# Среднепалеозойский вулканизм Омолонского массива (Северо-Восток Азии): особенности химического состава и проблемы геодинамической интерпретации

## А. М. Гагиева<sup>1</sup>

Получено 24 октября 2014 г.; опубликовано 27 ноября 2014 г.

Обобщены все известные на сегодня (опубликованные и фондовые) данные о химическом составе субаэральных среднепалеозойских вулканитов чехла Омолонского массива – уникального по длительности формирования тектонического элемента (кратонного террейна, палеомикроконтинента) современной структуры Северо-Востока Азии (170 полных силикатных анализов и 120 – на элементы-примеси: Rb, Sr, Y, Zr, Nb). Выполнено исследование петрогеохимических особенностей среднепалеозойского вулканизма на уровне структур второго и третьего (по отношению к массиву в целом) порядка, на основании чего проведена ревизия общепринятых методов реконструкции геодинамических обстановок формирования вулканитов. На широко известных дискриминационных диаграммах изученные вулканиты, принадлежащие одному стратону (среднепалеозойская кедонская серия), предстают в одних случаях как производные островодужного магматизма, в других - окраинно-континентального, в третьих внутриплитного и др. Сделан вывод о несовершенстве популярных инструментов геодинамических реконструкций, когда аналитические характеристики современных объектов принимаются за эталоны для всей геологической истории. КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: Среднепалеозойские вулканические породы; дискриминационные диаграммы; Омолонский массив.

Ссылка: Гагиева, А. М. (2014), Среднепалеозойский вулканизм Омолонского массива (Северо-Восток Азии): особенности химического состава и проблемы геодинамической интерпретации, *Вестник ОНЗ РАН, 6*, NZ2001, doi:10.2205/2014NZ000122.

#### Введение

Омолонский массив (OM) – уникальный по историкогеологической информативности элемент современной тектонической структуры не только Северо-Востока Азии, но и всего северо-западного звена Тихоокеанского подвижного пояса. В его пределах, на площади не менее 100 тыс. км<sup>2</sup>, вскрыты метаморфические, осадочные, вулканогенные и интрузивные образования, представляющие практически всю глобальную геохронологическую шкалу – начиная с нижнего архея. Самая характерная особенность ОМ – наличие раннедокембрийского кристаллического фундамента (архейские стратифицированные гранулит-мигматиты, гранитизированные в раннем протерозое) и несогласно залегающего на нем чехла, сложенного слабо деформированными рифейскими, палеозойскими и нижнемезозойскими (домеловыми)

© 2014 Геофизический центр РАН.

http://onznews.wdcb.ru/doi/2014NZ000122.html

отложениями. С конца мезозоя ОМ представлял собой область размыва, систематически вовлекавшуюся в процессы тектоно-магматической активизации. Наиболее поздние проявления магматизма представлены щелочными базальтами плейстоцена.

Долгие годы ОМ классифицировался как срединный, считался характерным (наряду с Охотским и Восточно-Чукотским массивами) элементом мезозойской Верхояно-Чукотской складчатой области и использовался в качестве важнейшего источника сведений о ранних стадиях геологического развития Северо-Востока Азии. Другим определением ОМ было "остаточный", что подразумевало его первоначальную принадлежность к обширному Северо-Азиатскому кратону. Эти понятия рассматривались их сторонниками как альтернативные, хотя по существу они взаимно дополняют друг друга.

С середины 70-х годов Северо-Восток Азии вовлечен в интерпретацию его строения и истории развития с позиций тектоники литосферных плит. Наибольшую популярность к настоящему времени приобрели аккреционные модели, в которых этот регион предстает агломератом разновозрастных и разнотипных террейнов, сгруженных у края Сибирского кратона. ОМ рассматривается при этом как фрагмент разрушенной периферии древнего

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, Россия



Рис. 1. Карта кратонов и орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии (фрагмент), по [Парфенов и др., 2003]. 1–2 – Северо-Азиатский кратон: 1 – Сибирская платформа, 2 – опущенная окраина кратона, Верхоянский складчато-надвиговый пояс; 3–6 – орогенные пояса: 3 – Чукотский средне-позднеюрский, 4 – Верхояно-Колымский (ВК), Южно-Анюйский (ЮА), Пенжинско-Анадырский (ПА) позднеюрско-раннемеловые, 5 – Корякский позднемеловой, 6 – Олюторско-Камчатский раннекайнозойский; 7 – Колымо-Омолонский супертеррейн; 8 – Омолонский фрагмент кратона; 9 – надвиги; 10 – сдвиги; 11 – разломы; 12 – океаническая кора; 13 – зоны субдукции.

континента (кратонный террейн, палеомикроконтинент), сопряженный с композитным Колымо-Омолонским супертеррейном – продуктом среднеюрской амальгамации террейнов тихоокеанской и арктической принадлежности (Рис. 1).

Итоговую часть аккреционной тектоники составляет, как известно, реконструкция геодинамических обстановок формирования выделяемых террейнов, главными индикаторами которых считаются магматические образования. В истории формирования чехла ОМ магматизм играл важнейшую роль. Он проявлялся в виде дискретных импульсов на интервале длительностью свыше 1 млрд лет: с раннего рифея до позднего палеозоя [*Гагиева*, 20136]. Наиболее широко распространены среднепалеозойские вулканиты, изучение которых представляет не только теоретический, но и практический интерес, поскольку они вмещают крупные золоторудные месторождения (Кубака, Биркачан, Ольча).

