

## СПЕЦИФИКА ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД РАННЕЮРСКОГО МАРИНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ)

Маринский раннеюрский вулканический комплекс сформировался в три этапа – три фазы. Породам каждой фазы даны петрографическая, петрохимическая и геохимическая, с учетом редкоземельных элементов, характеристики вещественного состава. Эти характеристики позволили отнести описанные вулканиды к единому вулканическому комплексу, сформировавшемуся в условиях активной континентальной окраины андского типа, и провести сравнение их с близко разновозрастными вулканическими породами других зон Центрального и Восточного Кавказа.

Ключевые слова: *Северный Кавказ, Центральный Кавказ, Восточный Кавказ, нижняя юра, вулканизм, комплекс, редкоземельные элементы.*

Marinsky Lower Jurassic volcanic complex formed during three phases. Petrographic, geochemical (with account of REE), and petrochemical characteristics of material composition were given to the rocks of each phase. These characteristics allowed the authors to refer the described volcanic rocks to a single volcanic complex formed in the Andean-type active continental margin and to compare them with almost coeval volcanic rocks in other zones of the Central Caucasus and East Caucasus.

Keywords: *Northern Caucasus, Central Caucasus, East Caucasus, Lower Jurassic, volcanic process, complex, Rare Earth elements.*

В горно-складчатом сооружении Северного Кавказа традиционно выделялись четыре крупные структурно-формационные зоны, ориентированные параллельно друг другу в общекавказском северо-западном направлении и отделенные друг от друга системами зон глубинных разломов. Чередование зон в направлении с севера на юг отражала главным образом разновозрастность отложений, тяготеющих к этим зонам, смятых с различной интенсивностью и с различным антиклинорным, синклинорным или моноклинальным их строением. Хотя и отмечались изменения вещественного состава разновозрастных геологических образований этого региона по латерали с северо-запада на юго-восток, а также значительные различия в геологическом строении его частей, но этому не придавалось существенного значения.

В последнее время [3, 12], на основании изучения строения и особенностей размещения преимущественно юрских вулканических комплексов (в сочетании с закономерностями размещения комагматичных вулканидов интрузивных образований), оказалось возможным подразделить мегаструктуру Большого Кавказа на сегменты и блоки, поперечные общекавказскому направлению и различающиеся не только по типам ряда геологических образований, но и по характеру магматизма и условиям накопления как юрских осадочных толщ, так и более древних образований. Выявленные особенности вещественного состава и пространственного размещения главным образом ранне-среднеюрских вулканидов, позволили по-новому интерпретировать геологическое строение региона, уточнить корреляционные стратиграфические схемы мезозойских отложений и подготовить корреляционную схему его ранне-среднеюрского магматизма [18].

Районирование, отражающее неоднородность геологического строения региона не только продольного, но и поперечного, антикавказского,

позволило разделить его на сегменты, а Центрально-Кавказского сегмента на блоки с различной историей геологического развития.

В складчатой системе северного склона Большого Кавказа выделены [12] Западно-Кавказский, Центрально-Кавказский и Восточно-Кавказский сегменты, которые разделены поперечными шовными зонами антикавказского субмеридионального направления (рис. 1). Эти зоны (с запада на восток) – Пшеха-Аутлинская и Терско-Сунженская – являются структурами глубокого заложения и находят свое отражение в гравитационном поле. Выделенные сегменты отличаются друг от друга главным образом особенностями размещения ранне-среднеюрских вулканидов (и в целом альпийского магматизма), строением разрезов юрских отложений, интенсивностью и морфологией складчатости, масштабом вертикального воздымания сегментов и степенью их эродированности. Эти различия имеют место по обе стороны от установленных шовных зон и, по-видимому, унаследованы от первичной неоднородности фундамента.

В пределах сегментов, на основании вещественного состава не только стратифицированных, но и магматических образований, а также с учётом их внутреннего структурного строения установлены структурно-вещественные зоны (СВЗ) (рис. 1). Юрские образования в Западно-Кавказском сегменте сосредоточены преимущественно в Гойтхской зоне (1). В Центрально-Кавказском сегменте, в составе которого выделены три крупных блока, это Лабино-Белореченская (2), практически амагматичная СВЗ в Лабинском блоке (западном), Маруха-Черекская (3) в Зеленчук-Баксанском блоке (центральном) с широким развитием как угленосных отложений, так и вулканических образований основного и среднего составов. Юрские образования в Урухском (восточном) блоке этого сегмента имеют более сложное строение, здесь выделяются

