита указывают на мантийную природу источника с некоторым влиянием континентальной коры. Величина неодимового модельного возраста около

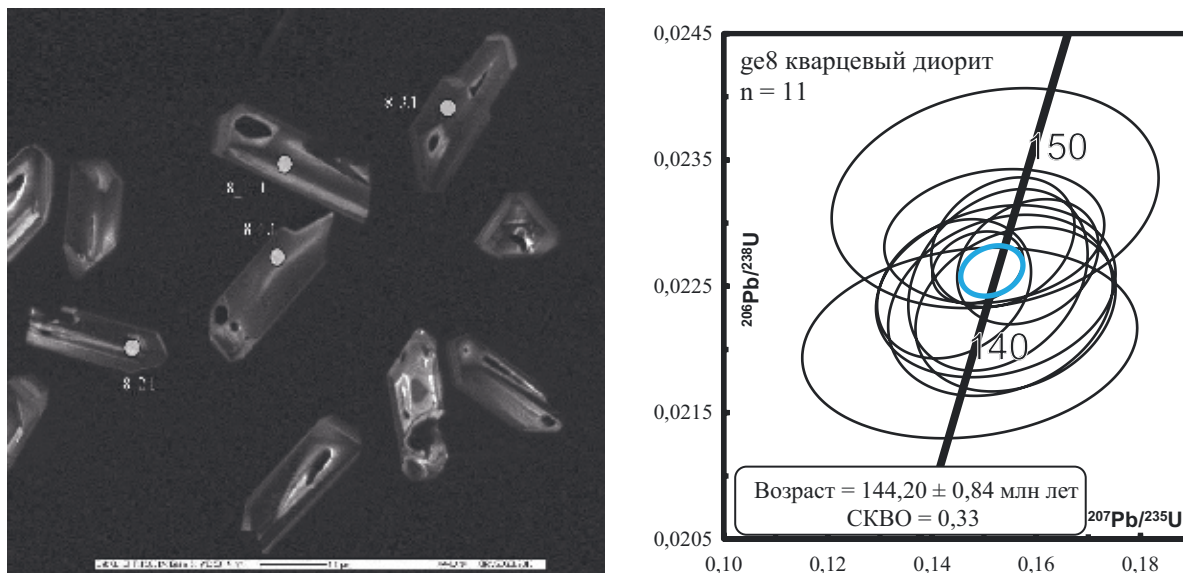


Рис. 6. Катодоллюминесцентные изображения циркона из кварцевого диорита (а) и диаграмма с конкордией $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (б) [33]

Таблица 3

Результаты анализа Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем для магматических пород Гедабекского интрузива

Sm-Nd изотопная система											
Порода	Возраст, млн лет	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	E _{gr}	E(0)	E(T)	T _{DM}	T _{DM-2}	T _{CHUR}
Габбродиорит	140,00	4,053	22,159	0,110565	0,512859	14	4,46	6,05	433	462	-410
Кварцевый диорит	145,00	4,322	21,304	0,122630	0,512818	14	3,66	5,02	559	547	-392
Rb-Sr изотопная система											
Порода	Возраст, млн лет	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	±σ	I _{Sr} (T)	ε _{Sr} (T)			
Габбродиорит	140	38,58	666,93	0,16321	0,70402	0,00019	0,70367	-9,19			
Кварцевый диорит	144	61,98	392,18	0,44589	0,70595	0,00025	0,70499	9,54			

430–550 млн лет, скорее всего, отражает средневзвешенный возраст источника.

Породы характеризуются относительно низкими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,70402–0,70595. Такой разброс в значениях может говорить о метасоматическом преобразовании мантийного источника, а также о более интенсивной контаминации за счет вовлечения осадочных пород в зону субдукции, что сильнее всего отразилось на породах второй фазы.