Вопрос о факторах и тектонической природе среднепалеозойского вулканизма всегда служил предметом дискуссии. Он трактовался как (1) свидетельство каледонского времени стабилизации ОМ [Шпетный, 1969], (2) отражение тектонической активности подвижных структур, окружающих ОМ [Лычагин и др., 1990; Мерзляков и др., 1982], (3) один из импульсов планетарной магматической эпохи [Жуланова, 1990]. В современных моделях среднепалеозойские вулканиты ОМ в одних случаях предстают продуктом внутриплитного, предположительно плюмового, магматизма [Хаин и др., 2009], в других – окраинно-континентального поясового [Богданов и Тильман, 1992; Егоров, 2004; Кораго, 2000; Миледин, 1992; и др.]. При обосновании плюмовой природы рассматриваемых вулканитов ведущая роль отводится тектоническим признакам - кольцевым положительным магнитным аномалиям над Омолонским "магматическим куполом" в сочетании с изометричной конфигурацией вулканических полей и сопутствующих им дуговых разломов. Выделение "вулканического пояса" опирается на петрохимические данные, а именно на сходство химического состава среднепалеозойских вулканитов ОМ с известковощелочными и щелочными породами, слагающими хорошо изученные вулканические пояса активных континентальных окраин андийского и калифорнийского типов.

В наиболее полной современной сводке, посвященной геодинамике, магматизму и металлогении Востока России [Ханчук, 2006], на схеме палеотектонической реконструкции девонско-раннекаменноугольного этапа выделена Северо-Охотская окраинно-континентальная магматическая дуга, включающая и "Омолонский кратонный террейн". Предполагается, что по простиранию окраинно-континентальная дуга переходила в островную, а ее общая протяженность составляла около 3 тыс. км. Естественно, что при столь высокой степени генерализации учитывались лишь наиболее общие осо-



Рис. 2. Схема блокового строения Омолонского массива, по [Мерзляков и др., 1982], с изменениями. Омолонский массив – 1–7: 1–2 – Юкагирская глыба: 1 – Рассошинское (Р) и Кедонское (К) поднятия, 2 – Доломнанская поперечная зона; 3 – Коркодонская зона; 4 – Тайгоносский блок; 5 – Гижигинская межглыбовая зона; 6 – Намындыкано-Моланджинская зона; 7 – Хуличанская впадина. Структуры обрамления – 8–9: 8 – Приколымское поднятие, 9 – мезозойские складчатые зоны. 10 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс и оперяющий его Конгинский (Кн) вулканоплутонический ряд; 11 – главные разломы.

бенности магматизма отдельных структурных единиц, в частности, сам факт присутствия среди среднепалеозойских вулканитов ОМ андезитов и риолитов. Однако при более детальном анализе среднепалеозойской палеовулканологии ОМ выявляется гораздо более сложная картина, характеристике которой и посвящена данная статья.

Ее основную цель составляет исследование петрогеохимических особенностей среднепалеозойских вулканитов ОМ на уровне структур второго и третьего (по отношению к массиву в целом) порядка и обсуждение вытекающих отсюда выводов геодинамического плана. Автором обобщены все известные на сегодня результаты определений содержания петрогенных (главных) и редких (примесных) элементов, имеющиеся в опубликованных работах и фондовых геологических отчетах. Авторы коллекций К. С. Алексеев (2007), И. Ю. Габак (1970, 1972), В. В. Ганин (1966), В. Н. Егоров (1997, 1999, 2001), Б. Г. Жуланов (1997), В. А. Ковальчук (1967), И. Н. Котляр (1986, 1993), П. П. Лычагин (1972), Д. С. Писаренко (2007), В. П. Показаньев (1966, 1968), П. Ю. Рожков (1996), М. И. Фомина (1998), П. А. Шерстобитов (2000, 2001). Анализы выполнены в ЦХЛ ПГО "Севвостгеология", аналитической лаборатории ГГП (ныне ОАО) "Магадангеология", лаборатории рентгеноспектрального анализа СВКНИИ ДВО РАН. Всего обработано 170 полных силикатных анализов и 120 – на элементы-примеси: Rb, Sr, Y, Zr, Nb.

### Геология палеозойского вулканизма Омолонского массива

Структурами второго порядка на ОМ являются центральная Юкагирская глыба, где кристаллический фундамент приближен к эрозионной поверхности, и в разной степени прогнутые периферические элементы: Коркодонская зона, окаймляющая Юкагирскую глыбу с югозапада и севера, Намындыкано-Моланджинская зона, составляющая северо-восточную часть ОМ. Юкагирская глыба подразделяется на структуры третьего порядка – Кедонское и Рассошинское поднятия, разделенные Доломнанской поперечной зоной (Рис. 2).

Наиболее ранние проявления вулканизма в истории формирования чехла ОМ относятся к кембрию. Они представлены трахибазальтами и базальтами визуальнинской и сезамской свит, распространение которых ограничено Рассошинским поднятием. Вулканиты образуют маломощные покровы среди пестроцветных аркозовых песчаников с редкими линзами известняков и конгломератов. В визуальнинской (нижней) свите покровы единичны, в сезамской обособляется вулкано-терригенная толща общей мощностью 250–350 м. Вулканические породы совместно с распространенными на той же площади небольшими дифференцированными интрузиями ультрабазитбазитов и дайками основных пород выделяются в сезамский вулкано-плутонический комплекс [Лычагин и др., 1987].

Среднепалеозойский вулканизм ОМ полнее всего представляет кедонская серия, развитая на Юкагирской глыбе и занимающая около 20% площади современного эрозионного среза массива в целом. В пределах Юкагирской глыбы выходы кедонской серии встречаются повсеместно, образуя достаточно четко обособленные вулканические ареалы (с севера на юг): Токур-Юряхский, Рассошинский, Абкитский, Кедонский, Ольдянинско-Коаргычанский; на юго-восточном краю Юкагирской глыбы среднепалеозойские вулканиты слагают линейную Анмандыканскую зону северо-восточного простирания (Рис. 3). В Намындыкано-Моланджинской структурной зоне ОМ девонские континентальные отложения замещаются прибрежно-морскими. Мощность непрерывного вулканогенно-карбонатно-терригенного разреза среднего палеозоя достигает здесь 5-6 км.

