

<https://doi.org/10.15407/gpimo2019.03.003>

**Е.Е. Шнюкова**

Институт геохимии, минералогии и рудообразования  
им. Н.П. Семеново НАН Украины

## **СУБДУКЦИОННО-СВЯЗАННЫЙ МАГМАТИЗМ ЮЖНОГО КРЫМА: МОРЕ И СУША**

---

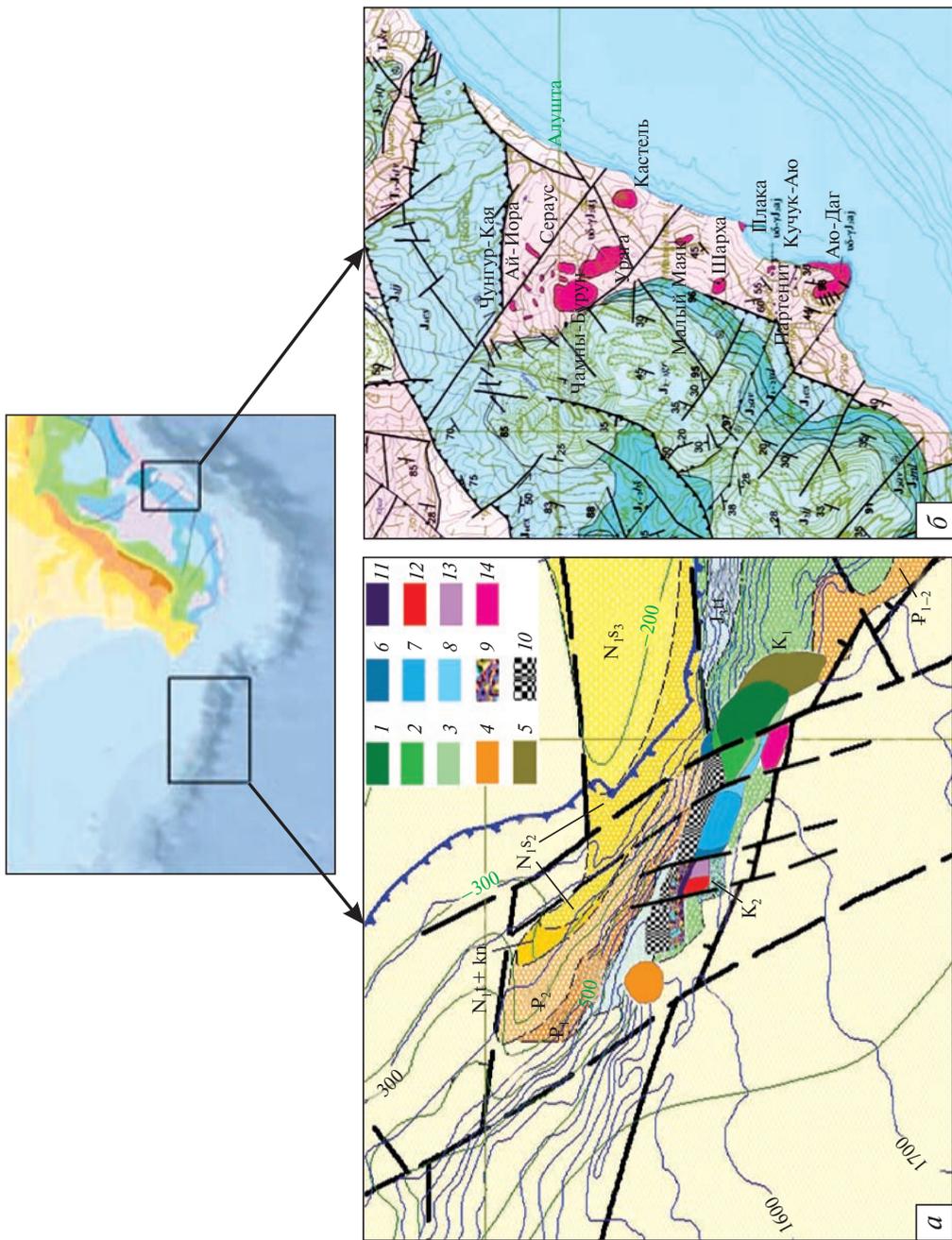
*Проведено геохимическое сопоставление магматических пород двух районов развития мезозойского субдукционно-связанного магматизма, расположенных к западу (в море) и востоку (на суше) от южной оконечности Крыма. Они образовались вследствие двух разных субдукционных циклов: первого — среднеюрского-раннемелового и второго — поздне мелового-раннепалеогенового. Первый район — Ломоносовский подводный массив — сформировался в результате наложения обоих субдукционных циклов при главенствующей роли второго. Во втором районе, включающем комплекс малых интрузий Горного Крыма и Аю-Даг, магматизм проявлялся при первом субдукционном цикле в процессе нарастающего задугового растяжения.*

