

## ОБЩАЯ И РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 552.323.5

DOI: [10.46698/VNC.2020.24.33.001](https://doi.org/10.46698/VNC.2020.24.33.001)

Оригинальная статья

## Эклогиты Большого Кавказа (природа протолита и его геодинамическая типизация)

В. М. Газеев<sup>1, 2</sup>, А. Г. Гурбанов<sup>1, 2</sup>, В. Ю. Герасимов<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Министерство науки и высшего образования Российской Федерации Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии рудных месторождений петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН), Россия, 119017, г. Москва, Старомонетный пер., 35;

<sup>2</sup>Министерство науки и высшего образования Российской Федерации Федеральное государственное бюджетное учреждение науки «Владикавказский научный центр РАН», Россия, 362027, РСО-Алания, г. Владикавказ, ул. Маркуса, 22, e-mail: gazeev@igem.ru;

<sup>3</sup>Министерство науки и высшего образования Российской Федерации, Минералогический музей им. А. Е. Ферсмана РАН, Россия, 119071, г. Москва, Ленинский пр-т, д. 18, кор. 2, e-mail: gera-igem2008@yandex.ru

Статья поступила: 06.03.2020, доработана: 20.04.2020, одобрена в печать: 23.04.2020

**Резюме: Актуальность работы.** В структурно формационной зоне Передового хребта Большого Кавказа, в разрезах пород «балканской» и «лабарданской» свит встречаются тела эклогитов омфацит-гранатового состава с примесью амфибола, эпидота, цоизита и кианита. **Целью работы** являлось изучение петрохимических и геохимических особенностей эклогитов в разрезах пород Большого Кавказа. **Методы исследования.** Расчеты, проведенные на основании гранат-клинопироксенового термометра, определяют интервал температур стабильности наблюдаемой ассоциации гранат + омфацит в пределах 580-650 °С, а проведенные оценки давлений, по растворимости жадеитов в клинопироксенах, дают максимальные давления наблюдаемого парагенезиса порядка 13,5 кбар и минимальное – 8,5 кбар. **Результаты работы.** Проведено геохимическое изучение эклогитов и гранатовых амфиболитов и приведены результаты их RFA, ICP-MS анализов, а также дано краткое петрографическое описание изучаемых пород. Рассмотрены петро-геохимические характеристики эклогитов, определена их дометаморфическая природа, а также расшифрована наиболее вероятная геодинамическая типизация исходного протолита. Показано, что эклогиты по составу соответствуют магматическим породам базальтового типа, с отношением изотопов  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  равным 0,7035. Эклогиты образовались по умеренно-титанистым, умеренно-глиноземистым, умеренно-магнезиальным, низко-калиевым, вулканитам с натровым типом щелочности. Предполагается, что исходный расплав основного состава был образован при 8-15% плавлении шпинелевых перидотитов, а  $\text{Ni}/\text{Co}$  отношение  $\Sigma/n$  равно 2,9 соответствует показателю мантийных выплавов, варьирующему в пределах 2,5-5,0. Низкие значения  $\text{Mg}\# = 0,55$  указывают на возможные явления дифференциации исходного расплава. Положительные европиевая  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,95-2,75$  и стронциевая аномалии допускают изначальную аккумуляцию плагиоклаза в вулканитах. Анализ петрогенетических диаграмм показывает, что фигуративные точки эклогитов располагаются в полях базальтов  $E - \text{MORB}$  типа, а также толеитов островных дуг, базальтов задуговых котловин (окраинные моря) и срединно-океанических хребтов. Геохимическая специализация исходных расплавов – сидерофильная. Несовместимые элементы и REE нормированные по  $N\text{-MORB}$  и хондриту, образуют спектры линий, близких к  $N\text{-MORB}$ , а  $\text{La}_n/\text{Ybn} = 0,6-1,7$  при  $\Sigma/n \text{ REE} = 34$  г/т. В тоже время полученные спектры отличаются от эталона  $N\text{-MORB}$  четкими отрицательными аномалиями высокозарядных элементов ( $\text{Nb}$ ,  $\text{Ta}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Hf}$ ), что указывает на их надсубдукционную природу. По совокупности полученных результатов, с учетом палеотектонических реконструкций Кавказского региона,

предполагается, что формирование исходных вулканитов происходило в раннем палеозое, в условиях задугового бассейна расположенного на северной границе палеотетиса.

**Ключевые слова:** петрография, метаморфизм, протолит, минеральный парагенезис, петрогенетические диаграммы, геодинамическая типизация, геохимическая специализация.

**Для цитирования:** Газеев В. М., Гурбанов А. Г., Герасимов В. Ю. Эклогиты Большого Кавказа (природа протолита и его геодинамическая типизация). *Геология и геофизика Юга России*. 2020. 10 (2): 6-21. DOI: 10.46698/VNC.2020.24.33.001.

**Благодарности:** Работа подготовлена при поддержке гос. темы регистрационный номер АААА-А19-119040190054-8 в КНИО ВНЦ РАН.

---

---

GENERAL AND REGIONAL GEOLOGY

---

---

DOI: [10.46698/VNC.2020.24.33.001](https://doi.org/10.46698/VNC.2020.24.33.001)

Original paper

## Eclogites of the Great Caucasus (nature of protolite and its geodynamical typification)

V. M. Gazeev <sup>1, 2</sup>, A. G. Gurbanov <sup>1, 2</sup>, V. Yu. Gerasimov <sup>3</sup>

<sup>1</sup>Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry RAS, 35 Staromonetny Lane, Moscow 119017, Russian Federation;

<sup>2</sup>Vladikavkaz Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, 22 Markusa Str., Vladikavkaz 362027, Russian Federation, e-mail: gazeev@igem. ru;

<sup>3</sup>Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation, Mineralogical museum named A. E. Fersman of Russian Academy of Sciences (Minmuseum RAS), 18-2 Leninsky Avenue, Moscow 119071, Russian Federation, e-mail: gera-igem2008@yandex. ru

Received: 06.03.2020, revised: 20.04.2020, accepted: 23.04.2020

**Abstract: Relevance.** In structural-formation zone of Front ridge of the Great Caucasus in rock sections of “balkanskoy” and “labardanskoy” suites bodies of eclogites of omphacite-garnet composition with a admixture of amphibole, epidote, zoisite and clinopyroxene are occur. **Aim** of the work was to study the petrochemical and geochemical features of eclogites in sections of the Greater Caucasus rocks. **Methods.** Calculation carried out on the basis of garnet-clinopyroxene thermometer, are assess interval temperature of stability of observed association garnet + omphacite within 580-650°C, and carried out assessments of pressure according solubility of jadeites in the clinopyroxene, give maximum pressure of observed paragenesis is 13,5 kbar and minimum – 8,5 Kbar. **Results.** Geochemical investigation of eclogites and garnet amphibolites was carried out and results of it RFA, ICP-MS analysis and also briefly petrographyc discription of investigated rocks have been done. Petrogeochemical characteristics of eclogites have been treated and it premetamorphic nature was determined and the most likely geodynamical typification of initial protolite was deciphered. It was shown, that eclogites correspond on composition to magmatic rocks of basaltic type with a relation of isotopes of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  equal to 0.7035. Eclogites were formed from moderate-titaniferous, moderate-aluminiferous and moderate-magnesianiferous, low-potassic volcanites with a sodium type of alkalinity. It is suggested, that initial melt of basic composition, was formed at a 8-15% melting of spinelian peridotite.  $\text{Ni}/\text{Co}$  ratio  $\Sigma/n$  equal 2,9 correspond to index of mantle smelted, varying within 2,5-5,0. Low values  $\text{Mg}\# = 0,55$  denotes on possible phenomenon of differentiation of initial melt. Positive europium  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,95-2,75$  and strontium anomalies allows of primary accumulation of plagioclase in volcanites. Analysis of petrogenic diagrams are show, that dots of eclogites are located in field of basalt E – MORB

type, and also – tholeite of arc island, basalt of backarc basin (margin sea) and medial ocean ridge. Geochemical specialization of the initial melts is siderophile. Incompatible elements and REE are normalized to N-MORB and chondrite, are formed spectra of lines, close to MORB type basalt;  $La_n/Yb_n = 0,6-1,7$  when  $\sum/n REE=34$  ppm. At the same time obtained spectrums are distinguish from standart of N-MORB by clear negative anomalies of high-charged elements (Nb, Ta, Zr, Hf), that indicate of their oversubduction nature. According to tofality of obtained results and accounting of paleotectonic reconstruction of the Caucasus region, have supposed, that forming of initial volcanites was occurred in Early Paleozoic in condition of back-arc basin which located on the northern margin of Paleo-Tethys.