Кедонская серия подразделена на большое число свит и толщ, которые в сводном разрезе образуют три крупные части: для нижней характерны лавы и туфы среднего и основного состава; средней – кислые лавы, игнимбриты и туфы; верхней – лавы и туфы андезитов с прослоями туфопесчаников. В разных участках массива накопления кедонской серии ложатся на разные образования, но всегда с ярко выраженным угловым и страти-



Рис. 3. Схема ареалов распространения вулканитов кедонской серии на геолого-тектонической основе, по [Мерзляков и др., 1982], с изменениями. 1 – выступы дорифейского фундамента; 2-9 - чехол: 2-3 - нижний структурный ярус: 2 - осадочные отложения (рифей – ордовик), 3– вулканогенно-осадочные образования (кембрий, визуальнинская и сезамская свиты); 4-7 – средний структурный ярус (девон): 4 – Намындыкано-Моланджинская 5–7 – Юкагирская структурно-фациальная зона, вулканогенно-осадочные образования; структурно-фациальная зона, субаэральные вулканогенные образования (кедонская серия): 5 – трахиандезибазальты-трахириолиты, 6 – преимущественно лавы, игнимбриты, туфы риолитов, трахириолитов, дацитов, 7 – лавы, игнимбриты, туфы риолитов, трахириолитов, андезиты, трахиандезиты; 8-9 - верхний структурный ярус: 8 - осадочные отложения (нижний карбон – средняя юра), 9 – осадочные и вулканогенные образования (верхняя юра – нижний мел); 10 – структуры складчатого обрамления массива; 11 – меловые вулканогенные образования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 12–13 – интрузивные комплексы: 12 – палеозойские, 13 – раннемеловые; 14 – геологические границы; 15 – разломы. Цифры в кружках: 1-5 – вулканические ареалы: 1 – Токур-Юряхский, 2 – Рассошинский, 3 – Абкитский, 4 – Кедонский, 5 – Ольдянинско-Коаргычанский; 6 – Анмандыканская вулканическая зона.

графическим несогласием (из разреза чехла ОМ выпадают отложения верхнего ордовика и силура). Подстилающими породами служат (1) дорифейские кристаллические образования, (2) карбонатно-терригенные отложения рифея и ордовика (нижний и средний отделы), (3) раннепалеозойские (прорывающие ордовик) щелочносиенитовые и гранитоидные интрузии (анмандыканский и абкитский комплексы соответственно). Редкие палеонтологические данные (остатки флоры и фауны, в т.ч. конодонты) ограничивают возраст кедонской серии второй половиной среднего-концом позднего девона (поздний живет-поздний фамен) [Гагиев, 1996]. В Легенде Омолонской серии листов второго поколения Государственной геологической карты масштаба 1:200000 (отв. исполнитель В. М. Шевченко, отв. редактор К. В. Симаков, 1999 г.) толщи, слагающие нижнюю часть разреза кедонской серии, датированы как нерасчлененные ранне-среднедевонские. Согласно геохронометрическим данным (K–Ar, Rb–Sr изохронный методы, U–Pb SHRIMP датирование акцессорных цирконов) формирование вулканитов кедонской серии началось на рубеже раннего и среднего девона, около 400 млн лет назад [Гагиева и Жуланова, 2011].

Вопрос о верхней границе кедонской серии остается предметом будущей конвенции, т.е. согласованного на уровне Регионального стратиграфического совещания и утвержденного Межведомственным стратиграфическим комитетом России решения о том, какие из стратонов, венчающих среднепалеозойский разрез Юкагирской глыбы, включать в состав серии, какие нет (см. далее).

На послевизейском уровне палеозойского разреза Юкагирской глыбы вулканогенные образования отсутствуют. В периферических зонах ОМ (Коркодонская, Намындыкано-Моланджинская) локально развиты сравнительно маломощные (от 170 до 70 м) толщи (рагульнинская, прощальнинская и др.), в которых с терригенными отложениями переслаиваются резко подчиненные им туфы и лавы базальтов, трахибазальтов, реже андезибазальтов и андезитов. Они датируются средним– поздним, либо поздним карбоном.

# Особенности строения разрезов и состава вулканитов кедонской серии, тектонические и геодинамические аспекты ее природы

Перечисленные выше пространственно обособленные поля развития образований кедонской серии (5 вулканических ареалов и краевая Анмандыканская вулканическая зона) характеризуются чертами сходства и различия. Сходство отмечено выше и заключается в принципиальном единстве эволюции вулканизма на всей площади Юкагирской глыбы: от лав и туфов преимущественно среднего и основного состава через преобладающий объем кислых пород (лавы, игнимбриты, туфы) к лавам и туфам андезитов, включающим прослои туфопесчаников. Отличия выражены не столь ярко и касаются, главным образом, площадей развития вулканитов и вариации мощностей стратонов того или иного состава.

Так, на севере, в Токур-Юряхском ареале (бассейны рр. Алы-Юрях и Токур-Юрях) вулканиты слагают обширные поля площадью до 3500 км<sup>2</sup>. Преобладают игнимбриты и лавы риолитов и трахириолитов, реже встречаются трахиты, крайне редко – трахиандезиты. В верхней части разреза значительную роль приобретают вулканомиктовые терригенные породы, сменяющиеся прибрежно-морскими терригенно-карбонатными отложениями. Мощность вулканогенного разреза составляет около 1500 м.

Южнее, в Рассопинском ареале (бассейн р. Визуальная, верховья р. Намындыкан, междуречье Булун-Коркодон), наряду с риолитами, распространены андезиты и базальты, которые сосредоточены в низах вулканогенного разреза и спорадически встречаются в венчающей его туфогенно-осадочной толще. В целом на долю пород основного и среднего состава здесь приходится примерно 20% общего объема вулканитов. Суммарная мощность вулканогенных отложений составляет около 1200 м, площадь распространения не превышает 1400 км<sup>2</sup>.

Для Абкитского ареала характерны лавы, туфы и игнимбриты трахидацитов и трахириолитов, реже наблюдаются трахибазальты, чередующиеся с туфопесчаниками. Выходы вулканитов сосредоточены вдоль восточной и северо-восточной границы раннепалеозойского гранитоидного Абкитского массива (бассейны рр. Джугаджак и Прав. Бургали) в виде небольших разрозненных участков общей площадью около 900 км<sup>2</sup>. Мощность вулканогенного разреза составляет 1700 м; в его верхней части значительно возрастает роль вулкано-терригенных отложений (до 40% общего объема).