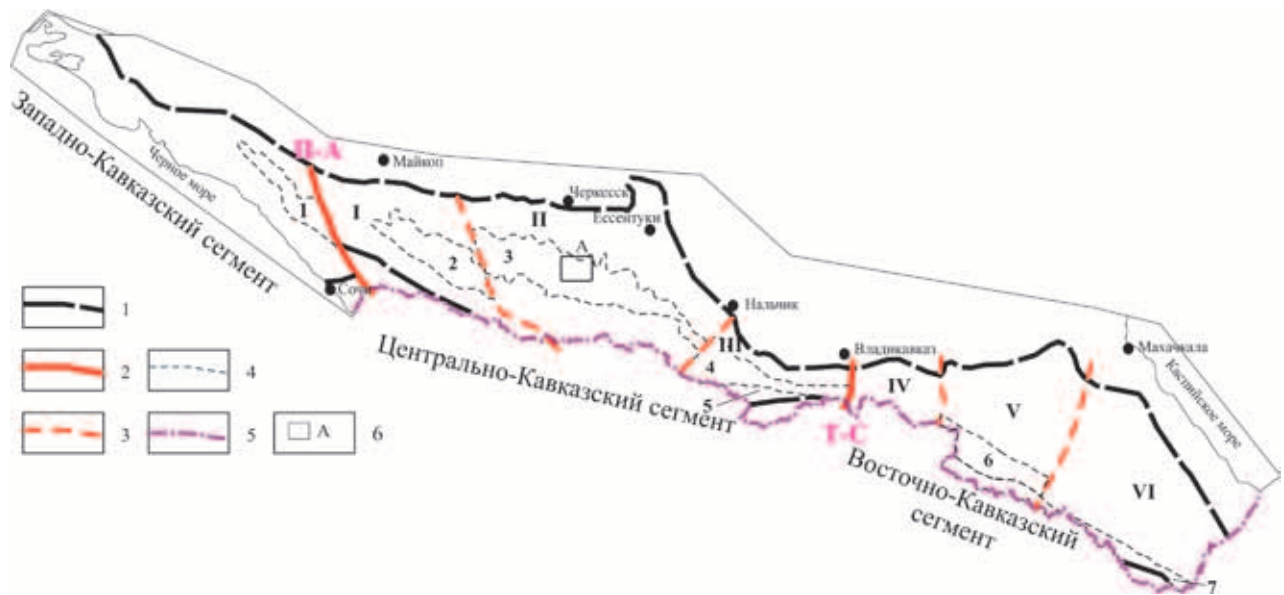


Рис. 1. Схема структурно-вещественного районирования (по [12] с упрощениями и дополнениями)

1 – границы складчатых систем; 2 – границы сегментов складчатой системы северного склона Большого Кавказа; 3 – границы блоков Центрально-Кавказского и Восточно-Кавказского сегментов; 4 – границы структурно-вещественных зон; 5 – государственная граница Российской Федерации; 6 – контур Маринского участка. Блоки Центрально-Кавказского сегмента (I – Лабинский, II – Зеленчук-Баксанский, III – Урухский), Восточно-Кавказского сегмента (IV – Ассинский, V – Андийско-Аварский, VI – Самурский). Структурно-вещественные зоны (с юрскими вулканитами): 1 – Гойтхская, 2 – Лабино-Белореченская, 3 – Маруха-Черекская, 4 – Ардон-Ассинская, 5 – Фиагдонская, 6 – Мачхалорская, 7 – Химрекская. П-А – Пшеха-Аутглинская и Т-С – Терско-Сунженская шовные зоны разломов

Ардон-Ассинская СВЗ (4) с андезит- и андезидацитовым вулканизмом (вплоть до трахиандезитов) и Фиагдонская СВЗ (5) с многочисленными покровами базальтов. В пределах Восточно-Кавказского сегмента вулканические образования отмечаются в ранее выделявшихся зонах [12]. Более детальные исследования строения и вещественного состава юрских образований Восточно-Кавказского сегмента позволили выделить в нем, по аналогии с Центрально-Кавказским сегментом, ряд блоков (Ассинский, Андийско-Аварский и Самурский), уточнить строение Аргун-Самурской СВЗ и разделить её на две самостоятельные СВЗ – Мачхалорскую (6) на западе и Химрекскую (7) на востоке (развитые в них юрские вулканиты формируют мачхалорский и химрекский комплексы).

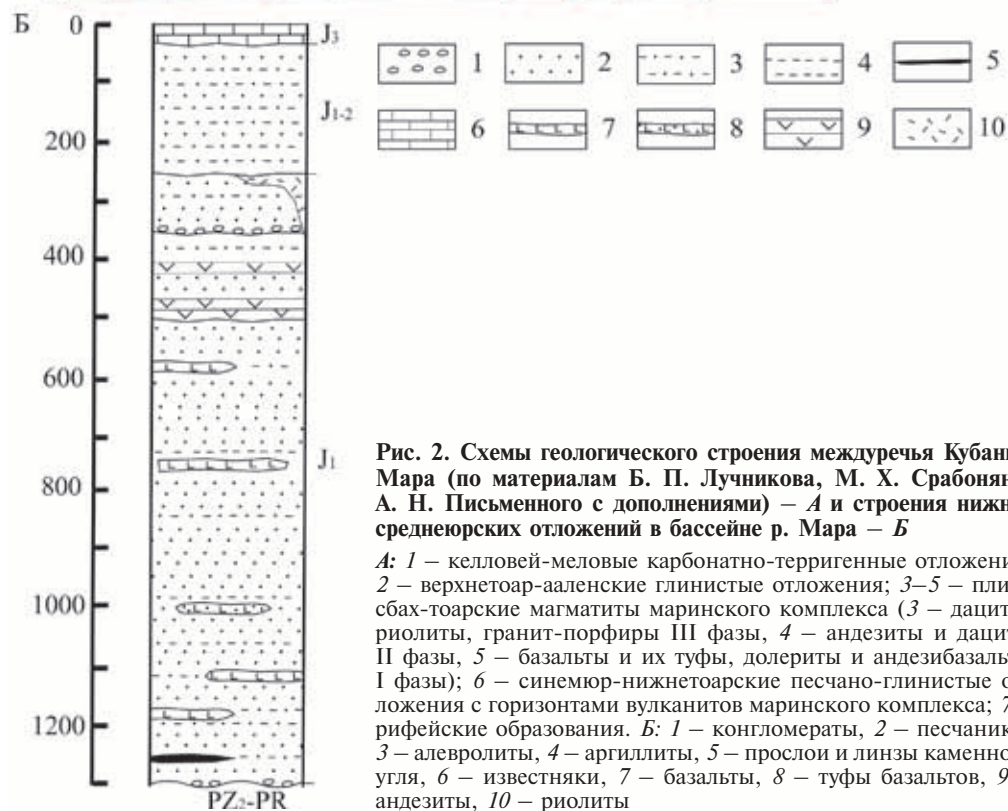
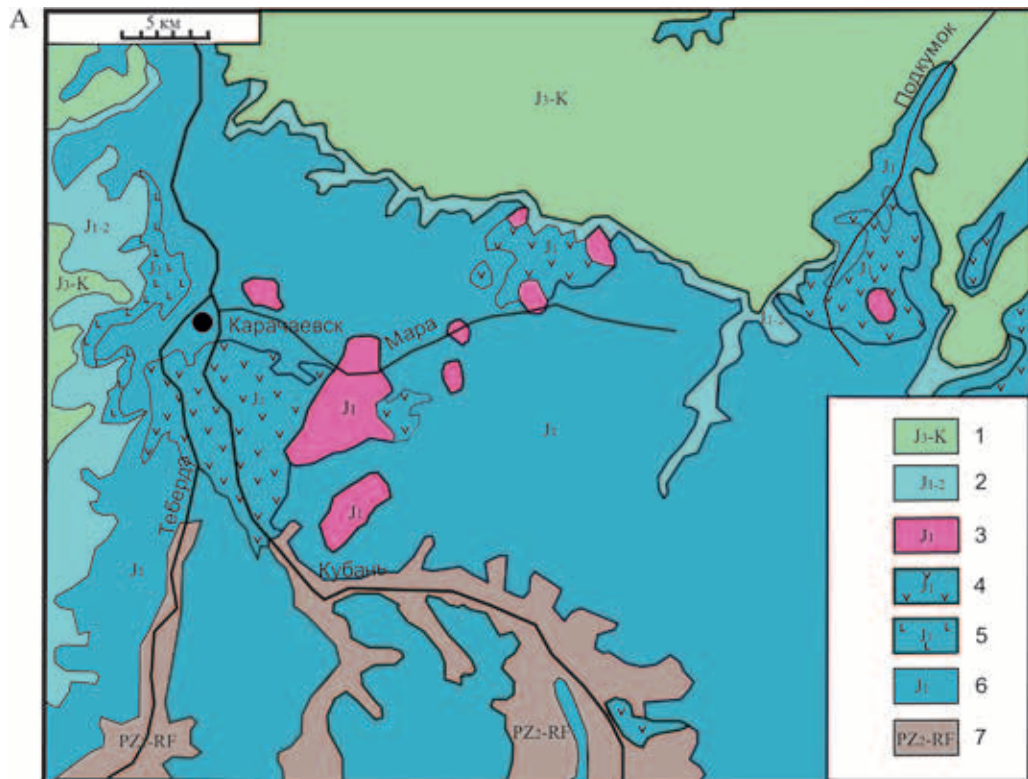
Как уже отмечалось, в течение раннеюрского периода в пределах складчатой системы северного склона Большого Кавказа интенсивно проявился известково-щелочной магматизм, представленный как в вулканических и субвулканических фациях, так и в виде гипабиссальных интрузивов, наиболее широко развитых в Маруха-Черекской СВЗ в Зеленчук-Баксанском блоке Центрально-Кавказского сегмента (рис. 1). Магматические образования этого возраста, развитые в этой зоне (в бассейне р. Кубань, в районе г. Карачаевск), выделены Г. А. Михеевым как маринский комплекс, названный по р. Мара, правому притоку р. Кубань. Автором статьи породы комплекса исследованы в междуречье Кубань – Мара (рис. 2).