**Keywords:** petrography, metamorphism, protolite, mineral paragenesis, petrogenic diagram, geodynamical typification, geochemical specialilization.

**For citation:** Gazeev V. M., Gurbanov A. G., Gerasimov V. Yu. Eclogites of the Great Caucasus (nature of protolite and it geodynamical typification). *Geologiya I Geofizika Yuga Rossii = Geology and Geophysics of Russian South*. (in Russ.). 2020. 10 (2): 6-21. DOI: 10.46698/VNC.2020.24.33.001.

**Acknowledgments:** This work was supported by State Topic registration number AAAA-A19-119040190054-8 in GRD VSC RAS.

## Введение

По современным представлениям эклогиты (Эк) – это высокобарические породы, соответствующие по химическому составу габбро, базальтам, коматиитам и превышающие их по плотности на 20-25%. Для них характерны минералы: гранат пироп-альмандин-гроссулярового состава и жадеит содержащий клинопироксен. В природе они встречаются как ксенолиты в трубках кимберлитов и в щелочных базальтах или в виде будин, линз и жил среди пород полиметаморфических комплексов. Изучение различных Эк. дает информацию о составе мантии, истории метаморфизма Эк- содержащих комплексов земной коры, а также о эволюции древнего магматизма, так как Эк. в некоторых регионах залегают среди протерозойских пород, в которых присутствуют метаморфиты древних плутонических ассоциаций [Удовкина, 1985]. Проблема Эк. давно привлекает внимание геологов в связи с развитием теории тектоники плит, согласно которой частично эти породы должны образовываться в зонах субдукции океанической плиты и затем выводиться к поверхности при процессах аккреции и столкновения островных дуг, микроконтинентов и континентов. В связи с этим они считаются несомненными отторжениями от мантии или низов коры. При обсуждении возможной модели образования Эк. важно установить являются ли они фрагментами коры океанического или континентального типа. Полезную информацию для решения этого вопроса дает изучение характера распределения в них редкоземельных элементов. Имеющиеся данные по Эк. Киргизии и Казахстана показывают, что за редким исключением, они образовались за счет пород близких к базальтам срединно-океанических хребтов. Например, Эк. Армориканского массива имеют геохимические особенности, сходные как с базальтами типа *MORB*, так и продуктами островодужного вулканизма. Протолитом Эк. Центрального Французского массива служили породы как океанического, так и континентального типа. Изучение характера распределения *REE* и изотопов *Nd* в Эк. Доминиканской Республики позволило предположить, что они являются смесью субдуцированных осадков и островодужного материала [Добрецов и др., 1989]. Известно, что при решении проблем генезиса Эк., распространенных в земной коре, необходимо исследовать: 1) природу протолитов, форму тел Эк. и соотношение с вмещающими породами; 2) *PT* параметры равновесия Эк. парагенезисов и эволюционную направленность метаморфизма, приведшую к их

появлению; 3) соотношение  $PT$  параметров равновесия минеральных ассоциаций Эк. и вмещающих толщ; 4) флюидный режим высокобарического метаморфизма, существовавший при образовании Эк; 5) изотопный возраст Эк; 6) тектоническую позицию Эк., и эклогитоносных комплексов [Добрецов и др., 1989]. На Большом Кавказе (БК) Эк. известны в структурно-формационной зоне Передового хребта (СФЗ ПХ) как в её западной части, в ядре Блыбского антиклинория, в бассейнах рек Уруштен, Малая и Большая Лаба (блыбский метаморфический комплекс, балканская свита), так и в её восточной части – в междуречье правых притоков р. Чегем – Лабардан-су и Шудулгу-су (лабарданская свита). Метаморфизм разреза кристаллических пород с телами Эк. соответствует ставролитовой фации кианит-силлиманитового типа глубинности [Шенгелия и др., 1991]. Изотопные отношения в Эк. в долине р. Лабардан-су имеют следующие значения:  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma = 0,0070 \pm 6$ ;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma = 0,703505 \pm 15$ ;  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma = 0,1960 \pm 4$ ;  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma = 0,513026 \pm 14$ ;  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm 2SE = 18,2620 \pm 40$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm 2SE = 15,5953 \pm 36$ ;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm 2SE = 38,0035 \pm 92$  [Лебедев и др., 2010].

В настоящей публикации приведены результаты геохимического изучения Эк. и ассоциирующих с ними гранатовых амфиболитов. Рассмотрена дометаморфическая природа и геодинамическая типизация исходного протолита.

#### Фактический материал и методы его исследования.

Материалом для исследования послужила коллекция, собранная в 2018 г., при посещении кристаллического разреза с телами эклогитов и гранатовых амфиболитов по р. Уруштен (урочище Красная скала), и 2 образца В.Ю. Герасимова с р. Лабардан-су. Аналитические исследования выполнены в ЦКП «ИГЕМ – Аналитика»: в 13 пробах проведено определение концентраций петрогенных и микроэлементов рентгено-флюоресценным анализом ( $XRF$ ) на спектрометре «Респект-100»; в 5 пробах определения содержаний рудных, редких и редкоземельных элементов выполнены методом спектроскопии с индукционно-связанной плазмой с масс-спектрометрическим окончанием ( $ICP-MS$ ) на масс-спектрометре X-Series II. Используются методики и условия анализов принятые в ЦКП «ИГЕМ – Аналитика» и ФГБУН ИГЕМ РАН. Точность анализа контролировалась путем измерения российских и международных стандартных образцов. Дополнительно, при построении диаграмм использованы анализы Эк. и эклогитоподобных пород БК по данным [Афанасьев и др., 1969; Плошко, Шпорт, 1974; Плошко и др., 1977; Татришвили, 1970].

#### Краткая геология и петрографическая характеристики эклогитов

Эк. в разрезах пород «балканской» и «лабарданской» свит в СФЗ ПХ встречаются в виде линзовидных тел переменной мощности (от первых дециметров до 3-5 реже 15 метров). Они ассоциируют со слюдястыми, амфиболовыми, кианит-гранатовыми сланцами, гнейсами и гранатовыми амфиболитами. Контакты тел Эк. с вмещающими сланцами и гнейсами субсогласные, резкие, с гранатовыми амфиболитами – обычно постепенные. Помимо Эк., в этих разрезах описаны пластообразные тела апатит – карбонатных и апатит – амфибол – карбонатных метасоматитов [Плошко, Шпорт, 1974]. Внешне Эк. средне- и крупнозернистые плотные породы темно-зеленовато-серого цвета с порфиробластами буроватого граната. Микро-

структура пород порфиробластическая (рис. 1-1), гранобластовая (рис. 1-2) местами симплектитовая. Эк. состоят из омфацита (до 45%), граната (до 20%), амфибола (до 15%), эпидота и цоизита, кианита. В меньших количествах присутствуют: парagonит, мусковит-фенгит, хлорит, карбонат, альбит, кварц, апатит, рутил, лейкоксен, пирит, ортит и циркон.