**Ключевые слова:** магматические породы, Крым, субдукция, геохимия.

Проявления мезозойского магматизма различного генезиса фиксируются на суше вдоль всего южного побережья Крыма от мыса Фиолент до Солнечногорского и на дне Черного моря к юго-западу и югу от Севастополя. При этом магматизм района мыса Фиолент, особенно его восточной части, имеет явно несубдукционный генезис и относится к стадии пассивной континентальной окраины, как и подводные обнажения к югу от Севастополя (Форосский выступ континентального склона) [12]. Центральная и западная части района Фиолента могут иметь отношение к субдукционным процессам, но только в том случае, если развитые там магматические породы являются компонентами надсубдукционных офиолитов, что возможно, но труднодоказуемо [13]. Поэтому в настоящей работе рассматриваются и сопоставляются два других крупных магматических района (один — в море, второй — на суше), для которых субдукционное происхождение либо доказано, либо давно подозревается. Первый из них — это Ломоносовский подводный массив (ЛПМ) на континентальном склоне к юго-западу от Севастополя, а второй — комплексы малых интрузий и Аю-Дага Горного Крыма

© Е.Е. ШНЮКОВА, 2019

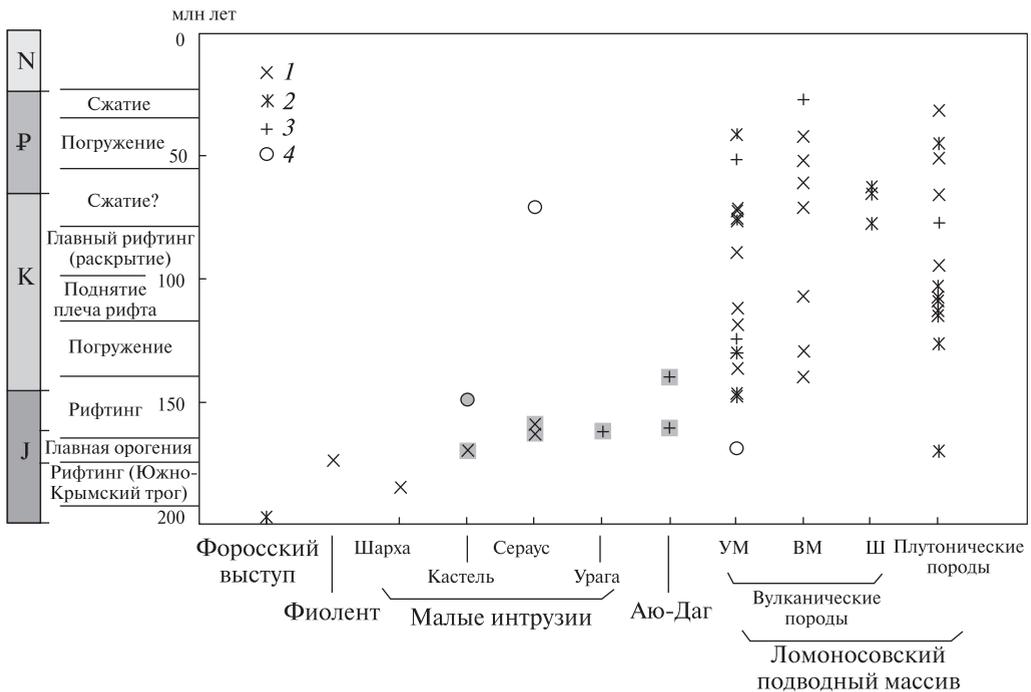
**Рис. 1.** Местоположение изученных магматических районов относительно южной оконечности Крыма и их геологическое строение: *а* — составленная автором схема распространения магматических пород Ломоносовского подводного массива на основе «Геологической карты и карты полезных ископаемых дочетвертичных образований акватории Черного и Азовского морей м-ба 1 : 1 000 000» (Госгеолслужба Украины, 2007); *1* — базальты и андезитобазальты, *2* — андезиты, *3* — плагиооридациты и плагиоориолиты; шощонитовой серии: *4* — абсарокиты, шощониты, трахиандезитобазальты, трахиты; восточного края: *5* — базальты, подробнее в [12]; УМ-серии: *6* — базальты и андезитобазальты, *7* — андезиты и лациты, *8* — плагиооридациты и плагиоориолиты; *9* — туфы; *10* — черные сланцы; *11–14* — *плутонические породы*: *11* — габбро и диориты, *12* — кварцевые диориты, тоналиты и плагиограниты трондлемитовой серии, *13* — то же калиево-натриевой серии, *14* — то же натриевой серии; *б* — район малых интрузий и Аю-Дага на «Геологической карте и карте полезных ископаемых дочетвертичных геологических карт Украины м-ба 1 : 200 000, листы L-36-XXIX и L-36-XXXV (Госгеолслужба Украины, 2008)