Геологическое строение района исследований характеризуется двухъярусным строением. Нижний ярус – рифейские образования фундамента, несогласно перекрытые осадочно-вулканогенными породами мезо-кайнозойского чехла верхнего яруса. В основании мезо-кайнозойского чехла залегает раннеюрская вулканогенно-осадочная тол-

ща, разрез которой начинается с песчано-глинистых отложений, относимых к хумаринской свите. В нижней и верхней частях свиты мощностью 200 и 260 м резко преобладают песчаники с редкими прослоями алевролитов и линзовидными прослоями углей. Средняя часть разреза свиты (до 615 м) представлена переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов с пластинами и линзами углей и горизонтами вулканогенных пород – базальтов и андезибазальтов, их лавобрекчий и туфов, а также туффицитов, иногда туфоконгломератов. Эти вулканиты в составе хумаринской свиты являются покровной фацией ранней фазы формирования маринского комплекса. Мощность покровов 0–170 м. Отмечаются также пластовые интрузивные тела (силлы) долеритов. Синемюр-раннеплинсбахский возраст отложений свиты подтверждается органическими остатками [20].

На неровной поверхности пород хумаринской свиты залегают лавы андезитов, андезидацитов и дацитов (следующая фаза формирования маринского комплекса), переслаивающиеся с туфобрекчиями, туфопесчаниками и песчаниками, объединяемыми в шоанскую свиту. Мощность этой свиты 15–205 м. К западу от рассматриваемого района, на плато Джалпак, андезиитоиды шоанской свиты фациально замещены лавами (до 100 м) трахиандезитового состава (по данным А. Н. Письменного). Плинсбахский возраст свиты определяется ее стратиграфическим положением.

Завершается раннеюрская осадочно-вулканогенная толща отложениями муздухской свиты (до 120 м) с обильным сильно измененным вулканогенным материалом, растительными остатками, представляющими собой пачки переслаивания песчаников, аргиллитов и алевролитов с базальным конгломератом (до 20 м) в основании. Конгломераты сложены галькой сильно разрушенных вулканогенных пород,



**Рис. 2. Схемы геологического строения междуречья Кубань–Мара (по материалам Б. П. Лучникова, М. Х. Срабоняна, А. Н. Письменного с дополнениями) – А и строения нижне-среднеюрских отложений в бассейне р. Мара – Б**

**А:** 1 – келловей-меловые карбонатно-терригенные отложения; 2 – верхнетоар-ааленские глинистые отложения; 3–5 – плинсбах-тоарские магматиты маринского комплекса (3 – дациты, риолиты, гранит-порфиры III фазы, 4 – андезиты и дациты II фазы, 5 – базальты и их туфы, долериты и андезибазальты I фазы); 6 – синемюр-нижнетоарские песчано-глинистые отложения с горизонтами вулканитов маринского комплекса; 7 – рифейские образования. **Б:** 1 – конгломераты, 2 – песчаники, 3 – алевролиты, 4 – аргиллиты, 5 – прослои и линзы каменного угля, 6 – известняки, 7 – базальты, 8 – туфы базальтов, 9 – андезиты, 10 – риолиты

песчаников и гранитов, сцементированных песчано-алевритовым материалом, с примесью вулканогенного материала. Раннетоарский возраст свиты определяется находками флоры и микрофауны [20]. Синемюр-тоарскую осадочно-вулканогенную толщу прорывают неправильной формы субвулканические тела дацитов, риолитов, гранит-порфиров третьей фазы маринского комплекса.