Гранат обычно присутствует в виде округлых корродированных зерен или кристаллов додекаэдрического габитуса, размером от 0,1 до 1,0 см. В нем часто встречаются включения кварца, эпидота, омфацита, рутила, роговой обманки, кальцита. От центра к краям зерен граната возрастает количество пиропового минала от 10 до 30%. Омфацит наблюдается в промежутках между порфиробластами граната в виде агрегата сросшихся индивидов размером до 1 мм, местами отмечается совместный рост омфацита и граната (рис. 1-4). Его кристаллы обладают зональностью, выражающейся в повышении Fe и снижении Na, Al к их краям. При количестве  $\text{Na}_2\text{O}$  равном 6-8 масс. %, содержание жадеитового минала в омфаците оценивается в 47-52%. Амфибол встречается в виде включений призматических кристаллов роговой обманки в гранате и образует каемки вокруг его зерен, а также присутствует

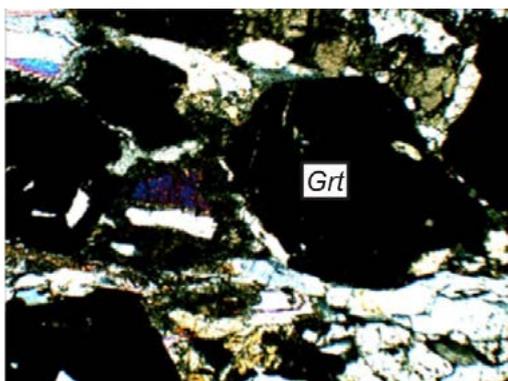


Рис. 1-1. Порфиробластическая структура эклогитов.

Fig. 1-1. Porphyroblastic texture of eclogite



Рис. 1-2. Гранобластическая структура основной ткани.

Fig. 1-2. Granoblastic texture of parenchyma tissue

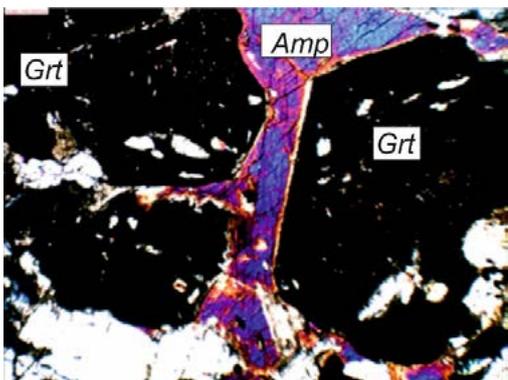


Рис 1-3. Амфибол в промежутках между кристаллами граната.

Fig. 1-3. Amphibole in gap between garnet crystals

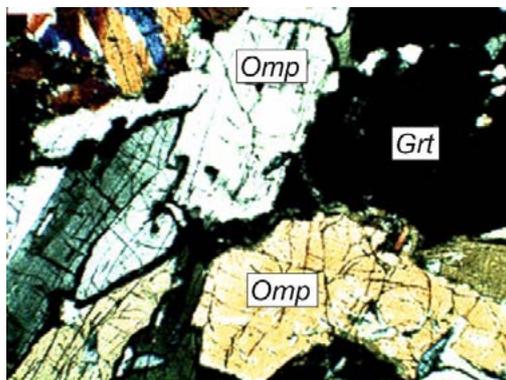


Рис. 1-4. Совместный рост граната и омфацита

Fig. 1-4. Joint growth garnet and omphacite

Рис. 1. Микрофотографии пород (Д – диагональ снимков 2,9 мм). /  
Fig. 1. Microphotographies of rocks (Д – diagonal of photo is 2.9 mm)

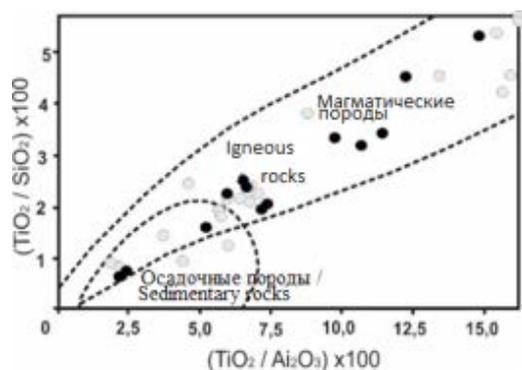


Рис. 2-1.  $(TiO_2/SiO_2) \times 10^2 - (TiO_2/Al_2O_3) \times 10^2$  /  
 Fig. 2-1.  $(TiO_2/SiO_2) \times 10^2 - (TiO_2/Al_2O_3) \times 10^2$

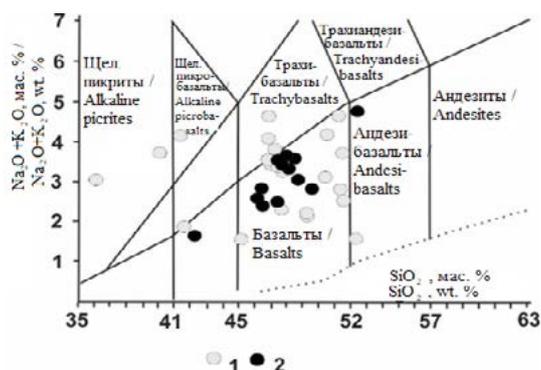


Рис. 2-2.  $Na_2O+K_2O - SiO_2$  /  
 Fig. 2-2.  $Na_2O+K_2O - SiO_2$

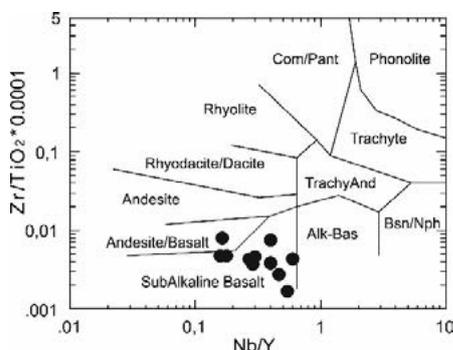


Рис. 2-3.  $Zr / (TiO_2 \times 0,0001 - Nb/Y$  /  
 Fig. 2-3.  $Zr / (TiO_2 \times 0,0001 - Nb/Y$

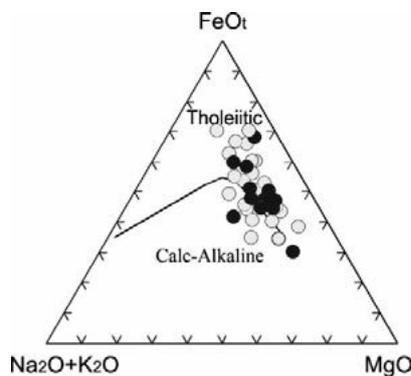


Рис. 2-4.  $(Na_2O+K_2O) - FeO-MgO$  /  
 Fig. 2-4.  $(Na_2O+K_2O) - FeO-MgO$

Рис. 2. Составы эклогитов и гранатовых амфиболитов, на классификационных диаграммах. Условные обозначения: 1 – анализы из литературных источников; 2 – RFA. ЦКП «ИГЕМ – Аналитика».

Fig. 2. Composition of eclogites and garnet amphibolites on the classificational diagrams. Legend: 1 – analysis from literature; 2 – XRF analysis from CCU.

в мезостазиесе. По количеству  $Na_2O$  4,3% амфиболы относятся к паргасит-баррозитовой серии [Шенгелия и др., 1991; Плошко, Шпорт, 1974]. Кианит неравномерно рассеян в породе и присутствует в виде удлинённых кристаллов размером до  $0,1 \times 0,5$  см. Содержания вторичных минералов местами существенно возрастают: эпидота до 15%, цоизита до 20%, амфибола до 45%, мусковит, парагонит + фенгит (до 20%). Отмечаются окварцованные разности Эк. [Плошко и др., 1977].