(МИ-АД) между Гурзуфом и Алуштой (рис. 1). В промежутке между Фиолентом и Гурзуфом, с одной стороны, и между Алуштой и Солнечногорским, с другой, проявления магматизма есть, но незначительные. К югу от Солнечногорского, на континентальном склоне моря, с глубины 1500 м были подняты единичные образцы магматических пород (габбродиорит, диабаз), но судить об их принадлежности к наземным комплексам трудно ввиду малого количества каменного материала [5]. Восточнее Солнечногорского на суше начинается амагматичная зона, которая тянется вплоть до еще одного крупного магматического района, уже Восточного Крыма — Карадага, который, скорее всего, также имеет субдукционно-связанный генезис.

Ломоносовский подводный массив (ЛПМ) сложен вулканическими и плутоническими породами, обнаженными на протяжении 40 км на глубинах моря от 800 до 1800 м; он был детально изучен и описан в [13, 14]. Здесь повторим лишь необходимые для понимания сведения. Западная часть ЛПМ сложена исключенными здесь из рассмотрения субщелочными калиевыми вулканическими породами шошонитовой серии, субдукционный генезис и меловой возраст которых не подвергаются сомнению. Вулканические породы нормального ряда занимают восточную и центральную части и представлены полным рядом составов: пикробазальты — базальты — андезибазальты — дациты — плагиориодациты — плагиориолиты (рис. 1, а). По химизму среди них прослеживаются две серии: высокомагнезиальная (ВМ) и умеренномагнезиальная (УМ) [13]. Первая серия отождествляется с бонинитовой, а вторая — с известково-щелочной островодужной, то есть обе имеют субдукционное происхождение. Среди плутонических пород, залегающих в основании континентального склона, преобладают средние-кислые разновидности (имеющие структурные признаки гипабиссальности) ряда кварцевый диорит — тоналит — плагиогранит, разделенные на три серии: калиево-натриевую, натриевую (плагиогранитную) и трондьемитовую. Первая из них наиболее близка к наземным магматитам крымского комплекса малых интрузий, а две другие имеют офиолитовые черты, причем плагиогранитная серия, скорее всего, относится к надсубдукционным офиолитам [13]. Интересно, что для кислых пород ввиду их специфичности доказать такое происхождение проще, чем для основных.

Магматический район между Гурзуфом и Алуштой охватывает ряд разных по размерам гипабиссальных интрузий, выраженных в рельефе побережья как куполоподобные вершины: Кафель, Чамны-Бурун, Урага, Сераус, Ай-Йора, Чунгур-Кая, Шарха, Малый Маяк (рис. 1, б). Они традиционно объединялись в комплекс малых интрузий Горного Крыма; их геологическое положение, петрография, петрохимия и минералогия детально описаны в [14]. А самый большой интрузив Крыма — Аю-Даг — вместе с сателлитами вблизи Партенита обычно рассматривался отдельно. С 1990-х годов среди отечественных геологов превалирует мнение об островодужном происхождении магматизма этого района. Э.М. Спиридонов с соавторами [9, 10] весь юрский магматизм Горного Крыма (не только прибрежный) причисляли к ранне-среднемезозойской островодужной ассоциации, выделяя в южно-крымском районе а) среднеюрский допозднебайосский первомайско-аюдагский интрузивный комплекс, куда, помимо самого Аю-Дага и удаленного от него Первомайского интрузива, включались магматические образования Партенита и гора Чамны-Бурун; б) допозднеюрский кафельский интрузивный комплекс, объединяющий горы Кафель, Урага и Шарха. В пояснительной записке к Госгеолкарте Украины 2008 г. и на самой Госгеолкарте (листы Симферополь-Ялта) все магма-



**Рис. 2.** Абсолютный возраст магматических пород Южного Крыма на суше и в море. Результаты К-Аг датирования пород: 1 — кислых, 2 — средних, 3 — основных; 4 — результаты датирования различными методами цирконов из пород. Серым фоном отмечены литературные данные для наземного Крыма по [1, 7, 8, 11]. Тектонические события для Южного Крыма с юры до палеогена показаны на вертикальной шкале по [6, 21]

тические массивы объединены в единый аюдагский комплекс малых интрузий средней юры. А.М. Никишин с соавторами считали комплекс малых интрузий составной частью байосской вулканической дуги, формирование которой предшествовало среднекиммерийской орогении Южного Крыма и которая, в свою очередь, включалась в протяженный среднеюрский Крымско-Закавказский вулканический пояс [6]. Этот пояс маркировал юрскую активную окраину континента на границе с океаном Нео-Тетис, а зона субдукции северного падения существовала с триаса до позднего мела и проходила вдоль современного офиолитового пояса по линии Измир-Анкара-Севан.