Наиболее обширен Кедонский ареал (бассейн верхнего и среднего течения р. Кедон), где мощность стратифицированной вулканогенной толщи преимущественно кислого состава (лавы, туфы и игнимбриты трахидацитов, риолитов, трахириолитов) достигает 1500–2000 м. Андезиты и андезибазальты установлены лишь в основании разреза и составляют менее 5% его объема. Площадь распространения вулканогенных толщ оценивается в 5500 км<sup>2</sup>.

Сходные по составу вулканиты сосредоточены в пределах Ольдянинско-Коаргычанского ареала (бассейны рр. Русская Коркодонская, Русская Омолонская, Верх. и Ниж. Коаргычан). Вулканогенный разрез, мощностью около 1500 м, полностью представлен туфами и игнимбритами риолитов и риодацитов. Здесь вулканогенные отложения занимают площадь 1400 км<sup>2</sup>.

В Анмандыканской вулканической зоне преобладают образования трахиандезитовой формации, вмещающие самое крупное золоторудное месторождение ОМ – Кубаку. В строении разреза (мощность около 1500 м) значительная роль (около 40% объема) принадлежит трахиандезитам и трахитам, менее распространены лавы, туфы и игнимбриты кислого состава, изредка отмечаются андезибазальты. Выходы субщелочных пород занимают площадь около 500 км<sup>2</sup>. Вулкано-терригенные породы имеют подчиненное значение и тяготеют к верхней части разреза.

Таким образом, в наиболее полном объеме кедонская серия установлена в пределах Рассошинского, Абкитского, Кедонского и Ольдянинско-Коаргычанского вулканических ареалов; в Токур-Юряхском ареале представлена средняя часть сводного разреза серии, в Анмандыканской зоне – средняя и верхняя.

Наиболее острую дискуссию до настоящего времени вызывает вопрос о вулканитах, вмещающих месторождение Кубака (центральная часть Анмандыканской вулканической зоны). По результатам крупномасштабного картирования они выделены в кубакинскую толщу (кислые лавы и игнимбриты, туффиты, туфопесчаники, лавы и туфы кварцевых латитов, трахиандезитов; мощность 300-750 м), которая, как предполагается, завершала девонский вулканизм, вслед за чем, после небольшого перерыва, накапливались вулкано-терригенные отложения позднего девона – раннего карбона (гурникская толща) [Егоров и Шерстобитов, 2000]. И. Н. Котляр описывает кубакинскую толщу как сложную совокупность эффузивных, пирокластических и вулканомиктовых образований, мощность которых варьирует от 400 до 1200 м. Ее формирование, согласно И. Н. Котляру, знаменовало новый этап, относящийся уже к визейскому веку раннего карбона, и примечательный нарушением гомодромности общего тренда эволюции палеозойского вулканизма сменой формации риолитов формацией трахиандезитовтрахитов [Котляр, 2000].

Первое и наиболее обстоятельное специализированное изучение петрохимических особенностей среднепалеозойских вулканитов, в т.ч. статистическую оценку доли пород различного состава в разрезах разных районов (в нашей интерпретации – ареалов), выполнил П. П. Лычагин [Лычагин, 1973, 1974, 1978; Лычагин и др., 1987, 1990; и др.]. Результаты его многолетних исследований и сегодня должны учитываться при геолого-тектонических и геодинамических построениях.

Из них наиболее значимы следующие: 1) среднепалеозойские вулканиты ОМ разделяются на толеитовую, известково-щелочную и щелочную серии; 2) толеиты характерны для Намындыкано-Моланджинской окраинной зоны, тогда как известково-щелочные и щелочные породы слагают отдельные вулканические районы в пределах Юкагирской глыбы; 3) кедонская серия в целом характеризуется значительным преобладанием пород риолитового и трахириолитового состава (65–80% ее объема), в меньшем количестве присутствуют дациты, трахиандезиты и трахиты (около 35%), редко – трахибазальты и базальты (не более 15%). Вулкано-терригенные породы играют подчиненную роль; их доля возрастает в верхах всех частных разрезов серии; 4) наблюдается закономерное изменение состава вулканитов в направлении с юговостока Юкагирской глыбы на северо-запад: щелочные и известково-щелочные вулканиты калиево-натриевого, реже калиевого типа, составляющие Кедонский вулканический ареал, сменяются известково-щелочными калиевонатриевыми вулканитами Рассошинского ареала, и далее - кислыми умеренно щелочными калиевыми или калиевонатриевыми вулканитами Токур-Юряхского.

Анализируя площадное распределение вулканогенных

образований разного состава на Юкагирской глыбе, П. П. Лычагин сделал вывод, что породы андезитовой формации большей частью приурочены к вулканокупольным поднятиям, а кислые вулканиты выполняют прогибы между ними. Так, в пределах Рассошинского ареала лавы и туфы андезибазальтов, андезитов и базальтов слагают центральные части разрозненных изометричных поднятий (возможно, цокольные части древних вулканов), а краевые части представлены лавами и игнимбритами риолитов и риодацитов. В Кедонском ареале игнимбриты кислого и умереннокислого состава выполняют крупную (до 150 км в диаметре) вулканотектоническую депрессию. Лавы андезитов имеют локальное распространение и наблюдаются в виде отдельных потоков среди кислых игнимбритов. По объему излившейся кислой магмы эта площадь сопоставима с молодыми областями вулканизма – риолитовыми плато Таупо Новой Зеландии, Йеллоустонского национального парка США [Лучицкий, 1971; Лычагин, 1978]. Условия формирования вулканогенных толщ в пределах Абкитского и Ольдянинско-Коаргычанского вулканических ареалов в целом схожи с наблюдаемыми в Кедонском ареале с той разницей, что излияние вулканитов происходило здесь в небольших прогибах, окаймляющих раннепалеозойские интрузивно-купольные поднятия. Предполагается, что в среднем палеозое эти ареалы могли составлять единую структуру - Верхне-Омолонский вулканический район [Лычагин, 1978].