### Петрохимические и геохимические характеристики эклогитов

На диаграмме  $(TiO_2/SiO_2) \times 10^2 - (TiO_2/Al_2O_3) \times 10^2$  (рис. 2), используемой для определения первичной природы метаморфических пород [Закруткин, 1981] фигуративные точки составов (ФТС) изученных пород группируются в поле магматических пород. Незначительная часть ФТС локализована в 8-ми процентной области неопределённости составов магматических и осадочных пород, что вероятно указывает на туфовую природу некоторых Эк. с возможной примесью осадочного компонента. На классификационных диаграммах, учитывающих отношения петро-

генных оксидов ( $Na_2O+K_2O$ ) –  $SiO_2$  и редких элементов ( $Zr/TiO_2 \times 10^{-4}$ ) –  $Nb/Y$  ФТС располагаются в поле базальтов нормальной щелочности. На диаграмме АФМ отмечается Феннеровский тип дифференциации исходных пород, с увеличением железистости в конечных продуктах (табл. 1).

На диаграммах  $SiO_2$  – петрогенные элементы (рис. 3) ФТС Эк. образуют компактные поля, без видимых корреляционных трендов петрогенных оксидов. Неко-

Таблица 1. / Table 1.

**Результаты RFA эцлогитов и гранатовых амфиболитов Большого Кавказа  
(оксиды в весовых %; элементы в г /т).**

**Results of XRF analysis of eclogites and garnet amphibolites of Greate Caucasus  
(oxides in wt.%/ elements in ppm).**

	67/18	68/18	69/18	70/18	71/18	72/18	73/18	74/18	75/18	76/18	77/18	7-1	7-2
$SiO_2$	48,09	47,40	42,12	46,14	48,67	47,37	46,38	46,51	48,71	52,38	49,71	47,78	47,67
$TiO_2$	1,19	1,58	2,35	0,76	1,58	1,12	2,14	1,01	1,70	0,43	0,32	0,95	0,98
$Al_2O_3$	17,74	16,10	16,07	14,59	14,80	16,49	17,40	16,91	14,97	17,51	14,56	13,07	13,13
$Fe_2O_3$	10,81	13,03	19,92	11,70	14,83	12,64	14,14	11,22	11,93	9,16	7,32	11,75	11,85
$MnO$	0,16	0,20	0,15	0,21	0,23	0,21	0,20	0,16	0,21	0,13	0,14	0,17	0,18
$MgO$	6,40	6,95	6,31	9,72	5,08	8,27	5,69	8,76	8,04	6,14	10,85	8,55	8,64
$CaO$	10,51	10,31	10,52	12,02	10,15	9,28	10,45	11,72	9,91	8,90	12,61	13,02	12,90
$Na_2O$	3,12	3,16	1,55	2,50	3,30	2,18	2,46	2,15	2,65	4,58	2,66	3,52	3,53
$K_2O$	0,17	0,40	0,09	0,12	0,30	0,27	0,32	0,18	0,36	0,32	0,19	0,12	0,11
$P_2O_5$	0,13	0,21	0,02	0,04	0,21	0,04	0,03	0,11	0,20	0,04	0,02	0,04	0,04
$S$	0,13	0,07	0,03	0,0	0,0	0,14	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,09	0,06
mm	1,31	0,46	0,65	2,05	0,68	1,94	0,59	1,10	1,12	0,29	1,41	0,78	0,75
Сумма / Sum	99,76	99,87	99,78	99,85	99,83	99,95	99,8	99,83	99,8	99,88	99,79	99,84	99,84
$Cr$	149	178	29	255	80	190	92	326	344	152	684	3,51	3,61
$V$	248	246	781	140	280	248	295	175	251	175	130	212	225
$Co$	30	35	70	44	48	43	38	44	35	23	37	30	26
$Ni$	79	94	119	186	38	107	49	123	166	41	164	125	130
$Cu$	60	78	176	34	84	112	92	87	54	65	117	42	43
$Zn$	91	99	85	99	113	101	85	75	96	75	53	218	186
$Pb$	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	11	<10	<10	10	10
$Rb$	<10	12	<10	<10	13	11	11	<10	12	10	<10	10	10
$Sr$	416	197	320	111	284	123	464	255	154	62	88	455	340
$Ba$	1311	203	64	60	107	153	173	64	97	148	77	41	31
$Nb$	6	7	6	6	6	6	6	6	7	6	6	5	5
$Zr$	44	77	14	21	75	43	18	17	136	32	14	39	43
$Y$	21	42	10	13	38	15	14	11	43	15	<10	18	18

Примечание: р. Уруштен. Красные Скалы. 67, 68, 69,70,72,73,74,76,77/18 эцлогиты. 71,75/18 гранатовые амфиболиты. р. Лабардан су. 7-1,7-2 эцлогиты. /

Note: river Urushten, Red Cliff: 67, 68, 69,70,72,73,74,76,77/18 eclogites;71,75/18 garnet amphibolites. River Labagom-su. 7-1,7-2 eclogites.

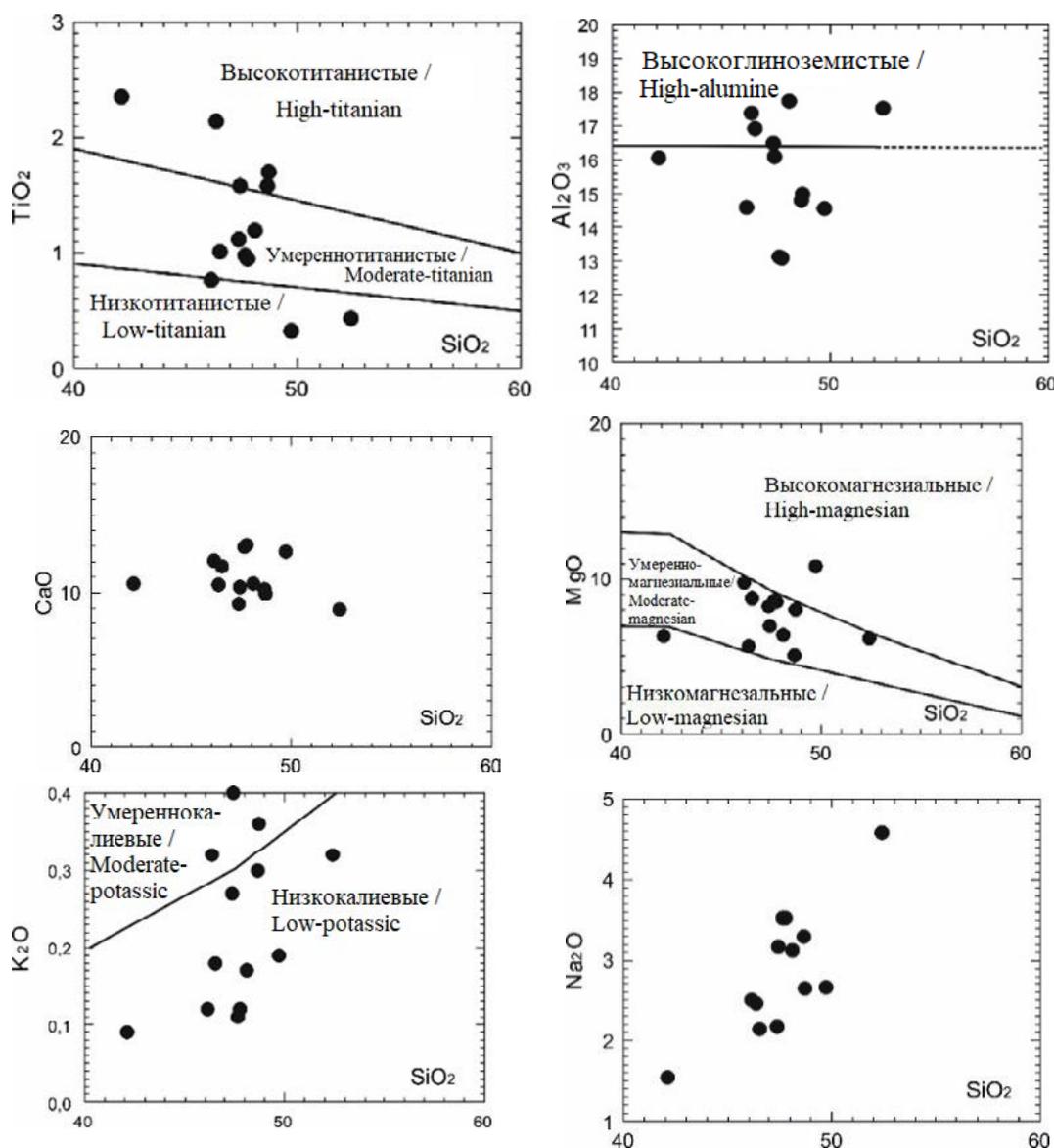


Рис. 3. Диаграммы концентраций петрогенных компонентов (в мас. %). /  
 Fig. 3. Diagrams of petrogenic components concentration (in wt. %)