Относительно местоположения и полярности зоны субдукции, спровоцировавшей магматизм Южного Крыма, давно ведутся споры. Некоторые зарубежные геологи также пропагандируют северный наклон зоны субдукции, по крайней мере с середины юры до раннего мела, и расположение ее к югу от Понтида [20]. Такое огромное расстояние до Южного Крыма предполагает очень пологую субдукцию (flat-slab subduction). Но существует и противоположное, не менее авторитетное, зарубежное мнение о существовании на протяжении средней юры субдукции южного падения на месте Черного моря вблизи современного южного берега Крыма [27].

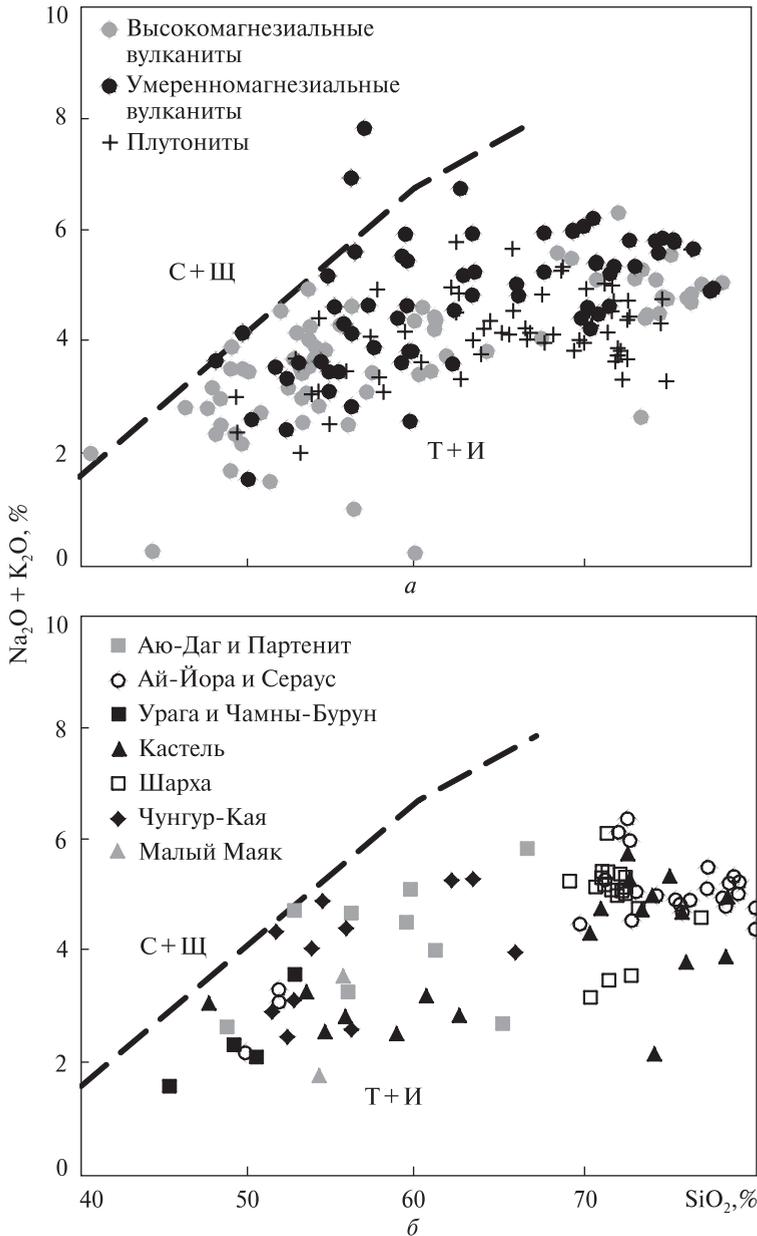
Еще один спорный вопрос — возраст южнокрымского магматизма (рис. 2). Многочисленные К-Аг датировки, полученные для ЛПМ, относятся к мелу — палеогену (что само по себе интересно, поскольку магматические породы такого возраста, за исключением пирокластических образований, в Горном Крыму неизвест-

ны) с двумя пиками — около 125 млн лет и 65 млн лет [13, 14]. В то же время, надежное U-Pb SHRIMP датирование циркона из УМ-андезита ЛПМ дало 168.5 млн лет [13]. Для малых интрузий и Аю-Дага SHRIMP-датировки отсутствуют; немногочисленные K-Ar определения группируются вокруг средней юры. В 1960—80-х годах были получены и опубликованы цифры (млн лет) для кислых пород: Шархи — 185, Серауса — 159 и 163, Кастели — 170; для основных пород: Ураги — 162, Аю-Дага — 140 и 161 [1, 7, 11, 14]. Относительно недавно время остывания массива Кастель по результатам трекового датирования цирконов из породы, названной диоритом, оценено в 149 млн.лет [8]. Попытки автора продатировать цирконы из малых интрузий другими методами привели к экзотическим результатам: U-Pb возраст циркона из плагиогранит-порфира Кастели методом «лазерной абляции» (LA-ICP-MS) составил 447 млн лет, а датирование цирконов из диабаза Серауса методом «общего свинца» дало значение в 71 млн лет.