Основываясь на геохимических и изотопно-геохимических данных, можно предположить, что вероятным магматическим источником интрузива, скорее всего, являются деплетированные породы мантийного клина с последующей контаминацией континентальной коры. На мантийный источник пород указывают положительные значения $\varepsilon_{\text{Nd}} = +5...+6$, но с некоторым влиянием процессов контаминации пород фундамента. Обычно для чистого магматического источника характерны более высокие значения $\varepsilon_{\text{Nd}} = +10...+12$ [34]. В целом изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ типичны для пород островных дуг [7], характеризующихся отклонениями от деплетированного источника за счет влияния субдуцированных осадков, флюидов (метасоматизма) и пород фундамента.

Стабильные изотопы серы. В целях лучшего понимания физико-химических условий минералообразования и источника серы в Гедабеке, были проанализированы изотопы серы главных рудных минералов – сфалерит, пирит, халькопирит и барит.

Данные по изотопам серы получили для 18 сульфидов и 2 сульфатов из 13 различных минерализованных образцов из открытого карьера Гедабек и из бурового керна. Результаты приведены в табл. 4 и представлены на рис. 7.

Два барита дают различный изотопный состав. Изотопно легкий барит ($7,9 < \delta^{34}\text{S} < 8,7$ ‰) образует крупные кристаллы, пространственно связан с пиритом и халькопиритом, опробован с бурового керна, соответствующего глубине ~ 80 м. Изотопно более тяжелый барит ($17,0 < \delta^{34}\text{S} < 18,5$ ‰) представляет мелкозернистый агрегат барита, связанный с мелковкрапленным пиритом и сфалеритом, и был опробован на поверхности.

Значения $\delta^{34}\text{S}$ большинства анализируемых пиритов лежат в узком диапазоне ($2,5 < \delta^{34}\text{S} < 4,0$ ‰). Эти пириты в основном относятся к кварц-адуляр-пиритовой стадии с возникновением пирротина, а два из них связаны с халькопиритом и Fe-богатым сфалеритом из халькопирит-сфалеритовой стадии. Только один анализ пирита дает более низкое значение ($-1,2 < \delta^{34}\text{S} < -1,0$ ‰), которое находится в равновесии с Fe-обедненным сфалеритом из стадии халькопирита – сфалерита. Анализ сфалерита и халькопирита указывает на узкий диапазон значений $\delta^{34}\text{S}$, аналогичный пириту ($-0,2 < \delta^{34}\text{S} < 2,2$ ‰).

Предполагается, что гидролиз SO_2 является основным механизмом образования как сульфидов, так и сульфатов в медно-порфировых и эпitherмальных месторождениях [20]. Реакция

Таблица 4

Результаты определения $\delta^{34}\text{S}$ для сульфидных и сульфатных минералов интрузива Гедабек

Образец	Минерал	Парагенезисы	Структура	$\delta^{34}\text{S}$ (VCDT)	Дубликат
GE-11-01 A	Пирит	Qt-Ad-Py	Мелковкрапленный	2,95	3,34
GE-11-01 D	Барит	Cr-Py	Сахаридный	17,00	18,46
GE-11-02 C	Пирит	Cr-Sp (Fe-poor)	Мелковкрапленный	-1,24	-0,99
GE-11-04 A	Пирит	Qt-Ad-Py	Мелковкрапленный	3,41	3,47
GE-11-04 B	Пирит	Qt-Ad-Py	Массивный	3,03	3,38
GE-11-04 D	Пирит	Qt-Ad-Py	Массивный	3,64	3,84
GE-11-05 A	Халькопирит	Cr-Sp (Fe-rich)	Массивный	-0,06	0,12
GE-11-05 A	Сфалерит	Cr-Sp (Fe-rich)	Массивный	-0,23	0,17
GE-11-05 B	Халькопирит	Cr-Sp (Fe-rich)	Жильный	1,64	1,65
GE-11-05 B	Сфалерит	Cr-Sp (Fe-rich)	Жильный	1,83	2,21
GE-11-16 B	Пирит	Qt-Ad-Py	Мелковкрапленный	2,64	–
GE-11-26	Пирит	Qt-Ad-Py	Мелковкрапленный	4,03	3,58
GE-11-26	Пирит	Qt-Ad-Py	Массивный	3,66	3,98
GE-11-27	Пирит	Qt-Ad-Py	Мелковкрапленный	2,47	3,29
SGS.DD.99-79,15	Барит	Py-Sp	Жильный	7,92	8,72
SGS.DD.99-79,15	Сфалерит	Cr-Sp (Fe-rich)	Жильный	-0,14	0,05
SGS.DD.99-80,50	Пирит	Cr-Sp (Fe-rich)	Жильный	2,76	3,65
SGS.DD.99-80,50	Сфалерит	Cr-Sp (Fe-rich)	Жильный	0,71	1,60