торое исключение составляют не закономерные вариации содержаний  $K_2O$ . Исходные базальтоиды, по-видимому, были умеренно-титанистыми, умеренно-глиноземистыми  $Al=0,6-1,1$  масс. %, умеренно-магнезиальными  $Mg\# = 0,38-0,74$  ( $\Sigma/n$  0,55), низко калиевыми породами, с натровым типом щелочности  $Na_2O/K_2O=7,3-32$ .  $U/Th$  отношение, варьирующее от 0,25 до 1,0, что указывает на неизменность составов пород наложенными процессами.

На петрогенетических и дискриминационных диаграммах мафических пород (рис. 4) ФТС Эж. концентрируются в следующих полях: на диаграммах  $La/10 - Y/15 - Nb/8$  [Cabanis, Lecolle, 1989] и  $Zr/4 - Nb \times 2 - Y$  [Wood, 1980] – в поле базальтов  $E-MORB$  типа; на диаграмме  $Zr - Ti/100 - Y \times 3$  [Pearce, Cann, 1973] – в полях А, В толеитов островных дуг и океанического ложа; на диаграмме  $V - Ti/1000$  [Shervais, 1982] – в поле базальтов срединно-океанических хребтов и базальтов задуговых

Таблица 2. / Table 2.

## Результаты ICP-MS анализа эклогитов и гранатовых амфиболитов. /

## Results of ICP MS analysis of eclogites and garnet amphibolites).

Элементы в г/т / Elements in ppm	Номера проб / Sample Numbers				
	67\18	70\18	73\18	75\18	76\18
<i>Li</i>	10,2	7,1	8,2	10,6	7,8
<i>Be</i>	0,5	0,3	0,3	0,8	0,3
<i>Sc</i>	46,0	40,9	42,8	47,4	46,3
<i>Ti</i>	4917	3079	5600	8320	1484
<i>V</i>	311	202	371	320	226
<i>Cr</i>	126,4	252,2	68,4	333,8	126,2
<i>Mn</i>	1391	1747	1527	1778	1118
<i>Co</i>	39,6	50,2	39,3	40,8	29,5
<i>Ni</i>	66,2	151,7	38,1	141,9	34,6
<i>Cu</i>	53,7	28,5	69,4	53,9	70,2
<i>Zn</i>	102,3	100,0	90,9	112,5	77,2
<i>Rb</i>	2,5	2,3	6,8	7,3	4,7
<i>Sr</i>	492	120	529	169	54
<i>Y</i>	16,0	10,5	9,1	30,9	9,3
<i>Zr</i>	9,3	6,5	7,3	9,8	9,7
<i>Nb</i>	1,1	0,2	0,3	2,4	0,2
<i>Mo</i>	1,3	1,1	1,2	1,0	1,2
<i>Ag</i>	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1
<i>Cd</i>	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1
<i>Cs</i>	0,2	0,2	0,3	0,3	0,6
<i>Ba</i>	1592	45	143	83	113
<i>La</i>	4,5	1,0	1,6	6,7	1,3
<i>Ce</i>	11,8	3,3	4,1	19,5	3,9
<i>Pr</i>	1,7	0,6	0,6	3,0	0,6
<i>Nd</i>	9,2	3,6	3,7	15,6	3,4
<i>Sm</i>	2,6	1,3	1,3	4,6	1,1
<i>Eu</i>	1,6	0,7	1,3	1,5	0,5
<i>Gd</i>	3,1	1,6	1,6	5,0	1,3
<i>Tb</i>	0,5	0,3	0,3	1,0	0,3
<i>Dy</i>	3,2	2,2	1,9	5,9	1,8
<i>Ho</i>	0,7	0,5	0,4	1,3	0,4
<i>Er</i>	2,0	1,3	1,1	3,8	1,2
<i>Tm</i>	0,3	0,2	0,2	0,5	0,2
<i>Yb</i>	1,9	1,3	1,0	3,7	1,2
<i>Lu</i>	0,3	0,2	0,2	0,5	0,2
<i>Hf</i>	0,4	0,3	0,3	0,4	0,4
<i>Ta</i>	0,1	0,0	0,0	0,2	0,0
<i>W</i>	0,4	0,4	0,4	0,6	0,3
<i>Pb</i>	24	19	20	21	16
<i>Th</i>	0,4	0,0	0,1	0,8	0,2
<i>U</i>	0,1	0,0	0,1	0,3	0,2
$\Sigma REE$	43,4	18,2	19,1	72,6	17,3

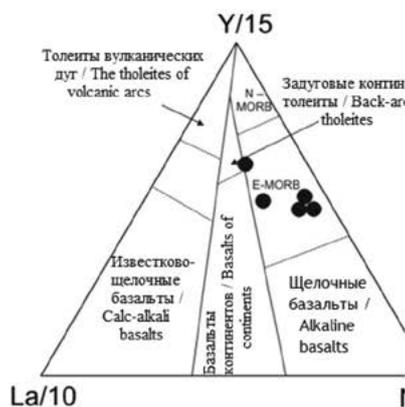


Рис. 4-1.  $La/10 - Y/15 - Nb/8$ . /  
Fig. 4.1.  $La/10 - Y/15 - Nb/8$

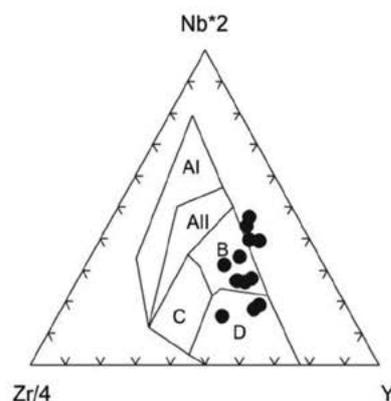


Рис. 4-2.  $Zr/4 - Nb \times 2 - Y$ . /  
Fig. 4-2.  $Zr/4 - Nb \times 2 - Y$

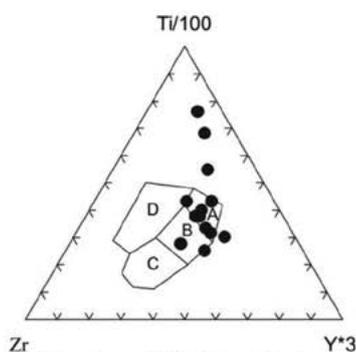


Рис. 4-3.  $Zr - Ti/100 - Y \times 3$ . /  
Fig. 4-3.  $Zr - Ti/100 - Y \times 3$