Данные по абсолютному возрасту для разных по кремнекислотности пород малых интрузий и Аю-дага плохо согласуются с имеющимися представлениями о геологическом строении и последовательности формирования отдельных массивов комплекса. Сам комплекс представлен бимодальными габбро-плагиогранитными сериями. Некоторые массивы, такие как Шарха и Ай-Йора, сложены исключительно кислыми породами (тоналит-порфирами и плагиогранит-порфирами). Другие массивы, например Урага, Чамны-Бурун и Чунгур-Кая, напротив, состоят только из основных пород (габброноритов, чаще габбро-диабазов, диабазов или долеритов). Третьи имеют в своем составе как кислые, так и основные породы, при этом могут быть более контрастными (Сераус) или менее контрастными (Кастель). Последний массив сложно построен: восточные и северные склоны одноименной горы состоят из плагиогранит-порфиров, порой ультракислых (лейкоплагиогранит-порфиров); на западных склонах, помимо них, встречаются почти эффузивные андезибазальты, а на южных склонах преобладают диабазы, причем иногда соответствующие магнезиальным базальтам. В южном обрамлении массива Чунгур-Кая есть обнажения настоящих пироксеновых андезитов. Небольшая Маломаякская интрузия характеризуется конга-диабазами — необычными основными породами с участками микропегматитовой структуры.

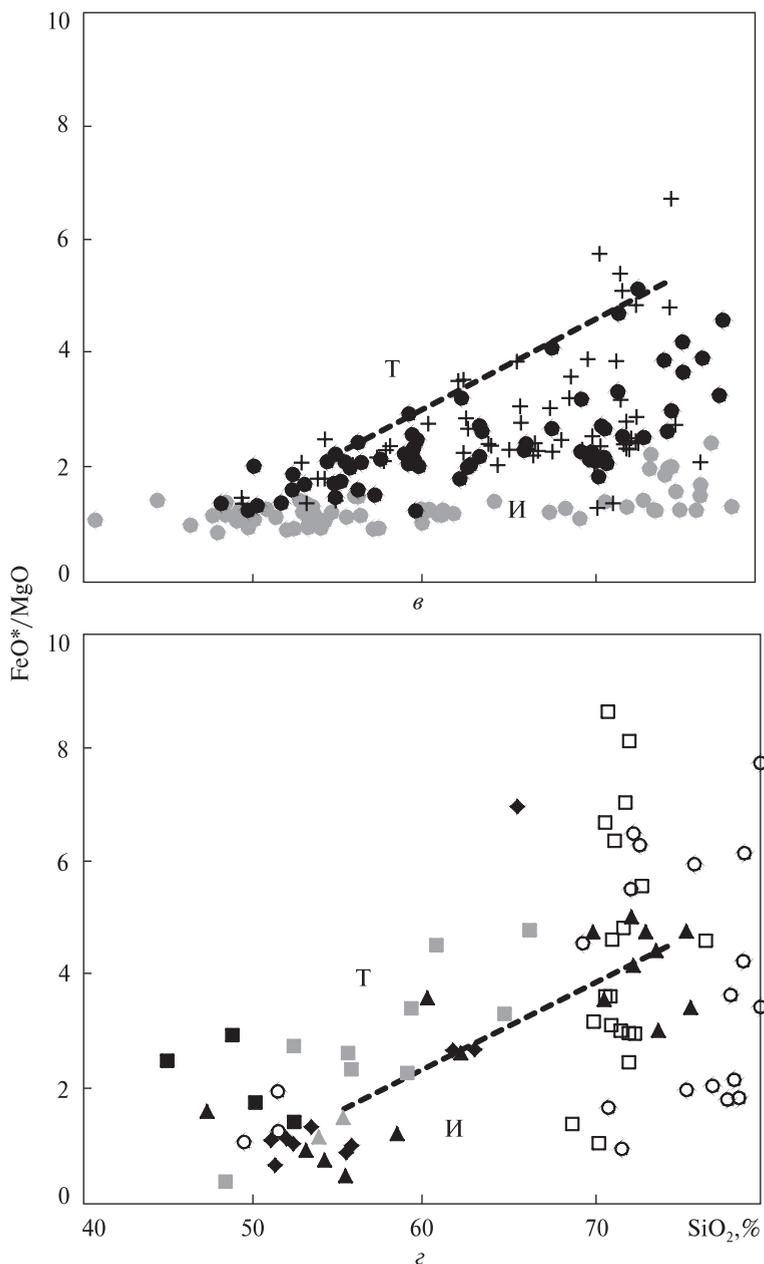
Обособленно от контрастных массивов малых интрузий стоит гора Аю-Даг и несколько мелких тел в окрестностях Партенита, где преобладают как раз средние породы, причем разной глубинности. Только в северо-восточной части Аю-Дага распространены габбро, основной же объем массива занимают габбродиориты, диориты и кварцевые диориты; последние повсеместно содержат гранофировые или микропегматитовые гнезда [9], вероятно, аналогичные таковым Маломаякской интрузии. В юго-западной части Аю-Дага полосой развиты иные породы: это скорее эффузивные базальты, андезибазальты и даже андезиты. Обнаженные в Партените (включая Кучук-Аю, или Малый Медведь) и далее на мысе Плака гипабиссальные тела сложены породами, которые можно называть и андезибазальтами, и диорит-порфирами, и микродиоритами.