Примечание: Qt-Ad-Py – кварц-адуляр-пиритовая стадия с включениями пирротина; Cr-Sp (Fe-poor) – халькопирит-сфалеритовая стадия (обедненная железом); Cr-Sp (Fe-rich) – халькопирит-сфалеритовая стадия (обогащенная железом); Py-Sp – пирит-сфалерит; Cr-Py – халькопирит-пирит; Qt-Ad-Py – кварц-адуляр-пиритовая стадия.

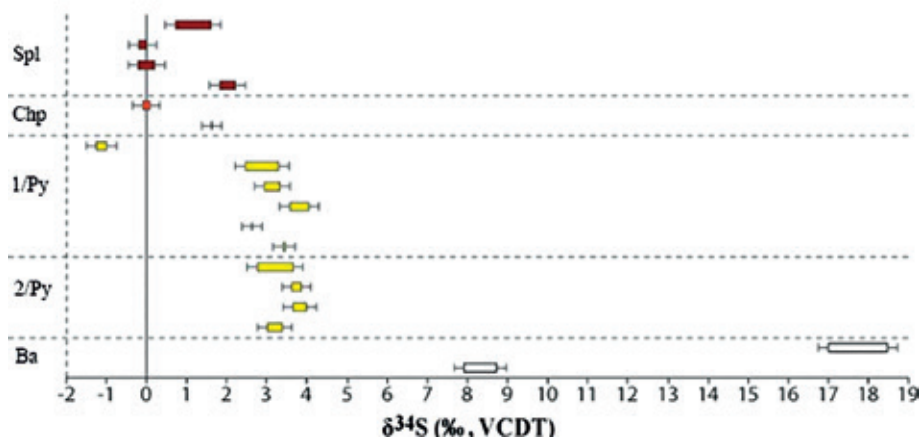


Рис. 7. Составы изотопов серы минералов из Гедабекского месторождения рассчитаны на стандарт троилита метеорита Каньон-Дьябло (VCDT)

Spl – сфалерит; Chp – халькопирит; 1/Py – пирит; 2/Py – пирит; Ba – барит

гидролиза протекает ниже $\sim 350^\circ\text{C}$ и при охлаждении богатого SO_2 флюида приводит к образованию H_2S с более легкими изотопом S и SO_4 с более тяжелым изотопом S. С уменьшением температуры реакция гидролиза сдвигается вправо [20]: $4\text{H}_2\text{O} + 4\text{SO}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{S} + 3\text{H}^+ + 3\text{HSO}_4^-$.

Это явление объясняет разрыв значений $\delta^{34}\text{S}$ между сульфидами и сульфатами, который является диагностическим признаком продукта гидролиза. Кроме того, эволюция от меньшего фракционирования на глубине к более высокому на поверхности со слегка меняющимися значениями $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов характерна для эволюции «пути восстановления» [28].

Значения $\delta^{34}\text{S}$ пирита указывают на то, что как вкрапленные, так и полумассивные пириты были сформированы из одного и того же раствора, включая пирит в равновесии с Fe-богатыми сфалеритами из халькопирит-сфалеритовой стадии. Единственный пирит, наблюдаемый в равновесии с Fe-обедненным сфалеритом, дает меньшее значение. Возникновение пирроотиновых включений на кварц-адуляр-пиритовой стадии и в крупных халькопиритах, находящихся в равновесии с Fe-богатыми сфалеритами из стадии халькопирита – сфалерита, указывает на восстановительную систему [21]. Поэтому все проанализированные сульфиды (за исключением пирита в равновесии со сфалеритами с низким содержанием железа) можно считать сформированными в системе, где гидросульфид является доминирующим видом серы в жидкости. Средние $\delta^{34}\text{S}$ значения сульфидов показывают, что $\delta^{34}\text{S}$ H_2S раствора составляет около $+1,5\text{--}2\text{‰}$. Это значение близко к 0‰ , что согласуется с серой, полученной из магматического источника или флюида, либо путем растворения магматических сульфидов [20].