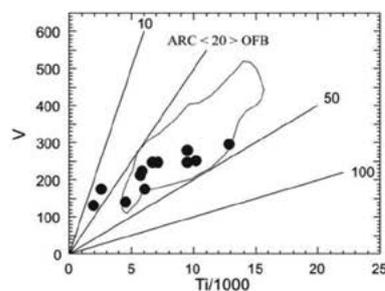


Рис. 4-4.  $V - Ti/1000$ . /  
Fig. 4-4.  $V - Ti/1000$

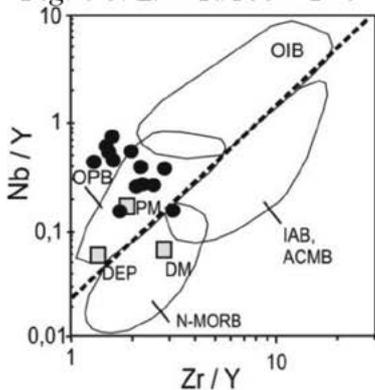


Рис. 4-5.  $Nb/Y - Zr/Y$ . /  
Fig. 4-5.  $Nb/Y - Zr/Y$

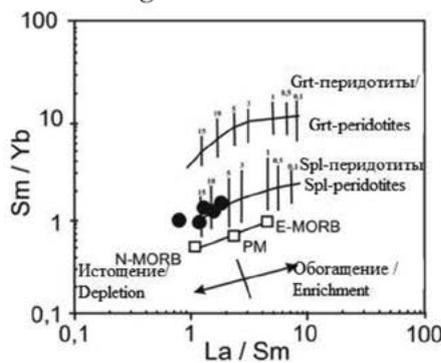


Рис. 4-6.  $Sm/Yb - La/Sm$ . /  
Fig. 4-6.  $Sm/Yb - La/Sm$

Рис. 4. Составы эклогитов на петрогенетических и дискриминационных диаграммах. /  
Fig. 4. Composition of eclogites on the petrogenetic and discriminational diagrams

бассейнов (MORB и BAB) [Скляр и др., 2001]; на диаграмме разграничения мантийных источников  $Nb/Y - Zr/Y$  [Condie, 2005] – в поле OPB – базальтов океанических плато вблизи с точкой PM (компоненты примитивной мантии); на диаграмме  $Sm/Yb - La/Sm$  ФТС Эк., группируются вблизи тренда плавления шпинелевых перидотитов [Школьник и др., 2009].  $Ni/Co$  отношения в Эк., варьирующие в пределах 0,8-5,0  $\Sigma/n$  2,9, характерных для мантийных выделок, в нашем случае варьируют в пределах 2,5-5,0. Редкоземельные элементы (табл. 2) нормированные по хондриту

[San, McDonough, 1989] образуют спектр линий близких *N-MORB* с положительной европиевой аномалией (рис. 5).  $La_n/Yb_n$  отношение (показатель степени фракционирования *REE*) равен 0,6-1,7;  $La_n/Sm_n = 0,5-1,1$ ;  $Gd_n/Yb_n = 0,9-1,3$ . Величина  $Eu/Eu^*$  где  $(Eu^* = (Sm_n + Gd_n)/2)$  составляет 0,95-2,75.  $\sum REE$  17-72 г/т,  $\Sigma/n$  34 г/т. Концентрации несовместимых элементов нормированных по *N-MORB* [San, McDonough, 1989], образуют спектр криволинейных линий, располагающихся вдоль профиля *N-MORB*. В Эк. отмечаются: 1 – незначительное повышение содержаний гидромагматофильных элементов *Ba, U, Sr, K, Rb*; 2 – отрицательные аномалии высокозарядных элементов *Nb, Ta, Zr, Hf* и слабая негативная аномалия *Ti*. Для уточнения геохимической специализации Эк, составлены ранжированные ряды кларков концентрации ( $K_k > 1,1$ ) имеющие следующий вид: *Pb* 3,3, *Ni* 1,3, *Ba* 1,3, *Co* 1,2, *Zn* 1,2, *Cu* 0,8. Их геохимическое сравнение с породами близкого петрогеохимического типа, двенадцати геодинамических обстановок [Гусев и др., 1999] показывает, что они хорошо сопоставимы с базальтами задуговых котловин (окраинные моря) и срединно-океанических хребтов. Геохимическая специализация сидерофильная.

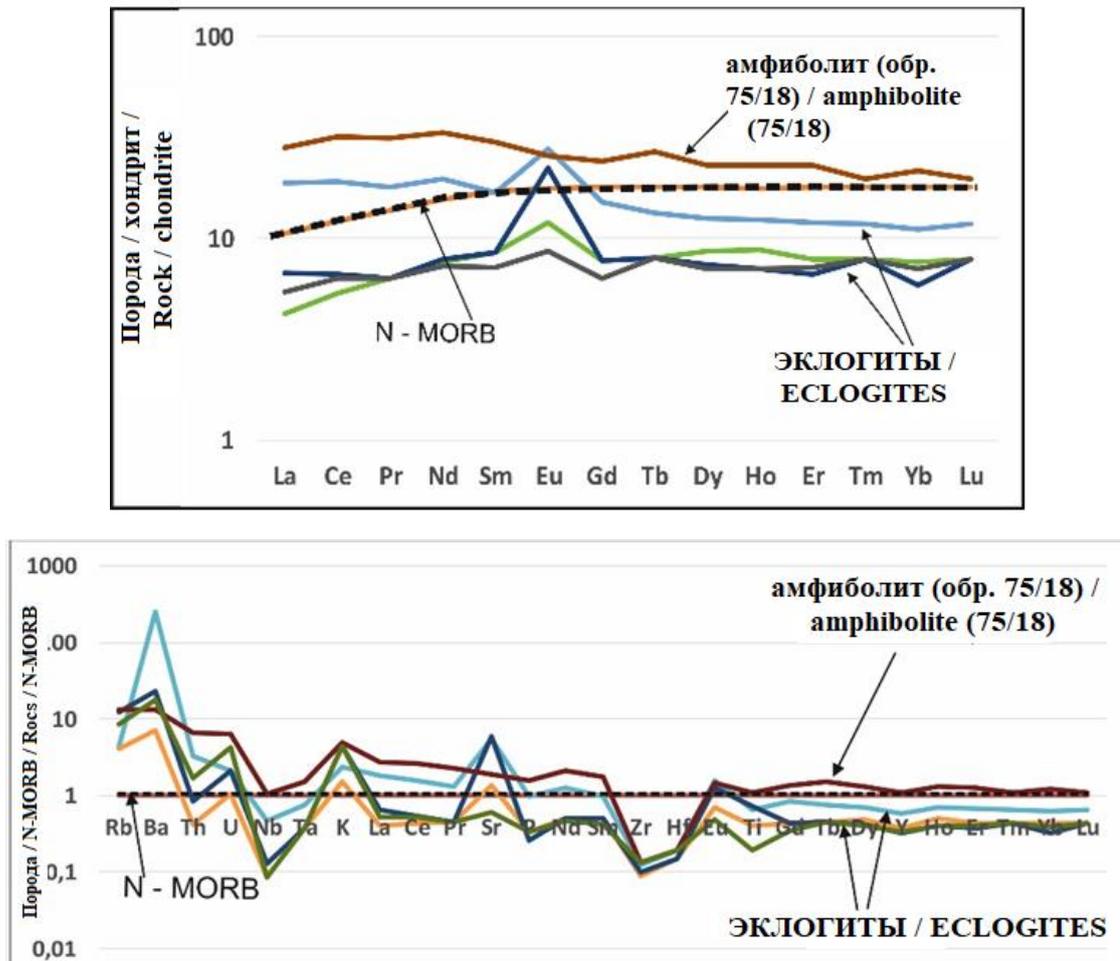


Рис. 5. Составы эклогитов на спайдер диаграммах.

Концентрации *REE* нормированные к хондриту, концентрации несовместимых элементов нормированные к *N-MORB*, по [San, McDonough, 1989]. /

Fig. 5. Composition of eclogites on the spai-der-diagrams.

Contents of *REE* were normalaized to chondrite; contents of incompati-ble elements were normalaized to *N-MORB*, acording [San, McDonough, 1989].