Вышеописанные синемюр-раннетоарские образования трансгрессивно перекрываются позд-

нетоар-ааленской песчано-алевролитовой толщей (джигатской свитой), выше которой залегает терригенно-карбонатная верхнеюрско-меловая толща.

Основные особенности геологического строения и петрохимического состава вулканических образований более восточных районов – Урухского блока Центрально-Кавказского сегмента [10, 11, 13, 14] и Восточно-Кавказского сегмента – рассмотрены нами в [11, 13, 16]. Здесь представлены особенности размещения и вещественного состава раннеюрских



магматитов маринского вулканического комплекса Маруха-Черекской СВЗ Зеленчук-Баксанского блока Центрально-Кавказского сегмента. Как уже отмечалось, вулканические образования, приуроченные к нижнеюрской части разреза осадочного чехла, слагают согласно залегающие с напластованием осадочных пород горизонты лав и туфов мощностью до нескольких десятков, а иногда свыше ста метров; интрузивные (субвулканические) тела образуют или горизонтальные sillы мощностью до нескольких десятков метров при протяженности по простиранию до нескольких сот метров, или незначительных размеров мелкие штоки (площадью до нескольких квадратных километров), внедрившиеся в пологозалегающие нижнеюрские отложения. При этом установлено, что более ранние андезибазальтовые и андезитовые покровы и sillы в нижней части разреза пересекают более молодые дайкообразные тела аналогичного состава. Гальки пород этих вулканитов найдены в конгломератах раннетоярской муздухской свиты. Кроме того, в стратифицированных образованиях комплекса известны редкие находки плинсбахской фауны. На основании этих данных принимается плинсбах-тоарский возраст вулканитов маринского комплекса, развитых в покровных и субвулканических фациях. Цифры абсолютного возраста, полученные Ag/Ag методом Ю. С. Хессом [17, 22] для андезитов и дацитов комплекса, указывают на очень короткий промежуток времени формирования этих пород — от  $178,2 \pm 10,0$  до  $189,8 \pm 6,1$  млн лет. Согласно Общей стратиграфической шкале [9], этот возраст соответствует интервалу от плинсбахского до тоарского времени, что хорошо согласуется со стратиграфическим положением пород рассматриваемой серии.

Как уже отмечалось, в ранге комплекса эти породы (главным образом субвулканические) были выделены и описаны Г. А. Михеевыми с соавторами в 1967 г. Более детально они изучены Л. А. Кондаковым [6], охарактеризовавшим химический состав пород по результатам силикатного анализа. Позднее Ю. С. Хесс и соавторы [17] изучили породы комплекса с использованием более современной аналитической базы, в том числе и данных о характере распределения в них редкоземельных элементов. Цель их исследований — выявление природы и эволюции раннеюрского магматизма Северного Кавказа, определение его возраста и сопоставление юрского магматизма маринского комплекса с магматитами в зоне южного склона. Однако при этом не были рассмотрены породы покровной фации этого комплекса, формирующие пластовые залежи среди осадочных толщ нижней юры.

Наша задача — выявление петрохимических и геохимических особенностей вулканогенных пород маринского комплекса в целом, а также закономерностей изменения этих особенностей во времени. При многофазном строении комплекса и существующих разногласиях по поводу количества выделяемых в его составе фаз представляется возможным сформулировать три последовательных этапа его становления [18].

На первом этапе проявления первой фазы комплекса в составе хумаринской свиты сформировались покровы базальтов и андезибазальтов и sillы долеритов. Покровы, тяготеющие главным образом к нижней части разреза осадочно-вулканогенной толщи, по своему вещественному составу практи-

чески не отличаются от пластовых субинтрузивных тел, встречающихся по всему разрезу нижнеюрских отложений района, а также относящихся к первой фазе становления маринского комплекса. Это позволяет в дальнейшем рассматривать их совместно.

Базальты и долериты имеют порфиристую структуру и содержат фенокристы (до 35%) зональных плагиоклазов двух генераций (андезин-лабрадора № 45–55 и андезина № 38–40), диопсид-авгита, иногда роговой обманки; оливин отмечается крайне редко. Пироксен-полевошпатовая основная масса пород (65%) имеет долеритовую, реже микролитовую структуру, иногда с элементами трахитоидности. Вторичные минералы — карбонат, альбит, каолинит, хлорит и кварц, содержание которого иногда достигает 3%. Рудные минералы (до 2%) — магнетит, ильменит, пирит.

Фигуративные точки химического состава пород первой фазы комплекса образуют последовательный ряд (рис. 3) от базальтов до андезибазальтов ( $\text{SiO}_2$  от 45,7 до 55,7%) с колебаниями по суммарной щелочности от нормальной до умереннощелочной ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  от 3,1 до 6,3% при 0,7–3,4%  $\text{K}_2\text{O}$ ; щелочность пород преимущественно натриевая, иногда калиево-натриевая ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2,09\text{--}4,29$ , редко 1,08).

Во вторую фазу маринского комплекса в составе вулканогенно-осадочной шоанской свиты формировались вулканиты преимущественно среднего состава — андезитовые агломератовые лавы и туфы; экструзивно-жерловые и лакколитоподобные субвулканические тела андезитового и дацитового, реже андезидацитового и трахиандезитового составов. Основная масса андезитов (до 64%) — афанитовая с микролитами альбитизированного плагиоклаза. Вкрапленники плагиоклаза (до 30%) также почти целиком альбитизированы, в реликтах устанавливается андезин. Псевдоморфозы карбонатов по амфиболу составляют около 3%, изредка присутствуют авгит (0,4%) и сильно измененные пластинки зеленого биотита (0,7%) с опацитовыми каёмками. Пустоты и прожилки в породе заполнены хлоритом, карбонатом, изредка пренитом и анальцимом. Содержание магнетита и титаномагнетита достигает 2,5%. В конце второй фазы комплекса сформировались некии натриевых трахиандезитов — порфиристых пород с трахитоидной структурой.