Заключение. Согласно результатам геохронологического исследования, становление Гедабекского интрузива происходило на зрелой стадии формирования Лок-Гарабагской островодужной системы в условиях продолжающейся субдукции 144 млн лет (нижний мел – берриасский ярус). Распределение РЗЭ и мультиэлементные спектры с характерными Ta-Nb, Pb и Eu аномалиями для пород первой и второй фаз указывают на

связь с процессами субдукции без адакитовых признаков. Основываясь на изотопно-геохимических параметрах, таких как положительные значения ϵ_{Nd} , относительно низкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, высокие $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, низкие содержания ЛРЗЭ элементов для габброидов с последующим обогащением во второй фазе, предполагаем, что вероятным магматическим источником формирования пород Гедабекского интрузива являются деплетированные породы мантийного клина с последующей коровой контаминацией породами континентальной коры и субдуцируемыми осадками, что также согласуется с общей геодинамической интерпретацией региона. Стабильные изотопы S указывают на восстановительную среду, при этом главная форма переноса – комплексы гидросульфидов во флюиде.

1. Абдуллаев Р.Н., Исмет А.Р., Багирбекова О.Д., Абдуллаева И.А. Возрастное расчленение магматических образований северо-восточной части Малого Кавказа по данным К-Аг метода. – Баку: Элм, 1979. – 146 с.

2. Абдуллаев Р.Н., Мустафаев Г.В., Мустафаев М.А. и др. Мезозойские магматические формации Малого Кавказа и связанное с ними эндогенное оруденение / под ред. Э.Ш. Шихалибеги. – Баку: Элм, 1988. – 160 с.

3. Геология Азербайджана. Т. III: Магматизм / под ред. В.Е. Хаина, Ак. Ализаде. – Баку: Nafta-Press, 2001. – 434 с.

4. Геология Азербайджана. Т. IV: Тектоника / под ред. Ак. Ализаде. – Баку: Nafta-Press, 2005. – 506 с.

5. Керимов Г.И. Петрология и рудоносность Кедабекского рудного угла. – Баку: Изд-во АН Азерб. ССР, 1963. – 288 с.

6. Короновский Н.В., Демина Л.И. Магматизм как индикатор геодинамических обстановок. – М.: КДУ, 2001. – 234 с.

7. Мартынов Ю.А. Основы магматической геохимии. – Владивосток: Дальнаука, 2010. – 228 с.

8. 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.

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

10. Садыгов Э.А., Шатова Н.В. U-Pb датирование (SHRIMP II) и геодинамические условия формирова-

ния массивов габбро-тоналитового комплекса Лок-Гарабагской зоны Малого Кавказа (Азербайджан) // Регион. геология и металлогения. 2017. № 73 – С. 49–60.

11. Adamia S.A., Zakariadze G., Chkhotua T. et al. Geology of the Caucasus: a review // Turkish Journal of Earth Sciences. 2011. Vol. 20. Iss. 5. – Pp. 611–628.

12. Barrier E., Vrielynck B. Palaeotectonic Map of the Middle East, Atlas of 14 Maps, Tectonosedimentary-Palinspastic Maps From Late Norian to Pliocene. Commission for the Geologic Map of the World (CCMW, CCGM). – Paris, France, 2008.

13. Cowgill E., Forte A.M., Niemi N. et al. Relict basin closure accommodates continental convergence with minimal crustal shortening or deceleration of plate motion as inferred from detrital zircon provenance in the Caucasus // Tectonics. 2016. Vol. 35. – Pp. 2918–2947.