Токур-Юряхский ареал отличается от прочих небольпими мощностями вулканогенных толщ и свит, а также относительной кратковременностью субаэрального вулканизма. Выходы вулканитов образуют линейные зоны субширотного простирания, осевые части которых сложены кислыми магматитами, а краевые – вулканотерригенными отложениями.

Для Анмандыканской вулканической зоны, помимо трещинных излияний кислых вулканитов, характерно широкое развитие пород трахиандезитовой формации. Они группируются в отдельную полосу восток-северовосточного простирания, линейная морфология которой предопределена системой глубинных разломов, контролировавшей местоположение центров извержения субщелочных магм.

Формирование вулканогенного разреза в Намындыкано-Моланджинской окраинной зоне проходило в обстановке окраинной суши с неоднократным чередованием субаквальных и субаэральных условий; разрезы изобилуют лавами и туфами кислого и среднего, редко – основного состава, чередующимися как с вулканокластическими терригенными образованиями, так и с прибрежно-морскими карбонатными. Излияние лав основного состава, в интерпретации Симакова [1974], происходило в зоне влияния субширотного глубинного разлома, а кислый вулканизм связан с трещинными извержениями и извержениями центрального типа.

В итоге же П. П. Лычагин пришел к заключению, что состав вулканитов зависит от мощности "гранитного" слоя (степени гранитизации кристаллического фундамента массива) на участках, где формировались магматические очаги. Так, в Рассошинском ареале, с его утоненным гранито-гнейсовым слоем, распространены известково-щелочные разности, в то время как для прочих ареалов, имеющих большую мощность этого слоя, характерны породы щелочной серии. Известково-щелочная и щелочная направленность эволюции вулканизма на Юкагирской глыбе, в отличие от толеитовой в окраинной Намындыкано-Моланджинской зоне, свидетельствуют, согласно П. П. Лычагину, о том, что в среднем палеозое центральная часть массива развивалась в режиме сжатия и воздымания, а окраинная – растяжения и прогибания. Породное разнообразие, по мнению П. П. Лычагина, могло быть обусловлено разной глубинностью магмообразования и вероятным участием трех магм – андезитовой и базальтовой подкоровых и кислой палингенной.

Последующие работы показали, что латеральные вариации состава вулканитов не являются спецификой только среднепалеозойского этапа. Некоторые черты зональности улавливаются уже в рифее (по изменению щелочности базитов стрелкинского гипабиссального комплекса на юге Кедонского поднятия [Гагиева, 2011]) и еще более определенно – в раннем палеозое, когда на Рассошинском поднятии близ Ольчинского глубинного разлома сформировался пикрит-диабаз-базальтовый сезамский комплекс, в его западной части – трахибазальтандезибазальт-андезитовая арыкимбинская толща, а в центральной части Юкагирской глыбы, судя по имеющимся данным, накапливались "докедонские" кислые лавы и игнимбриты [Гагиева и Жуланова, 2006].

Особенно богатую палеотектоническую информацию дает сравнение истории развития Юкагирской глыбы и Намындыкано-Моланджинской окраинной зоны. Стратиграфическая корреляция их разрезов позволила заключить, что на среднепалеозойском этапе центром тектонической активности выступала Юкагирская глыба: ее воздымание, обусловленное разрастанием "кедонского магматического очага", повлекло за собой раскалывание периферии массива с возникновением взрезов (разломов, проникающих с поверхности вглубь [*Белоусов*, 1975]), глубинность которых возрастала по мере удаления от центра воздымания [*Гагиева*, 2013а].

Обобщение петрохимических данных, выполненное на более широком, нежели тот, которым располагал П. П. Лычагин, аналитическом материале, показало, что состав вулканитов кедонской серии варьирует чрезвычайно широко – от умереннощелочных пикробазальтов до щелочных и окварцованных риолитов (средние химические составы породных групп кедонской серии, слагающих отдельные вулканические ареалы, приведены в работе [Гагиева и Жуланова, 2011]). На классификационной диаграмме "Сумма щелочей-кремнезем" (TAS) фигуративные точки осредненных составов основных и средних вулканитов из разных ареалов группируются преимущественно в области умереннощелочных пород, тогда как кислые вулканиты в равной степени представлены нормальнощелочными и умереннощелочными разностями (Рис. 4). Большинство вулканитов обнаруживают высокое содержание  $K_2O(2-8\%)$  и низкое – TiO<sub>2</sub> (0.2–1.2\%). Разности основного и среднего состава характеризуются высокими концентрациями глинозема и суммарных оксидов железа — 16—18 и 6—9% соответственно, тогда как в кислых они понижены — 12—16 и 1—6%.

Отличительной особенностью пород кедонской серии является высокая щелочность калиевого-натрового типа. На известной диаграмме Ac – (Na + K)/Ca [Бородин, 1987] точки средних составов вулканитов располагаются в областях эталонных трендов, отвечающих известковощелочным и субщелочным вулканитам островных дуг, континентов и их окраин (Рис. 5).

Чрезвычайно показательна диаграмма соотношений кремнезема и суммы щелочей, где хорошо виден практически одинаковый уровень щелочности пород различных ареалов (Рис. 6). Отсюда правомерно заключить, что процесс выплавления магм в среднем палеозое на территории Юкагирской глыбы задавался воздействием единого трансмагматического флюидного потока [Коржинский, 1976].

Вопрос о геодинамической интерпретации кедонских вулканитов встал только после того, как была предложена аккреционная модель тектоники Северо-Востока Азии. Это объясняется тем, что в нашей литературе на рубеже 80-х годов появились и быстро прижились понятия "геодинамический анализ" и "геодинамические реконструкции", подразумевающие интерпретацию строения и истории развития континентальных территорий с позиций одной конкретной концепции – тектоники литосферных плит (хотя, строго говоря, термин "геодинамика" не имеет общепризнанного толкования) [Жуланова, 2003]. Подавляющее большинство диаграмм, используемых для решения геодинамических задач в указанном смысле, опирается на соотношения петрогенных и редких элементов в вулканитах основного состава (поскольку доля других пород в составе океанической коры исчезающе мала).