Согласно [9, 10], аюдагский комплекс должен быть древнее кастельского; в пределах последнего основные породы считались относящимися к первой фазе внедрений, а кислые — ко второй, то есть самой молодой. Если доверять датированию пород (см. рис. 2), то все происходило ровно наоборот: самыми древними оказываются кислые породы Шархи, существенно моложе — таковые Кастели, затем



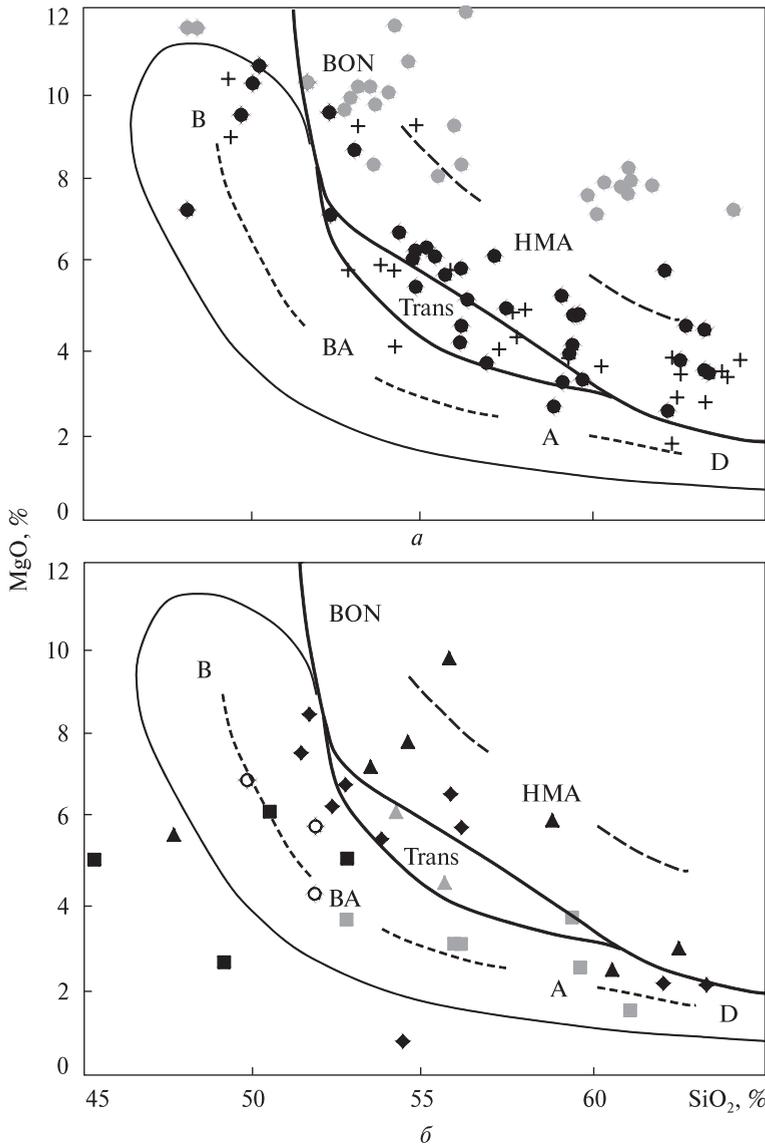
Серауса, и только с этого времени (самого конца средней юры) начинается внедрение основных пород Ураги, Кастели, Аю-Дага, причем датировки последнего даже выходят в начало мела. А в составе массива Сераус есть и вовсе молодые позднемеловые диабазы, их возраст совпадает со вторым этапом интенсивной магматической активности в ЛПМ и вообще является знаковым для всего Черноморского региона, так как считается близким ко времени раскрытия Черноморской впадины.