В целом среди пород второй фазы преобладают андезиты нормальной щелочности, реже умереннощелочные (рис. 3) с колебаниями содержаний  $\text{SiO}_2$  от 57,5 до 66,3%, а суммарной щелочности  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  от 4,87 до 7,01 при 1,02–2,32%  $\text{K}_2\text{O}$ ; щелочность пород преимущественно натриевая (отношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  от 2,4 до 4,1).

Наиболее поздними в составе маринского комплекса (III фаза) являются субвулканические породы кислого состава: от дацитов (гранодиорит-порфири) и риодацитов до риолитов (гранит-порфири), образующих мелкие тела и штоки. В дацитах на фоне микропиклитовой основной массы (60% породы) присутствуют вкрапленники (до 30%) плагиоклаза (андезина), амфибола (до 3,8%), биотита (2,4%), кварца (6,8%); породы часто карбонатизированы, каолинизированы и хлоритизированы. В риолитах основная микрофельзитовая масса составляет иногда до 92% породы; вкрапленники (до 30%) — альбитизированный олигоклаз до 5,5, кварц 1,3 и биотит до 1, целиком замещенный карбона-



Рис. 3. Диаграмма сумма щелочей – кремнезём (TAS), маринский комплекс

1 – базальты и андезибазальты I фазы; 2 – андезиты, андезидациты и дациты II фазы; 3 – риолиты и гранит-порфиры III фазы

том. По химическому составу это ряд нормально-щелочных пород от дацитов до риолитов (рис. 3). Содержание  $\text{SiO}_2$  63,5–74,6%, сумма  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  от 5,08 до 7,64 при 1,1–3,36%  $\text{K}_2\text{O}$ ; щелочность пород преимущественно натриевая (отношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  1,2–2,1, в редких случаях 0,8–0,9).

Таким образом, в составе магматитов комплекса от первой фазы к третьей происходит последовательная смена пород от основных на раннем этапе развития комплекса до кислых на заключительном; породы становятся относительно менее щелочными (от нормально- и умереннощелочных базальтоидов до нормальнощелочных кислых пород), тогда как количество  $\text{K}_2\text{O}$  остается практически постоянным при нарастании натриевой щелочности пород. В минералогическом составе пород отмечается, по мере развития комплекса, незначительное раскисление плагиоклаза (от андезин-лабрадора и андезина до олигоклаз-андезина) в составе темноцветных вместо пироксена, иногда оливина в базальтоидах, появляется амфибол в андезитах и дацитах, который сменяется биотитом в кислых породах.

С субвулканическими телами маринского комплекса пространственно и скорее всего генетически сопряжены своеобразные породы, названные Л. А. Кондаковым [6] «эруптивными брекчиями», фиксируемыми в виде лентообразных тел мощностью до 1,5–2 м вдоль контактов субвулканических тел или в зонах пересечения разнонаправленных разломов. По облику они близки к туфам, однако их цементирующая масса – микрзернистое вещество, преимущественно карбонатное, обогащенное углистой пылью, содержит мелкие обломки кварца, реже плагиоклаза, большое количество отчетливо ксеногенных минералов из палеозойских гранитов фундамента и обломки вмещающих пород. Генезис их не совсем ясен, возможно, это флюидо-эксплозивные брекчии.

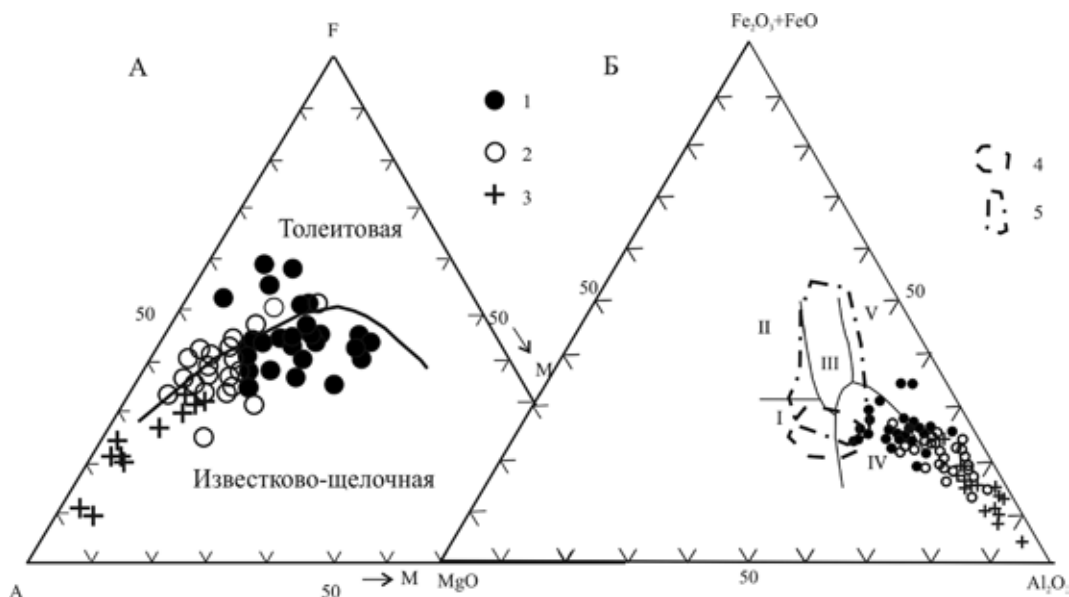
Для выявления петрохимической специфики пород маринского комплекса, а также с целью осуществления палеогеодинамических построений использованы силикатные анализы как из опубликованных работ [6, 17, 22], так и рукопис-

ных (Б. П. Лучников и др.), а также авторские, выполненные в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ. Там же выполнен приближенно-количественный спектральный анализ (испарением из канала-МА-ЭС) 15 проб из пород I, II и III фаз комплекса и масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) для определения содержания 14 редкоземельных элементов и Y в тех же пробах.

Основное внимание при анализе петрохимического состава пород было уделено базальтам и андезибазальтам с содержанием кремнезёма 48–57% как исходным породам изменяющегося во времени магматизма. В опубликованных работах предложены различные петрохимические диаграммы [2, 5, 7, 8, 23 и др.]. Автор статьи остановился на диаграммах, в которых используются окислы наиболее стабильных (Mn, Mg, K, Ti, P) и условно стабильных (Si, Al, Fe) элементов, наиболее выразительно отражающих специфику пород маринского комплекса.