Выполненные исследования показали, что базальты и трахибазальты кедонской серии по содержанию петрогенных элементов в целом сопоставимы с толеитовыми базальтами рифтовых зон и областей внутриплитного магматизма, а андезибазальты и андезиты – с известковощелочными базальтоидами современных островных дуг и активных континентальных окраин андийского и калифорнийского типов [*Скляров*, 2001].

Так, на дискриминационных диаграммах Mullen [1983]  $MnO - TiO_2 - P_2O_5$  и Pearce and Gale [1977] –  $MgO - FeO - Al_2O_3$  точки составов базальтоидов кедонской серии в первом случае располагаются в области развития базальтов островных дуг и континентальных рифтов, во втором – вулканических дуг и активных континентальных окраин (Рис. 7).

Содержание редких элементов в базальтах, андезибазальтах и андезитах кедонской серии варьирует в широких пределах: рубидия – от 20 до 70–100 г/т, стронция – от 150 до 800–1140 г/т, циркония – от 85 до 160–200 г/т. Наименьшие из этих значений сопоставимы с содержаниями соответствующих элементов в толеитовых базальтах океанических рифтовых зон и островных дуг, а наибольшие превосходят концентрации в латитовых (субщелочных) базальтах активных континентальных окраин [*Скляров*, 2001].

По соотношению Sr и Rb базальтоиды кедонской серии



**Рис. 4.** Диаграмма "Сумма щелочей-кремнезем" (TAS) для среднепалеозойских вулканических пород Омолонского массива. Границы полей по [Петрографический..., 2008]. Значками, здесь и далее, показан средний состав вулканитов кедонской серии в пределах: 1–5 – вулканических ареалов: 1 – Токур-Юряхского, 2 – Рассошинского, 3 – Абкитского, 4 – Кедонского, 5 – Ольдянинско-Коаргычанского; 6 – Анмандыканской вулканической зоны.

на диаграмме Г. Б. Ферштатера [Ферштатер, 1981] разделяются на высокощелочные континентальные и толеитовые континентальные и островодужные (Рис. 8). Диаграммы, основанные на вариациях элементов-примесей – Ті, Y, Zr, Nb, применительно к базальтоидам кедонской серии не дают однозначной трактовки геодинамического режима. В одних случаях фигуративные точки располагаются в области развития базальтов срединноокеанических хребтов, в других – внутриплитных базальтов, а иногда и вовсе оказываются за пределами геодинамических полей (Рис. 9).

Интерпретация петрохимических особенностей вулканитов кислого состава связана с определенными сложностями, поскольку широко используемые дискриминационные диаграммы основаны на особенностях гранитоидов. Несмотря на близкий химический состав кислых интрузивных и вулканических пород, правомерность использования "гранитных" диаграмм в качестве инструмента для распознавания обстановок формирования вулканитов остается предметом дискуссии [Короновский и Демина, 2011]. Свой вариант реконструкции тектонических обстановок для кислых вулканитов предложил недавно коллектив авторов ДГИ ДВО РАН [Гребенников и др., 2013]. Диаграмма Al/(Ca + Mg) – Fe/(Ca + Mg) основана на взаимоотношениях главных элементов кислых вулканитов, представляющих типовые современ-





**Рис. 6.** Диаграмма соотношений кремнезема и суммы щелочей по [Петрографический..., 2008] для вулканитов кедонской серии. Поля на диаграмме: 1 – нормальнощелочные, 2 – умереннощелочные, 3 – щелочные породы.

Рис. 5. Типизация вулканитов кедонской серии по диаграмме Ac – (Na + K)/Ca [Бородин, 1987]. Линии на диаграмме – эталонные петрохимические тренды магматических серий: островодужный известково-щелочной (1), глобальный коровый известково-щелочной (2), орогенный известково-щелочной (3), трахитовый (4), щелочно-базальтовый (5). І–IV – поля щелочности и группы серий (в скобках): І – известковое (низкокалиевая толеитовая), II – известково-щелочное (средне- и повышеннокалиевая), III – субщелочное (высококалиевая), IV – щелочное базальтовое.

ные геодинамические обстановки. Согласно данной диаграмме, дациты и риолиты кедонской серии в равной степени сопоставимы как с игнимбритами Андийского пояса и Камчатки, отвечающими обстановкам надсубдукционного магматизма островодужного и окраинно-континентального типов (поле I), так и с риолитами провинции Косо (Калифорния) и Йеллуоустонской суперкальдеры, сформировавшимся в условиях зон скольжения литосферных плит внутри- и окраинноконтинентального типов (поле II) (Рис. 10). На тради-



**Рис.** 7. Диаграммы  $MnO - P_2O_5 - TiO_2$  [Mullen, 1983] и  $MgO - Al_2O_3 - FeO$  [Pearce and Gale, 1977] для базальтов, андезибазальтов и андезитов кедонской серии. Поля на диаграмме  $MnO - P_2O_5 - TiO_2$  (здесь и для Рис. 9): OIT – толеиты океанических островов, IAT – толеиты островных дуг, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, OIAB – щелочные базальты островных дуг и континентальных рифтов, PMB – базальты континентальных окраин, WPB – внутриплитные базальты поля на диаграмме MgO – Al\_2O\_3 – FeO: 1 – базальты надспрединговых островов, 2 – базальты вулканических дуг и активных континентальных окраин, 3 – базальты срединно-океанических хребтов, 4 – базальты океанических островов, 5 – континентальные базальты.



Рис. 8. Диаграмма Sr–Rb [Ферштатер, 1981] для базальтов, андезибазальтов и андезитов кедонской серии. Поля на диаграмме: І – толеиты океанические, ІІ – континентальные и островодужные толеиты, ІІІ – континентальные андезиты и базальты повышенной щелочности.

ционных для гранитоидов диаграммах Дж. Пирса (Y + Nb) – Rb точки составов кислых вулканитов кедонской серии располагаются в поле вулканических дуг (Puc. 11).