14. Drake M.J., Weill D.F. Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu²⁺, Eu³⁺, and Other Rees between Plagioclase Feldspar and Magmatic Liquid – Experimental Study // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1975. Vol. 39. Iss. 5. – Pp. 689–712.

15. Forte A.M., Cowgill E., Bernardin T. et al. Late Cenozoic deformation of the Kura fold-thrust belt, southern Greater Caucasus GSA. *Geological Society of America Bulletin*. 2010. Vol. 122. – Pp. 465–486.

16. Glenn A.G. The Influence of Melt Structure on Trace Element Partitioning near the Peridotite Solidus // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2004. Vol. 147. Iss. 5. – Pp. 511–527.

17. Knipper A.L., Khain E.V. Structural position of ophiolites of the Caucasus // *Ofiolitis*. 1980. Iss. 2. – Pp. 297–314.

18. Ludwig K.R. A User's Manual. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. SQUID 1.12. 2005a. – Pp. 1–22.

19. Ludwig K.R. User's Manual for ISOPLOT/Ex 3.22. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2005b. – Pp. 1–71.

20. Ohmoto H., Rye R.O. Isotopes of sulfur and carbon // *Geochemistry of hydrothermal deposits* / H.L. Barnes. – New York, 1979. – P. 461–560.

21. Ohmoto H., Goldhaber M.B. Sulfur and carbon isotopes // *Geochemistry of hydrothermal deposits*. – New York, 1997. – Pp. 509–567.

22. Okay A.I., Nikishin A.M. Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region // *Int. Geol. Rev.* 2015. Vol. 57. N 5–8. – Pp. 1051–1076.

23. Pearce J.A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins / C.J. Hawkesworth and M.J. Norry // *Continental basalts and mantle xenoliths*. – Cambridge, Massachusetts: Shiva Publications, 1983. – P. 230–249.

24. Robertson A., Parlak O., Ustaömer T. et al. Subduction, ophiolite genesis and collision history of Tethys adjacent to the Eurasian continental margin: new evidence from the Eastern Pontides, Turkey // *Geodinamica Acta*. 2014. Vol. 26. – Pp. 230–293.

25. Rolland Y., Galoyan G., Sosson M. et al. The Armenian ophiolite: insights for Jurassic back-arc formation, Lower Cretaceous hot spot magmatism and Upper Cretaceous obduction over the South Armenian Block // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 2010. Vol. 340. – P. 353–382.

26. Rolland Y., Perincek D., Kaymakci N. et al. Evidence for 80–75 Ma subduction jump during Anatolide-Tauride-Armenian block accretion and 48 Ma Arabia-Eurasia collision in Lesser Caucasus – East Anatolia // *J. Geodynamics*. 2012. Vol. 56. – P. 76–85.

27. Rolland Y. Caucasus collisional history: Review of data from East Anatolia to West Iran // *Gondwana Research*. 2017. Vol. 43. – P. 130–146.

28. Rye R.O. The evolution of magmatic fluids in the epithermal environment: the stable isotope perspective // *Econ. Geol.* 1993. Vol. 88. – P. 733–753.

29. Sosson M., Rolland Y., Danelian T. et al. Subductions, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights // *Geological Society of London, Special Publication*. 2010. Vol. 340. – P. 329–352.

30. Sosson M., Stephenson R., Sheremet Y. et al. The eastern Black Sea-Caucasus region during the Cretaceous: new evidence to constrain its tectonic evolution // *Comptes Rendus Geoscience*. 2016. Vol. 348. – P. 23–32.

31. 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.

32. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 1989. N 42. – P. 313–345.

33. Wetherill G.W. Discordant uranium lead ages I // *Transactions of the Amer. Geophys. Union*. 1956. Vol. 37. – P. 320–326.

34. Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics // *Annual Review of Earth and Planetary Science Letters*. 1986. Vol. 14. – P. 493–571.

1. Abdullaev R.N., Ismet A.R., Baqirbekova O.D., Abdullaeva I.A. Vozrastnoe raschlenenie magmatischeskih obrazovaniy severo-vostochnoy chasti Malogo Kavkaza po dannim K-Ar metoda [Age division of the magmatic formations of northeastern part of Lesser Caucasus by K-Ar data]. Baku: Elm. 1979. 146 p.