## Результаты и их обсуждение

В изученных образцах не выявлено реликтов первичных микроструктур, указывающих на исходную природу пород. Известно, что в глубоко-метаморфизованных образованиях, в которых отсутствуют реликты первичных структур и текстур, петрохимические методы воссоздания первичной природы пород в сочетании с геохимическими данными, являются практически единственно возможными.

Вопрос об условиях образования Эк. обычно решается на основании современных экспериментальных данных по устойчивости минералов и переходу габбро в эклогит. Образование собственно Эк. фиксируется по исчезновению плагиоклаза и появлению ассоциации гранат + омфацит. При температуре 1100°C такой переход в благоприятных по химизму породах проходит в интервале давлений от 13,5 до 20-22,5 кбар, а при температуре около 600°C – в интервале 8-15 кбар. Ограниченное распространение Эк. в обнаженных разрезах метаморфических комплексов, в сравнении с распространением пород типа габбро или базальтов, объясняется низкой скоростью реакции превращения габбро (базальта) в Эк., протекающего при низких температурах и давлениях. По-видимому, условия обеспечивающие переход в Эк, возникают на умеренных глубинах (10-15 км) и лишь изредка, возможно, в результате локальных сверхдавлений и местных повышений температуры, объяснимых сдвиговыми напряжениями, или кратковременными резкими повышениями давления в момент смены знака движения отдельных блоков земной коры, а также в результате автоклавного эффекта [Кушев, Виноградов, 1979]. Расчеты проведенные на основании гранат-клинопироксенового термометра, определяют интервал температур стабильности наблюдаемой ассоциации гранат + омфацит в Эк. Большой Лабы в пределах 580-650°C. Приблизительные оценки, на основе экспериментальных данных А. Л. Перчука по растворимости жадеитов в клинопироксенах, дают максимальные давления при формировании наблюдаемого парагенезиса порядка 13,5 кбар, минимальное 8,5 кбар [Шенгелия и др., 1991].

Известно, что по составу среди Эк. различают троктолитовый и базальтовый типы, критериями для их выделения являются магнезиальность, содержание  $TiO_2$  и щелочность. В троктолитовом и базальтовом типах эти величины соответственно равны  $MgO / (FeO + 2Fe_2O_3)$  (мол. кол.) 2-7,5 и 0,5-2;  $TiO_2$  0,1-0,8 и 0,8-7;  $Na_2O$  (вес %) 0,5-2 и 2-4. Эклогиты троктолитового типа богаты глиноземом и по химическому составу сопоставимы с габброидами офиолитовой ассоциации, в то время как Эк. базальтового типа по составу близки к различным базальтам [Удовкина, 1985]. В изученных породах эти усредненные показатели соответствуют базальтовому типу: 1,3; 1,2; 2,9. На диаграмме В. В. Закруткина (рис. 2-1), используемой для определения первичной природы метаморфических пород, ФТС Эк., концентрируются в области магматических пород. На классификационных диаграммах, учитывающих отношения петрогенных оксидов  $(Na^2 + K_2O) - SiO_2$  (рис. 2-2) и редких элементов  $(Zr / TiO_2 \times 10^{-4}) - Nb/Y$  (рис. 2-3) они располагаются в поле базальтов. Отношение изотопов  $^{87}Sr / ^{86}Sr \pm 2\sigma = 0.703505 \pm 15$  соответствует океаническим базальтам ( $^{87}Sr / ^{86}Sr \pm 2\sigma = 0,703-0,704$ ).

Таким образом, можно предположить, что протолитом изученных Эк. служили магматические породы основного состава. Исходя из мощности наблюдаемых геологических тел, варьирующей от дециметров, до первых десятков метров, пред-

ставляется логичным считать, что породы имели вулканическую природу и включали объекты эффузивного (лавы) и эксплозивного (туфы) характера. Компактное положение ФТС на диаграммах концентраций петрогенных компонентов (рис. 3), низкая величина  $U/Th$  отношения  $\leq 1,0$  указывают на неизменность состава пород наложенными процессами и изохимический тип метаморфических преобразований, при котором перераспределение элементов происходило на незначительные расстояния, не нарушая исходных соотношений в валовых пробах. Этот вывод подтверждается достаточно закономерным поведением ФТС на дискриминационных (рис. 4) и спайдер (рис. 5) диаграммах и позволяет, на наш взгляд с большой долей вероятности, рассмотреть геодинамическую природу изученных объектов.

По-видимому, Эк. образовались по умеренно-титанистым, умеренно-глиноземистым, умеренно-магнезиальным, низко-калиевым вулканитам основного состава с натровым типом щелочности, которые являлись производными расплава образовавшегося при 8-15% плавлении шпинелевых перидотитов (рис. 4-6). Низкие значения  $Mg\# = 0,55$  указывают на возможные явления дифференциации этого расплава. Положительные европиевая (рис. 5)  $Eu/Eu^* = 0,95-2,75$  и стронциевая аномалии допускают изначальную аккумуляцию плагиоклаза в вулканитах. Анализ петрогенетических диаграмм (рис. 4) показывает, что ФТС Эк. чаще всего группируются в полях базальтов океанических хребтов, океанического ложа, задуговых бассейнов, и реже – низко-калиевых толеитов островных дуг. Несовместимые элементы и *REE* нормированные по *N-MORB* и хондриту [San, McDonough, 1989], образуют спектры линий, близких к *N-MORB* (рис. 5) и, в тоже время, отличаются от них четкими отрицательными аномалиями высокозарядных элементов *Nb*, *Ta*, *Zr*, *Hf*. Известно, что отрицательные аномалии этих элементов характерны для надсубдукционных, островодужных расплавов образующихся при плавлении пород мантийного клина с участием флюида и расплавов субдуцирующейся океанической коры. Следует отметить, что в исследованных породах имеет место лишь незначительное повышение содержаний флюид мобильных элементов и практическое отсутствие характерной для островодужных расплавов титановой аномалии. Полученные результаты на наш взгляд, более всего соответствуют условиям задугового бассейна.

Исходя из изложенного выше и с учетом палеотектонических реконструкций Кавказского региона [Адамия и др., 1989], можно предположить, что в раннем палеозое, на северной окраине Палео-Тетиса существовала сложная геодинамическая система, включающая: две субдукционные зоны, две островные дуги, а также окраинное море и морской бассейн рифтогенного типа. Вулканиты основного состава, изливавшиеся на дне междуугового бассейна (краевого моря БК), в тылу Закавказской островной дуги, или в пределах интрадугового рифта СФЗ ПХ в тылу островной дуги БК, имели характеристики близкие к базальтам *MORB* типа и метки надсубдукционных образований. С течением времени они были вовлечены в геотектонические процессы и, погрузившись на умеренные глубины в пределах развинутой в этот период земной коры, в результате локальных сверхдавлений и местных повышений температуры, претерпели эклогитовое перерождение. В дальнейшем, в период формирования сложно деформированной аллохтонной структуры Передового хребта, а также в результате позднегерцинских, киммерийских и альпийских движений, и эрозионной деятельности рек Эк., оказались на современной поверхности.