На диаграмме AFM (рис. 4, А) большинство фигуративных точек параметров пород тяготеет к линии раздела толеитовых и известково-щелочных магм. Точки составов основных пород (I фаза) образуют рой главным образом в поле известково-щелочных пород, и лишь отдельные точки попадают в поле толеитовых. Породы II фазы комплекса, относительно более кислые по составу (андезитоиды), образуют скопления точек непосредственно вдоль линии, разделяющей магмы различных серий, значительная часть точек этих пород находится на линии раздела или в поле известково-щелочной серии. Кислые (и наиболее поздние) по составу породы комплекса (III фаза) располагаются полностью в поле известково-щелочных магм. По мере развития магматического очага происходят последовательное увеличение относительного содержания щелочей и снижение содержания магния при относительно постоянном отношении общего железа к магнию.

На тройной диаграмме  $\text{MgO} - (0,9\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) - \text{Al}_2\text{O}_3$  (рис. 4, Б) фигуративные точки вулканитов (в том числе пластовых субвулканических тел основного состава) первой фазы комплекса образуют



**Рис. 4.** Диаграммы AFM (А) и  $MgO - (0,9Fe_2O_3 + FeO) - Al_2O_3$  (Б) для пород моринского комплекса 1 – базальты, долериты и андезибазальты I фазы; 2 – андезиты, андезидациты и дациты II фазы; 3 – риолиты и гранит-порфиры III фазы; 4, 5 – поля составов пород (4 – фиагдонского, 5 – махчалорского комплексов) [16].

Поля базальтов: I – океанических абиссальных, II – океанических островов, III – континентальных (платобазальтов), IV – островодужных (и окраинно-континентальных), V – островных зон спрединга

довольно компактную группу в поле островодужных и окраинно-континентальных базальтов (IV). Составы же пород второй и третьей фаз постепенно смещаются к вершине  $Al_2O_3$ , т. е. тренд развития пород комплекса характеризуется накоплением глинозёма при некотором уменьшении магнезии. Этим породы существенно отличаются от юрских вулканитов более восточных районов Большого Кавказа (фиагдонского и махчалорского комплексов), которые характеризуются накоплением магнезии при относительном снижении содержания глинозёма [13, 15, 16].

Петрохимическая специфика пород со сменой их состава во времени от более основных к кислым (содержание  $SiO_2$  увеличивается от 51,6 до 71,9%), при увеличении суммарного содержания щелочей (от 4,9 до 6,2%), при практически постоянном количестве  $K_2O$  и росте  $Na_2O$ , направленном уменьшении содержания окислов железа и магния (рис. 4 и 5), последовательном изменении минерального состава (раскислении плагиоклаза и появлении вместо пироксена амфибола и биотита) свидетельствует об образовании этого комплекса на первых двух этапах развития в результате процессов последовательной дифференциации магмы. Но на заключительном этапе отмечается отклонение от этого процесса, происходит незначительное обогащение пород натрием в связи, как нам кажется, с некоторой ассимиляцией корового материала.

Характер распределения средних величин редких земель для рассматриваемых пород показан на рис. 5. Величины концентраций редких земель в породах серии были нормализованы по С1-хондриту [24]. В характере распределения (отчётливо наклонные тренды) наблюдается обогащённость пород комплекса легкими редкими землями (LREE), особенно La; при этом отмечается незначительное увеличение его содержания от основных (базальтов и андезибазальтов) пород первой фазы

комплекса к кислым (в риодацитах III фазы), для характеристики которых мы воспользовались данными Ю. С. Хесса и соавторов [22] (в пересчете на содержание в хондрите по данным S. S. Sun и W. F. McDonough [24]; в оригинале в качестве стандарта использовано содержание элементов в хондрите по данным Н. М. Эвенсена и др. [21]). Содержание тяжелых редких земель (HREE) на этой же диаграмме отражено слабонаклонными в сторону наиболее тяжелых элементов трендами при некотором увеличении концентрации лютеция (за исключением кислых пород заключительного этапа, для которых увеличения концентрации на последнем этапе не отмечается). От тренда РЗЭ близкокоовозрастных пород фиагдонского комплекса [10], расположенного восточнее, в бассейне р. Терек, в другой структурно-фациальной зоне породы моринского комплекса отличаются значительно более резким уменьшением концентрации легких элементов от лантана к самарию. Поведение легких редкоземельных элементов на графике рис. 5 близко к таковому для базальтов и андезибазальтов центрального сектора Анд и молодых (позднекайнозойских) базальтов Кавказа, распределение РЗЭ для которых показано на диаграммах [7, рис. 8.6 и 9.6]. Для них также характерно довольно резкое уменьшение относительных (по отношению к хондриту) концентраций от La к Sm. Для более тяжелых элементов от Eu до Yb отмечается довольно стабильное относительное их количество со слабым уменьшением к наиболее тяжелым и возрастанием их к Lu, что на графике выражается пологими наклонными линиями. Следует также отметить отсутствие отрицательной Eu-аномалии (за исключением наиболее кислых разновидностей), тогда как в лавах фиагдонского комплекса она выражена довольно отчетливо [10].