#### Обсуждение и выводы

Исследование особенностей химического состава среднепалеозойских вулканитов ОМ с помощью разнообразных дискриминационных диаграмм, предназначенных для реконструкции геодинамических обстановок вулканизма, не позволило сделать однозначных выводов. Это в равной мере касается диаграмм, основанных на соотношениях главных элементов, и диаграмм с использованием элементов-примесей. Вулканиты кедонской серии на широко известных диаграммах предстают в одних случаях как производные островодужного магматизма, в других - окраинно-континентального, в третьих - внутриплитного и др. Причину выявленной неопределенности можно искать, с одной стороны, в сложном геодинамическим режиме формирования кедонской серии, с другой – в несовершенстве инструментов геодинамических реконструкций, когда аналитические характеристики современных объектов принимаются за эталоны для всей геологической истории.

Действительно, к настоящему времени стало очевидно, что каноническая модель тектоники литосферных плит не исчерпывает всего разнообразия тектонических и геодинамических обстановок геологического прошлого. В первую очередь это касается условий формирования мощных вулканогенных накоплений кислого состава, к числу которых принадлежит и среднепалеозойская



**Рис. 9.** Диаграммы: a) Nb/Y – Ti/Y [*Pearce*, 1982], 6) Zr/Y – Ti/Y [*Pearce and Gale*, 1977], в) Zr – Zr/Y [*Pearce and Norry*, 1979] для базальтов, андезибазальтов и андезитов кедонской серии.

кедонская серия ОМ. Представляется, что для расшифровки ее природы эффективным может быть привлечение относительно недавно появившегося понятия о крупных магматических провинциях (large igneous provinces – LIPs). Первоначально оно было предложено для обширных территорий, сложенных продуктами основного магматизма – таких, в частности, как траппы Сибири, однако теперь толкуется шире. Например, на Северо-



Рис. 10. Диаграмма Al/(Ca + Mg) – Fe/(Ca + Mg) [Гребенников и др., 2013] для кислых вулканитов кедонской серии. Поля на диаграмме – геодинамические обстановки: I – зоны надсубдукционного магматизма островодужного и окраинноконтинентального типов, II – магматизм зон скольжения литосферных плит внутри- и окраинноконтинентального типов, III – зоны внутриплитного магматизма океанического и внутриконтинентального типов, IV – магматизм зон спрединга.

Востоке Азии предлагается интерпетировать в качестве LIPs мощные игнимбритовые прогибы, входящие в состав мелового Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [*Акинин и Миллер*, 2011].



**Рис. 11.** Дискриминационная диаграмма Y + Nb – Rb [*Pearce et al.*, 1984] для кислых вулканитов кедонской серии. Поля на диаграмме: ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриплитные граниты, VAG – граниты вулканических дуг, syn-COLD – коллизионные граниты.

Доказательством существования крупного долгоживущего очага (плюма?) в подошве Юкагирской глыбы может служить многоэтапная история вулканизма, сопровождавшего формирование чехла ОМ. При этом устанавливается пространственная и генетическая связь между структурами фундамента и чехла ОМ, когда вплоть до конца среднего палеозоя центрами тектоно-магматической активности выступали раннепротерозойские гранито-гейсовые купола фундамента [*Гагиева*, 20136; *Жуланова*, 1990]. Как результат ОМ предстает ныне вполне автономной структурой, приобретшей с конца рифея черты самостоятельного осадочного бассейна и развивавшегося в таком качестве вплоть до начала мезозоя [*Жуланова и др.*, 2013].

Что касается дискриминационных петрогеохимических диаграмм, то они, бесспорно, позволяют в определенной мере параллелизовать древние и современные геодинамические обстановки, однако в окончательных реконструкциях далекого прошлого приоритет должен оставаться за геологическими данными – особенностями строения разрезов, мощностями вулканогенных толщ, вариациями их состава по вертикали и латерали, взаимоотношениями вулканитов с осадочными отложениями и т.д.

Другими словами, используя традиционные дискриминационные диаграммы, мы получаем право говорить не об аналогии ископаемых и современных геодинамических обстановок, но лишь об их гомологии (подобии). И главное внимание необходимо уделять не столько сходству древних и современных вулканических образований, геодинамическая интерпретация которого по определению не может выйти за рамки актуалистической парадигмы, сколько различиям, т.к. именно в них раскрывается еще мало известная нам специфика геодинамики геологического прошлого.

# Литература

- Акинин, В. В., Э. Л. Миллер (2011), Эволюция известковощелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, *Петрология*, 3, 249–290.
- Белоусов, В. В. (1975), Основы геотектоники, Недра, Москва, 262.
- Богданов, Н. А., С. М. Тильман (1992), Тектоника и геодинамика Северо-Востока Азии, Объяснительная записка к Тектонической карте Северо-Востока Азии м-ба 1:5 000 000, Москва, Ин-т литосферы РАН, 54.
- Бородин, Л. С. (1987), Петрохимия магматических серий, Москва, Наука, 257.
- Гагиев, М. Х. (1996), Средний палеозой Северо-Восточной Азии, Магадан, СВНЦ ДВО РАН, 120.
- Гагиева, А. М. (2011), Интрузивный базитовый магматизм в позднедокембрийской истории Омолонского массива (геологические и геохронометрические данные), Вестник СВНЦ ДВО РАН, 3, 3–19.
- Гагиева, А. М. (2013а), О начале среднепалеозойского вулканизма на Омолонском массиве, *Чтения памяти академика К. В. Симакова, Матер. Всерос. конф.*, Магадан, СВНЦ ДВО РАН, 35–36.
- Гагиева, А. М. (20136), Эндогенные события в позднедокембрийской и палеозойской истории Омолонского массива: сопоставление геологических и геохронометрических данных, Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук, Москва, 27.