Конечно, сейчас принято скептически относиться к достоверности К-Аг датирования, тем более измененных пород (а крымские магматиты всегда изменены в той или иной степени). Действительно, как для ЛПМ, так и для малых интрузий значения возраста, скорее всего, занижены. Иначе трудно обосновать вклю-



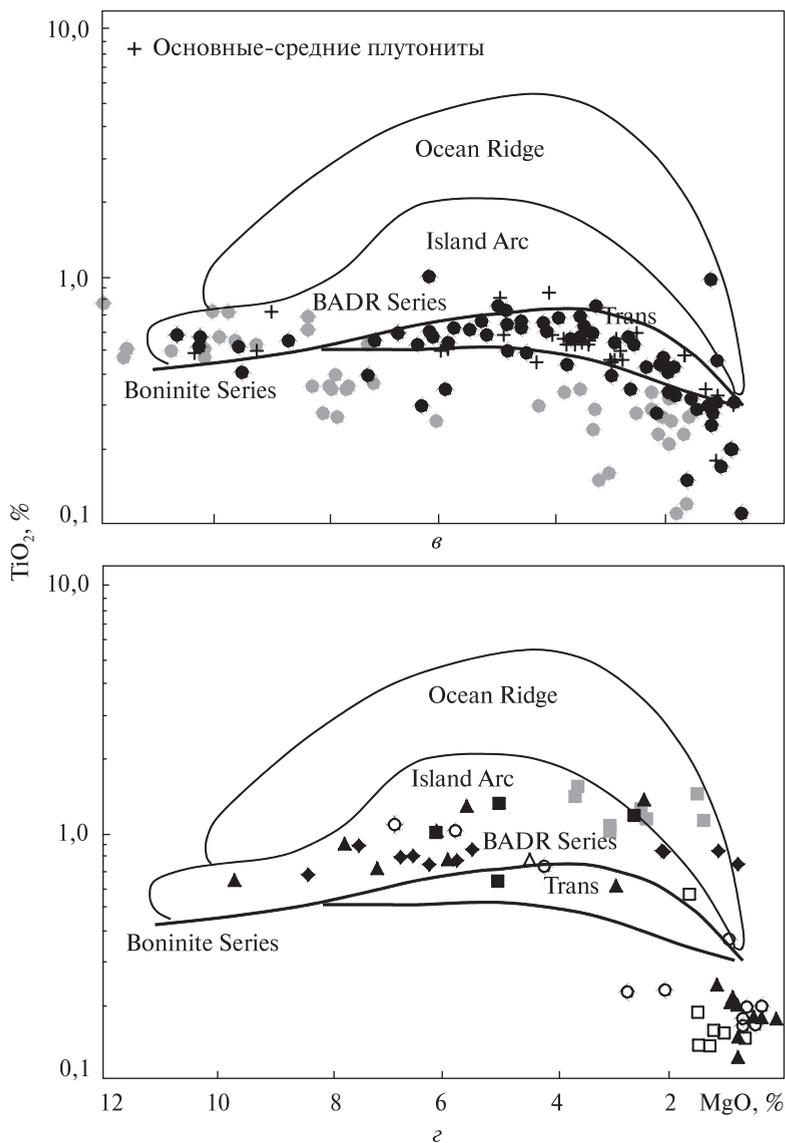
**Рис. 3.** Соотношение петрогенных окислов в магматических породах нормального ряда Ломоносовского подводного массива (а, в) и района малых интрузий — Аю-Дага (б, г). Классификационная диаграмма (а, б): штриховая линия отделяет породы С+Щ (субщелочные и щелочные) от Т+И (толеитовые и известково-щелочные). Диаграмма Мияширо (в, г): пунктирная линия отделяет породы Т (толеитовые) от И (известково-щелочных). Здесь и далее в петрохимических диаграммах составы пород пересчитаны на сухое вещество.  $FeO^*$  — суммарное железо в форме  $FeO$

чение югобережных магматических образований в состав байосской вулканической дуги. Но пусть не сами цифры абсолютного возраста, зато последовательность формирования контрастных пород разных массивов может соответствовать



действительности. Об этом косвенно свидетельствует состав циркона из пород комплекса малых интрузий [14]. Так, для собственно магматических цирконов из кислых пород Шархи характерны крайне низкие концентрации Y, Th, U, что присуще скорее основным породам. Сообщалось, что такой же обедненный состав имеет сингенетичный циркон средних пород Аю-Дага. И, напротив, цирконы из основных пород Ураги обогащены этими элементами, что свойственно кислым породам. В кислых породах Кастели собственно магматического циркона мало — преобладает явно унаследованный (захваченный) палеозойский. Этот факт косвенно свидетельствует о разных фундаментах для островодужных образований малых интрузий по сравнению с таковыми ЛПМ: в последних захваченный циркон имеет исключительно протерозойский возраст [13].