Отношение лантана к иттербию, отражающее степень фракционирования редких земель, часто используется при характеристике вулканитов [1, 4,

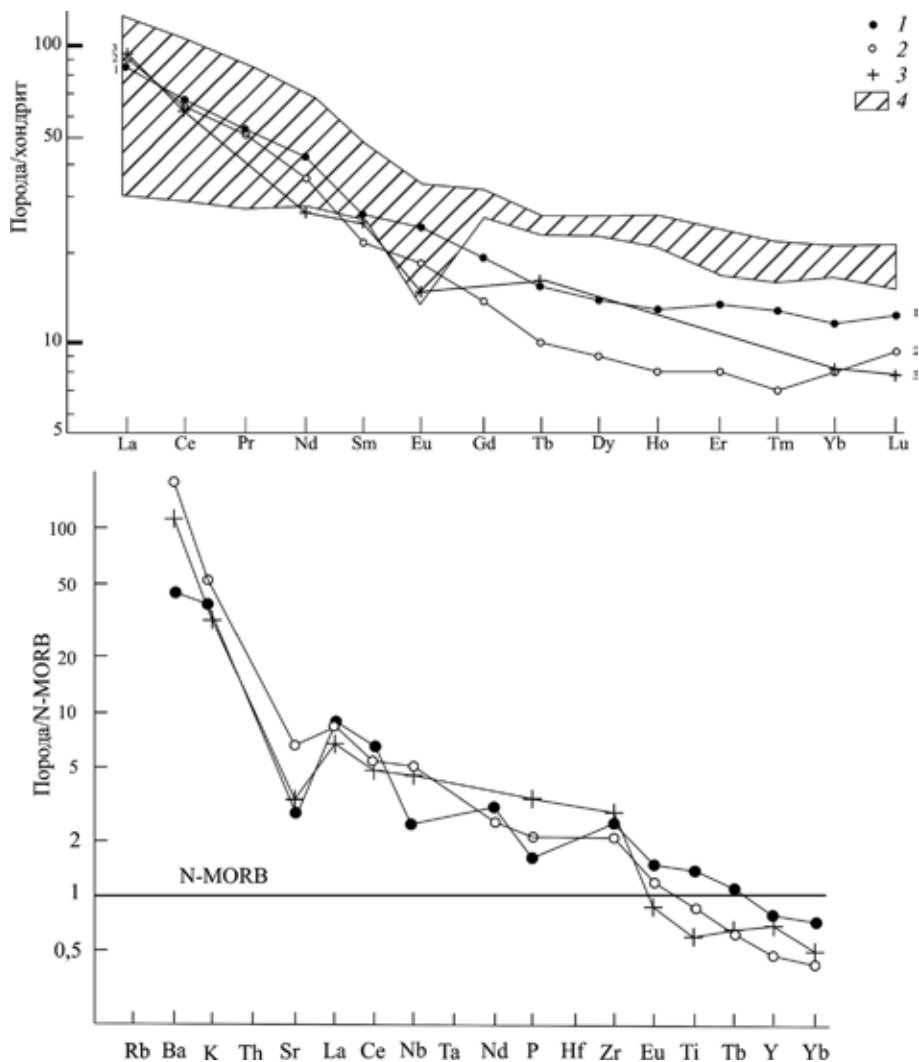


Рис. 5. Распределение REE в магматитах морского комплекса и их мультиэлементный спектр. Нормированы по хондриту и по N-MORB [24]

1 – базальты и андезибазальты покровной и субвулканической (силлы) I фазы этапа (среднее из  $n = 10$ ); 2 – андезициты II фазы ( $n = 4$ ); 3 – риодациты III фазы ( $n = 4$ ); 4 – поле нормированного распределения РЗЭ в породах фиагонского комплекса (по [10])

19 и др.]. В породах I фазы как эффузивных, так и субвулканических, оно колеблется от 7 до 8,2, возрастая до 10,0–11,3 для пород II и III фаз. Для пород фиагонского комплекса, расположенного в другой структурно-вещественной зоне [12], отмечается обратная закономерность; в породах субвулканической фазы оно относительно постоянное (6,2,2–6,7), увеличиваясь в андезибазальтах лавовых потоков до 12,5. Для пород морского комплекса характерны также дифференцированные спектры распределения в области легких РЗЭ ( $(La/Sm)_N = 3,2–4,3$ ) и достаточно ровные в области тяжелых ( $(Gd/Yb)_N = 1,6–2,2$ ). Близкие отношения  $Gd/Yb_N$  в породах I и II этапов, т. е. одинаковый уровень дифференциации HREE, подразумевают фактически неизменную глубину и тип мантийного источника, из которого они выплавлялись. Судить о глубинности очага для пород III фазы невозможно, так как гадолиний в них не определялся [22].

На спектрах распределения некогерентных микроэлементов (рис. 5) для проанализированных пород комплекса по сравнению с N-MORB характерны низкие содержания Sr и P, переменные по

Nb, Ti; характерно также обогащение по отношению к N-MORB легкими РЗЭ, Ba и Zr и обеднение тяжелыми РЗЭ, а содержание титерия, иттрия и иттербия в них ниже, чем в N-MORB. Полученный график распределения этих элементов близок к графику распределения некогерентных микроэлементов в позднекайнозойских базальтах Кавказа [7, рис. 9.7] и напоминает график распределения этих элементов в базальтах и андезибазальтах центрального сектора Анд, отличаясь только относительно меньшим содержанием ниобия и тантала [7, рис. 8.7].

Обращает на себя внимание то, что на графиках (рис. 5) распределение редкоземельных и редких элементов в породах морского комплекса, начиная от базальтов и андезибазальтов и кончая кислыми его членами, в целом близко, а присущие им тенденции практически полностью идентичны, что свидетельствует, по-видимому, об их принадлежности к производным единого магматического очага, в заключительную фазу развития которого, в результате ассимиляции корового материала, произошло незначительное обогащение натрием.



Исходя из близкого подобия спектров распределения этих элементов с вулканидами Анд, можно считать, что формирование пород маринского комплекса происходило в условиях активной континентальной окраины андского типа. Этот вывод подтверждается характером распределения фигуративных точек пород на диаграмме  $MgO - (0,9Fe_2O_3 + FeO) - Al_2O_3$  (рис. 4, Б), которые образуют довольно компактную группу в поле базальтов островных дуг и окраинно-континентальных базальтов, постепенно смещаясь за пределы этого поля в сторону вершины А диаграммы. В пользу активной континентальной окраины свидетельствует отсутствие в мультиспектральном спектре базальтов и андезибазальтов маринского комплекса (рис. 5) ярко выраженной для островодужных вулканидов отрицательной Ta-Nb аномалии [7]. Можно также предположить, судя по графику на рис. 5 (обогащение лёгкими РЗЭ), что источником для пород маринского комплекса являлся менее деплетированный расплав, чем источник N-MORB.