- Гагиева, А. М., И. Л. Жуланова (2006), Древнейшие вулканиты в чехле Омолонского срединного массива: геологогеохронологические данные (Северо-Восток России), Вулканизм и геодинамика, Материалы III Всероссийского симпозиума по булканологии и палеобулканологии, Том 2, Улан-Удэ, 426–429.
- Гагиева, А. М., И. Л. Жуланова (2011), Геохронометрия среднепалеозойских вулканитов Омолонского массива: сопоставление K–Ar, Rb–Sr, U–Pb данных, геологическая интерпретация, *Тихоокеанская геология*, 30, 3–19.
- Гребенников, А. В., В. К. Попов, А. И. Ханчук (2013), Опыт петрохимической типизации кислых вулканических пород различных геодинамических обстановок, *Тихоокеанская геология*, 32, 3, 68–73.
- Егоров, В. Н. (2004), Строение, магматизм и металлогения среднего палеозоя юга Омолонского массива, Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук, Магадан, 36.
- Егоров, В. Н., П. А. Шерстобитов (2000), Кедонская вулканоплутоническая ассоциация юго-восточной части Омолонского массива, Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии, Матер. IV регион. петрограф. совещ. по Северо-Востоку России, СВКНИИ ДВО РАН, Магадан, 23–29.
- Жуланова, И. Л. (1990), Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое, Наука, Москва, 304.
- Жуланова, И. Л. (2003), Методология познания вулканизма Земли: геодинамика или геосинергетика?, Вулканизм и геодинамика, Материалы II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии, Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, 20–25.
- Жуланова, И. Л., А. М. Гагиева, Н. И. Третьякова (2013), Омолонский массив как осадочный бассейн: внутреннее строение, эволюция, тектоническая природа, Тектоника, глубинное строение и минерагения Северо-Востока Азии, VIII Косыгинские чтения, Матер. Всерос. конф., ИТиГ ДВО РАН, Хабаровск, 504–508.
- Кораго, Е. А. (2000), Тектоническая позиция среднепалеозойских магматитов в свете представлений о существовании позднекаледонско-элсмирского циркумполярного орогенного пояса, Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии, Материалы IV регионального петрографического совещания по Северо-Востоку России, Магадан, 20–23.
- Коржинский, Д. С. (1976), Кислотно-основное взаимодействие магм с трансмагматическими флюидами, Геохимия. Минералогия. Петрография, МГК, XXV сессия. Доклады советских геологов, Наука, Москва, 320–328.
- Короновский, Н. В., Л. И. Демина (2011), Магматизм как индикатор геодинамических обстановок, учебное пособие, МГУ, Геологический факультет, КДУ, Москва, 232.
- Котляр, И. Н. (2000), Факторы формирования золотокварцевых и золото-серебряных рудно-магматических систем, Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики, Труды Всероссийского совещания, Том 1, Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 135–148.
- Лучицкий, И. В. (1971), Основы палеовулканологии. Том 1. Современные вулканы, Наука, Москва, 480.
- Лычагин, П. П. (1973), К петрохимии и петрологии девонских вулканических образований Омолонского массива, *Геология* и геофизика, 8, 62–69.
- Лычагин, П. П. (1974), Генезис эффузивов кедонской серии Омолонского массива, Советская геология, 6, 75–87.
- Лычагин, П. П. (1978), Среднепалеозойский магматизм Омолонского массива, Деп. в ВИНИТИ 14.11.78, 496–78, Магадан, 195.
- Лычагин, П. П., Е. Ф. Дылевский, В. Б. Ликман (1987), Магматизм Омолонского срединного массива (Северо-Восток

СССР), Препринт, СВКНИИ ДВО АН СССР, Магадан, 44.

- Лычагин, П. П., Е. Ф. Дылевский, В. Б. Ликман (1990), Магматизм Омолонского срединного массива, Известия АН СССР, Серия геологическая, 7, 17–29.
- Мерзляков, В. М., М. И. Терехов, П. П. Лычагин, Е. Ф. Дылевский (1982), Тектоника Омолонского массива, *Геотектоника*, 1, 74–85.
- Миледин, А. К. (1992), Кедонский окраинно-континентальный магматический пояс Омолонского срединного массива (Северо-Восток СССР), Региональная геодинамика и стратиграфия Азиатской части СССР, Аэрогеология, 86–97.
- Парфенов, Л. М., и др. (2003), Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии, *Тихо-океанская геология*, 22, 6, 7–41.
- Петрографический кодекс России (2008), Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования, Издание второе, переработанное и дополненное, Изд-во ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, 200.
- Симаков, К. В. (1974), Стратиграфия и история формирования средненалеозойских отложений гряды Ушуракчан, Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР, Тезисы докладов Межведомственного стратиграфического совещания, Магадан, 172–175.
- Скляров, Е. В. (ред.) (2001), Интерпретация геохимических данных, учебное пособие, Интермет Инжиниринг, Москва, 288.
- Ферштатер, Г. Б. (1981), Рубидий-стронциевые диаграммы для анализа геохимического режима образования магматических серий, Ежегодник-1980, Институт геологии и геохимии УНЦ АН СССР, Свердловск, 86.
- Хаин, В. Е., Н. И. Филатова, И. Д. Полякова (2009), Тектоника, геодинамика и перспективы нефтегазоносности Восточно-Арктических морей и их континентального обрамления, Москва, Наука, 227.
- Ханчук, А. И. (ред.) (2006), Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России, в 2 кн., Кн. 1, Дальнаука, Владивосток, 572.
- Шпетный, А. П. (1969), Омолонский массив структура каледонской консолидации, Мезозойский тектогенез, Тезисы докладов VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока, Магадан, 150–152.
- Mullen, E. D. (1983), MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 62, 53–62, doi:10.1016/0012-821X(83)90070-5.
- Pearce, J. A. (1982), Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks, R. S. Thorpe (ed.), New York, Wiley, Chichester, 525–548.
- Pearce, J. A., G. H. Gale (1977), Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks, *Geological Society Publication*, V. 7, London, 14–24, doi:10.1144/GSL.SP.1977.007.01.03.
- Pearce, J. A., M. J. Norry (1979), Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 33–47, doi:10.1007/BF00375192.
- Pearce, J. A., N. B. W. Harris, A. G. Tindle (1984), Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *Journal of Petrology*, 25, 956–983, doi:10.1093/petrology/25.4.956.

А. М. Гагиева, Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, ул. Портовая, 16, г. Магадан, 685000 (gagieva@neisri.ru)