## Выводы

Изучены петрохимические и геохимические особенности Эк., в разрезах пород «балканской» и «лабарданской» свит, развитых в СФЗ ПХ БК. Показано, что они являются Эк. базальтового типа, образовавшимися по умеренно-титанистым, умеренно-глиноземистым и умеренно-магнезиальным, низко-калиевым базальтам при  $T = 580-650^{\circ}\text{C}$  и  $P = 8,5-13,5$  кбар. Предполагается, что исходный расплав, из которого образованы Эк., формировался при 8-15% плавлении шпинелевых перидотитов.  $Ni/Co$  отношение  $\Sigma/n = 2,9$  соответствует показателю мантийных выплавов, варьирующему в пределах 2,5-5,0. Низкие значения  $Mg\# = 0,55$  указывают на возможные явления предварительной дифференциации расплава. Положительные европиевая ( $Eu/Eu^* = 0,95-2,75$ ) и стронциевая аномалии допускают изначальную аккумуляцию плагиоклаза в вулканитах. Несовместимые элементы и *REE*, нормированные по *N-MORB* и хондриту [San, McDonough, 1989], образуют спектры линий, близких к базальтам *MORB* типа и в то же время отличаются от последних присутствием отрицательных аномалий высокозарядных элементов (Nb, Ta, Zr, Hf). На основании анализа диаграмм и геохимических данных и с учетом известных палеотектонических реконструкций Кавказского региона сделано предположение о том, что протолитом при их образовании являлись вулканиты накопившиеся в раннепалеозойское время в краевом море БК в тылу Закавказской островной дуги, или в пределах интрадугового рифта ПХ в тылу островной дуги БК.

## Литература

1. Адамия Ш. А., Габуня Г. Л., Кутелия З. А. и др. Характерные черты тектоники Кавказа. // Сб. научн. трудов «Геодинамика Кавказа». – М.: Наука, 1989. – С. 3-15.
2. Афанасьев Г. Д., Плошко В. В., Шпорт Н. П. Эклогит Передового хребта Северного Кавказа. // Доклады АН СССР. – 1969. – Т. 187. №6. – С. 1379-1382.
3. Гусев Г. С., Кудрявцев Ю. К., Гушин А. В. и др. Геохимическая и металлогеническая специализация структурно-вещественных комплексов. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. – 514 с.
4. Добрецов Н. Л., Соболев Н. В., Шацкий В. С., и др. Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. – Новосибирск: Наука, 1989. – 217 с.
5. Закруткин В. В. Основные парачарнокиты. – Ростов-на-Дону: Изд. Рост. ун-та, 1981. – 216 с.
6. Кушев В. Г. Виноградов Д. П. Метаморфогенные эклогиты. – Новосибирск: Наука, 1978. – 105 с.
7. Лебедев В. А., Чернышев И. В., Чугаев А. В. и др. Геохронология извержений и источники вещества материнских магм вулкана Эльбрус (Большой Кавказ): результаты К-Ar и Sr-Nd-Pb изотопных исследований. // Геохимия. – 2010. – №1. – С. 45-73.
8. Плошко В. В., Шпорт Н. П. Формация эклогитов Большого Кавказа. // Изв. АН СССР. Сер. Геол. – 1974. – С. 60-71.
9. Плошко В. В., Шпорт Н. П., Князева Д. Н. Новые находки эклогитов на Кавказе. // ДАН СССР. – 1977. – Т. 236. №5. – С. 1196-1198.
10. Скляр Е. В., Гладкочуб Д. П., Донская Т. В. и др. Интерпретация геохимических данных. – М.: Центр «Интеграция», 2001. – 273 с.
11. Татришвили Н. Ф. Об открытии эклогитов на Большом Кавказе. // ДАН СССР. – 1970. – Т. 190. №4. – С. 944-946.
12. Удовкина Н. Г. Эклогиты СССР. – М.: Наука, 1985. – 257 с.
13. Шенгелия Д. М., Кориковский С. П., Чичинадзе Г. Л. и др. Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа. – М.: Наука, 1991. – 221 с.

14. Школьник С. И., Резницкий Л. З., Беличенко В. Г., Бараш И. Г. Геохимия, вопросы петрогенезиса и геодинамическая типизация метавулканитов Тункинского террейна (Байкало-Хубсугульский регион). // *Геология и геофизика*. – 2009. – Т. 50. №9. – С. 1013-1024.
15. Cabanis B., lecolle M. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour ladiscrimination des series volcaniques et lamise en evidence des processus de mélange et/ou contamination crustale. // *C.R. Acad. Sci. Ser. II*. – 1989. – V. 309. – Pp. 2023-2029.
16. Condie K. C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes. – *Lithos*. – 2005. – V. 79. – Pp. 491-504.
17. Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1973. – V. 19. – Pp. 290-300.
18. Shervais J. W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1982. – V. 59. – Pp. 101-118.
19. Sun S. S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts. // *Geol. Spec. Publ.* – 1989. – No. 42. – Pp. 313-345.
20. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1980. – V. 50. – Pp. 11-30.

### References

1. Adamiya Sh.A., Gabuniya G.L., Kuteliya Z.A., et al. Characteristic features of Caucasus tectonics. In: Proceedings “Geodynamics of the Caucasus”. Moscow. Nauka, 1989. pp. 3-15. (In Russ.)
2. Afanas'ev G. D., Ploshko V.V., Shport N.P. Eclogite of Peredovoi Range of the North Caucasus. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*. 1969. Vol. 187. No. 6. pp. 1379-1382. (In Russ.)
3. Gusev G. S., Kudryavtsev Yu.K., Gushchin A.V. et al. Geochemical and metallogenic specialization of structural-material complexes. St. Petersburg, VSEGEI, 1999. 514 p. (In Russ.)
4. Dobretsov N.L., Sobolev N.V., Shatskii V.S. et al. Eclogites and glaucophane schists in folded areas. Novosibirsk. Nauka, 1989. 217 p. (In Russ.)
5. Zakrutkin V.V. The main paracharnokites. Rostov-on-Don. Publishing House Rostov University, 1981. 216 p. (In Russ.)
6. Kushev V.G., Vinogradov D.P. Metamorphogenic eclogites. Novosibirsk. Nauka, 1978. 105 p. (In Russ.)
7. Lebedev V.A., Chernyshev I.V., Chugaev A.V. et al. Geochronology of eruptions and sources of maternal magma from the Elbrus volcano (Greater Caucasus): results of K-Ar and Sr-Nd-Pb isotope studies. *Geochemistry*. 2010. No. 1. pp. 45-73. (In Russ.)
8. Ploshko V.V., Shport N.P. The eclogite formation of the Greater Caucasus. In: *Izv. USSR Academy of Sciences. Ser. Geol.* 1974. pp. 60-71. (In Russ.)
9. Ploshko V.V., Shport N.P., Knyazeva D.N. New finds of eclogites in the Caucasus. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*. 1977. Vol. 236. No. 5. pp. 1196-1198. (In Russ.)
10. Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Donskaya T.V. et al. Interpretation of geochemical data. Moscow. Center “Integratsiya”, 2001. 273 p. (In Russ.)
11. Tatrishvili N.F. About the discovery of eclogites in the Greater Caucasus. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*. 1970. Vol. 190. No. 4. pp. 944-946. (In Russ.)
12. Udovkina N. G. Eclogites of the USSR. Moscow. Nauka, 1985. 257 p. (In Russ.)
13. Shengeliya D.M., Korikovskii S.P., Chichinadze G.L. et al. Petrology of metamorphic complexes of the Greater Caucasus. Moscow. Nauka, 1991. 221 p. (In Russ.)
14. Shkol'nik S. I., Reznitskii L. Z., Belichenko V.G., Barash I. G. Geochemistry, questions of petrogenesis and geodynamic typification of metavolcanic rocks of the Tunkinsk terrane (Baikal-Khubsugul region). *Geology and geophysics*. 2009. Vol. 50. No. 9. pp. 1013-1024. (In Russ.)

15. Cabanis B., lecolle M. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour ladiscrimination des series volcaniques et lamise en evidence des processus de mélange et/ou contamination crustale. C. R. Acad. Sci. Ser. II. 1989. Vol. 309. pp. 2023-2029.
16. Condie K. C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes. Lithos. 2005. Vol. 79. pp. 491-504.
17. Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth Planet. Sci. Lett. 1973. Vol. 19. pp. 290-300.
18. Shervaism J.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 59. pp. 101-118.
19. Sun S. S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts. Geol. Spec. Publ. 1989. No. 42. pp. 313-345.
20. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 50. pp. 11-30.