2. Abdullaev R.N., Mustafaev G.V., Mustafaev M.A. et al. Mezozoyskie magmatischeskie 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. 160 p.

3. Geologiya Azerbaydzhana. T. III: Magmatizm [Geology of Azerbaijan. Vol. III: Magmatism]. Ed. by V.E. Khain, Ak. Alizade. Baku: Nafta-Press. 2001. 434 p.

4. Geologiya Azerbaydzhana. T. IV: Tektonika [Geology of Azerbaijan. Vol. IV: Tektonika]. Ed. by Ak. Alizade. Baku: Nafta-Press. 2005. 506 p.

5. Kerimov Q.I. Petrologiya i rudonosnost Kedabekskogo rudnogo uzla [Petrology and mineralization of Kedabek ore unit]. Baku: Izd-vo An. Azerb. SSR. 1963. 288 p.

6. Koronovskiy N.V., Demina L.I., Magmatizm kak indikator geodinamicheskikh obstanovok [Magmatism such an indicator of geodynamic settings]. Moscow: KDU. 2011. 234 p.

7. Martinov Yu.A. Osnovi magmatischeskoy geohimii [Fundamentals of magmatic geochemistry]. Vlasivostok: Dalnauka. 2010. 228 p.

8. Mustafaev M.A., Bagirbekova O.D., Aliev 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).

9. Petrograficheskiy kodeks Rossii. Magmatischeskie, metamorficheskie, metasomaticheskie, impactnye obrazovaniya [Petrographic Code of Russia. Magmatic, metamorphic, metasomatic, impact formations]. St. Petersburg: VSEGEI Press. 2009. 200 p.

10. Sadikhov E.A., Shatova N.V. U-Pb dating (SHRIMP II) and geodynamic condition of intrusions of the gabbro-tonalite complexes of the Lok-Karabakh, Lesser Caucasus (Azerbaijan). *Region. geologiya i metallogeniya*. 2017. No 69, pp. 49–60. (In Russian).

11. Adamia, S.A., Zakariadze, G., Chkhotua, T. et al. 2011: Geology of the Caucasus: a review. *Turkish Journal of Earth Sciences*. Vol. 20. 5. 611–628.

12. Barrier, E., & Vrielynck, B. 2008: *Palaeotectonic Map of the Middle East, Atlas of 14 Maps, Tectonosedimentary-Palinspastic Maps from Late Norian to Pliocene*. Commission for the Geologic Map of the World (CCMW, CCGM), Paris.

13. Cowgill, E., Forte, A.M., Niemi, N. et al. 2016: Relict basin closure accommodates continental convergence with minimal crustal shortening or deceleration of plate motion