Близость графиков содержания элементов в породах маринского комплекса различного состава (рис. 5), начиная от базальтов и андезибазальтов и кончая кислыми его членами, и присущие им практически полностью идентичные тенденции их распределения свидетельствуют об их принадлежности к производным единого магматического очага. Формирование пород комплекса происходило в условиях, близких к условиям активных континентальных окраин. По своим петрографическим, петрохимическим и геохимическим характеристикам породы маринского комплекса отличаются от близкокоэволюционных вулканогенных комплексов, развитых восточнее (фиагдонского в пределах Урухского сегмента Центрального Кавказа и мачхалорского комплекса Восточного Кавказа), что обусловлено различной историей развития поперечных по отношению к северо-западному общекавказскому направлению блоков и сегментов Северного Кавказа.

1. *Балыкин П.А., Петрова Т.Е.* Петрохимические и геохимические черты низкощелочных ультрамафит-мафитовых ассоциаций // Литосфера. 2007. № 5. — С. 97–116.
2. *Бородин Л.С.* Геохимия главных серий изверженных пород. — М.: Недра, 1981. — 195 с.
3. Геологическое строение и полезные ископаемые российской части Кавказа и прилегающих акваторий / В.А. Снежко, Л.Р. Семёнова, Б.В. Петров, Л.Н. Шарпёнок и др. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. — 519 с. Электрон. издание № 0321102226.
4. *Гриб Е.Н., Леонов В.Л., Перепелов А.Б.* Геохимия вулканических пород Крымского вулканического центра // Вулканология и сейсмология. 2009. № 6. — С. 3–25.
5. *Ефремова С.В., Стафеева К.Г.* Петрохимические методы исследования горных пород. — М.: Недра, 1985. — 511 с.
6. *Кондаков Л.А.* Мезозойский магматизм восточной части Лабино-Малкинской зоны. — М.: Наука, 1974. — 150 с.
7. *Короновский Н.В., Демина Л.И.* Магматизм как индикатор геодинамических обстановок: Учебное пособие. — М.: Книжный дом, университет (КДУ), 2011. — 234 с.
8. *Кузьмин М.И., Зоненшайн Л.П.* Геохимические типы магматических пород различных геодинамических обстановок // Геохимическая типизация магматических пород и их геодинамика. — Иркутск, 1987. — С. 3–17.

9. *Сей И.И., Калачёва Е.Д., Ретин Ю.С.* и др. Юрская система // Зональная стратиграфия фанерозоя России. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. — С. 121–140.
10. *Снежко В.А.* Новые геохронологические и геохимические данные для пород фиагдонского вулканического комплекса Центрального Кавказа // XI Всерос. петрограф. совещание. Магматизм и метаморфизм в истории Земли: Тез. докл. Т. II. — Екатеринбург, 2010. — С. 252–253.
11. *Снежко В.А.* Некоторые петрохимические особенности ранне-среднеюрских базальтоидов востока Центрального Кавказа и Восточного Кавказа как основа для районирования // Вулканизм и геодинамика: Материалы V Всерос. симп. по вулканологии и палеовулканологии. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. — С. 172–175.
12. *Снежко В.А.* Геологическое обоснование схемы структурно-вещественного районирования Большого Кавказа // Регион. геология и минералогия. 2012. № 51. — С. 52–61.
13. *Снежко В.А., Снежко Е.А.* Раннемезозойские базальтоидные серии Северной Осетии и их рудоносность // Геология, оценка и локальный прогноз месторождений цветных, редких и благородных металлов: Сб. науч. трудов. — Новочеркасск, 1994. — С. 65–74.
14. *Снежко В.А., Шарпёнок Л.Н.* Мезозойские вулканы восточной части Центрального Кавказа и их петрохимические особенности // Вулканизм и геодинамика: Материалы IV Всерос. симп. по вулканологии и палеовулканологии. Т. 2. — Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. — С. 520–523.
15. *Снежко Е.А., Снежко В.А.* Латеральная зональность магматизма и металлогения раннемезозойской окраины Европейского континента на примере Северного Кавказа // Рудные формации структур зоны перехода континент–океан. — Магадан, 1988. — С. 62–63.
16. *Снежко Е.А., Снежко В.А.* Петрохимические особенности раннемезозойских базальтоидных комплексов Восточного Кавказа // Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа: Материалы VIII Юб. конф. по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа. — Эссендуки, 1995. — С. 226–228.
17. *Хесс Ю.С., Аретц И., Эммерман Р.* и др. Петрогенезис юрских известково-щелочных серий пород северной части (Бечасынская зона) Большого Кавказа // Магматизм рифтов и складчатых поясов. — М.: Наука, 1993. — С. 58–79.
18. *Шарпёнок Л.Н., Снежко В.А., Энна Н.Л.* Юрские магматические комплексы // Геологическое строение и полезные ископаемые российской части Кавказа и прилегающих акваторий. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. — С. 259–275. Электрон. издание № 0321102226.
19. *Школьник С.И., Белichenko В.Г., Резницкий Л.З.* Высокотемпературные пикрит-базальтовые ассоциации Тункинского террейна (Байкал-Субсугульский регион) как индикатор спрединга окраинного бассейна // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 2. — С. 203–218.
20. Юра Кавказа / отв. ред. К.О. Ростовцев. — СПб.: Наука, 1992. — 184 с.
21. *Evensen N.M., Hamilton P.J., O’Nions R.K.* Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. et cosmochim. Acta. 1978. Vol. 42. — P. 1199–1212.
22. *Hess J.C., Aretz J., Gurbanov A.G., Emmermann R., Lippolt H.J.* Subduction-related Jurassic andesites in the Northern Great Caucasus // Geol. Rundsch. 1995. Vol. 84. — P. 319–333.
23. *Pearce J.F.* A user’s guide to basalt discrimination diagrams // Geological Ass. of Canada Short Course Notes. 1996. Vol. 12. — P. 79–113.
24. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes. Magmatism in the oceanic basins / A.D. Saunders, M.J. Norry eds. // Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. N 42. — P. 313–345.