- as inferred from detrital zircon provenance in the Caucasus. *Tectonics*. Vol. 35. 2918–2947.
14. Drake, M.J., Weill, D.F. 1975: Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu²⁺, Eu³⁺, and Other Rees between Plagioclase Feldspar and Magmatic Liquid – Experimental Study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 39. 5. 689–712.
15. Forte, A.M., Cowgill, E., Bernardin, T. et al. 2010: Late Cenozoic deformation of the Kura fold-thrust belt, southern Greater Caucasus GSA. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 122. 465–486.
16. Glenn, A.G. 2004: The Influence of Melt Structure on Trace Element Partitioning near the Peridotite Solidus. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 147. 5. 511–527.
17. Knipper, A.L., Khain, E.V. 1980: Structural position of ophiolites of the Caucasus. *Ophiolites*. 2. 297–314.
18. Ludwig, K.R. 2005a: *A User's Manual. A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. SQUID 1.12. 1–22.
19. Ludwig, K.R. 2005b: *User's Manual for ISOPLOT/Ex 3.22. A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 1–71.
20. Ohmoto, H., Rye, R.O. 1979: Isotopes of sulfur and carbon. In Barnes, H.L. (ed.): *Geochemistry of hydrothermal deposits*. New York. 461–560.
21. Ohmoto, H., Goldhaber, M.B. 1997: Sulfur and carbon isotopes. *Geochemistry of hydrothermal deposits*. New York. 509–567.
22. Okay, A.I., Nikishin, A.M. 2015: Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region. *Int. Geol. Rev.* Vol. 57. 5–8. 1051–1076.
23. Pearce, J.A. 1983: Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J. (eds.): *Continental basalts and mantle xenoliths*. Cambridge, Massachusetts: Shiva Publications. 230–249.
24. Robertson, A., Parlak, O., Ustaömer, T. et al. 2014: Subduction, ophiolite genesis and collision history of Tethys adjacent to the Eurasian continental margin: new evidence from the Eastern Pontides, Turkey. *Geodinamica Acta*. Vol. 26. 230–293.
25. Rolland, Y., Galoyan, G., Sosson, M. et al. 2010: The Armenian ophiolite: insights for Jurassic back-arc formation, Lower Cretaceous hot spot magmatism and Upper Cretaceous obduction over the South Armenian Block. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* Vol. 340. 353–382.
26. Rolland, Y., Perincek, D., Kaymakc, N. et al. 2012: Evidence for 80–75 Ma subduction jump during Anatolide-Tauride-Armenian block accretion and 48 Ma Arabia-Eurasia collision in Lesser Caucasus – East Anatolia. *J. Geodynamics*. Vol. 56. 76–85.
27. Rolland, Y. 2017: Caucasus collisional history: Review of data from East Anatolia to West Iran. *Gondwana Research*. Vol. 43. 130–146.
28. Rye, R.O. 1993: The evolution of magmatic fluids in the epithermal environment: the stable isotope perspective. *Econ. Geol.* Vol. 88. 733–753.
29. Sosson, M., Rolland, Y., Danelian, T. et al. 2010: Subductions, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights. *Geological Society of London, Special Publication*. Vol. 340. 329–352.
30. Sosson, M., Stephenson, R., Sheremet, Y. et al. 2016: The eastern Black Sea-Caucasus region during the Cretaceous: new evidence to constrain its tectonic evolution. *Comptes Rendus Geoscience*. Vol. 348. 23–32.
31. Sun, S.S. 1980: Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philosophic Transactions of the Royal Society*. A297. 409–425.
32. Sun, S., McDonough, W.F. 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 42. 313–345.
33. Wetherill, G.W. 1956: Discordant uranium lead ages I. *Transactions of the Amer. Geophys. Union*. Vol. 37. 320–326.
34. Zindler, A., Hart, S. 1986: Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 14. 493–571.

Садыхов Эмин Али оглы – науч. сотрудник, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия. <emin_sadikov@vsegei.ru>
 Велиев Анар Алескер – доктор философии наук о Земле, АМГК¹. <anar.veliyev@aimc.az>
 Байрамов Айдын Ахмед – вед. геолог, АМГК¹. <aydin.bayramov@aimc.az>
 Мамедов Сабухи Махир – геолог-разведчик, АМГК¹. <sabuhi.mammadov@aimc.az>
 Ибрагимов Джавид Ровшан – геолог-разведчик, АМГК¹. <javid.ibrahimov@aimc.az>

Sadikhov Emin Ali – Researcher, A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia. <emin_sadikov@vsegei.ru>
 Veliev Anar Alesker – Doctor of Philosophy in Earth Sciences, AIMCL¹. <anar.veliyev@aimc.az>
 Bairamov Aydin Ahmed – Leading Geologist, AIMCL¹. <aydin.bayramov@aimc.az>
 Mamedov Sabuhi Mahir – Geologist Intelligence, AIMCL¹. <sabuhi.mammadov@aimc.az>
 Ibrahimov Dzshavid Rovshan – Geologist Intelligence, AIMCL¹. <javid.ibrahimov@aimc.az>

¹ Азербайджанская международная горная компания (АМГК). Пр. Гусейна Джавида, 20, Баку, AZ1073, Азербайджан. Azerbaijan International Mining Company Limited (AIMCL). 20 Pr. Guseyna Dzshavida, Baku, AZ1073, Azerbaijan.