Основополагающая разница между МИ-АД и ЛПМ состоит во вмещающих магматических тела породах: малые интрузии и Аю-Даг прорывают главную стра-



**Рис. 4.** Диаграммы MgO—SiO<sub>2</sub> (а, б) и MgO—TiO<sub>2</sub> (в, г), отделяющие бонинитовую вулканическую серию (boninite series) от BADR-серии в островных дугах по [26], для магматических пород ЛПМ (а, в) и района МИ-АД (б, г). В — базальт, ВА — андезибазальт, А — андезит, D — дацит, BON — бонинит, НМА — высокомагнезиальный андезит, Island Arc — островная дуга, Ocean Ridge — океанический хребет. Условные обозначения см. на рис. 3

тиграфическую толщу Крыма — таврическую серию позднего триаса — ранней юры, а в районе ЛПМ таврический флиш отсутствует (он появляется лишь к востоку от Фороса). Это — следствие их разной досреднеюрской истории. В то время как на месте ЮБК существовал погружавшийся и заполнявшийся превращенными затем во флиш осадками Южно-Крымский трог, область западнее нынешнего Фороса представляла собой приподнятое плечевое поднятие, где осадки не накапливались. Более того, вмещающими породами для последующего внедрения магматических тел ЛПМ служили карбоновые (!) черные сланцы [14], принадлежавшие, вероятно, структуре Скифской плиты (см. рис. 1, а). Вообще, мезозойские осадочные

породы распространены в пределах ЛПМ очень мало; они относятся к середине или концу юры, а также началу и концу мела. В конце раннего мела ЛПМ представлял собой горную страну, что согласуется с представлениями о поднятии плеча рифта в южнокрымской зоне в это время на фоне господствующего в регионе рифтинга [6].

Как видим, к настоящему времени скопилось немало геологических фактов, свидетельствующих о существовании в северной части Черного моря магматических продуктов минимум двух разных субдукционных циклов (юрского и мелового), проявившихся по разные стороны от южной оконечности современного Крыма. Возникла необходимость сопоставить эти продукты на ином, геохимическом уровне, чтобы подтвердить или опровергнуть их связь с субдукционными процессами — ведь, как известно, геохимические характеристики магматических пород могут служить индикаторами геодинамических условий их формирования. Изложенные ниже результаты сопоставления базируются на собственных, ранее опубликованных аналитических данных по ЛПМ [13] и МИ [14], а также новых анализах пород, выполненных методом ICP-MS в различных лабораториях: для малых интрузий — в ИПТМ РАН (Россия) и Макгвайрском университете (Австралия); для Аю-Дага — в ИГМР НАНУ (Украина).

Некоторые геодинамические сведения можно почерпнуть даже из петрохимических особенностей изученных пород. Отметим, что для корректного сопоставления в настоящей работе рассматриваются магматические породы только нормального ряда. Это, помимо «несубдукционности», — еще одна причина для исключения из рассмотрения субщелочных пород района Фиолента и Форосского выступа. В ЛПМ все породы нормального ряда, по критерию Мияширо, относятся к известково-щелочным (рис. 3, а, в). В контрастных малых интрузиях есть как известково-щелочные, так и толеитовые породы. Сам Мияширо считал такое разделение наиболее достоверным в средней части породного спектра, и с этой точки зрения точно толеитовыми являются породы Аю-Дага, где как раз преобладают средние составы (рис. 3, б, г).

Бонинитовая серия, проявленная в ЛПМ, долгое время считалась разновидностью известково-щелочной серии. Однако, в последнее время Дж. Пирс с соавторами [26] предлагают отказаться от традиционного деления пород нормального ряда на толеитовые и известково-щелочные, а вместо этого делить их на бонинитовую (BON) и BADR (сокращение basalt-andesite-dacite-rhyolite) серии. Тогда только BADR-серия разделяется на толеитовую и известково-щелочную, а бониниты выделяются отдельно, поскольку, как считал Пирс, бонинитовый вулканизм является аномальным (anomalous supra-subduction zone volcanism). При использовании такого подхода для пород нормального ряда ЛПМ получается, что обычных островодужных пород BADR-серии в ЛПМ почти нет; УМ-серия располагается в специально выделенной переходной зоне (trans) между BADR и бонинитовыми сериями; к последней тяготеют ВМ-вулканыты (рис. 4, а). Напротив, большинство пород как МИ, так и АД относятся к BADR-серии (рис. 4, б). При соотношении по Пирсу двух главных петрохимических параметров изученных пород — MgO и TiO<sub>2</sub> — два магматических района также ведут себя по-разному: в поле типичных островных дуг попадают все точки составов МИ, а некоторые аю-дагские пробы выходят в поле океанических хребтов (рис. 4, в, г).

Наиболее ярко различие между двумя районами проявлено на диаграмме, которую Пирс рекомендует использовать вместо диаграммы Мияширо, просто со-

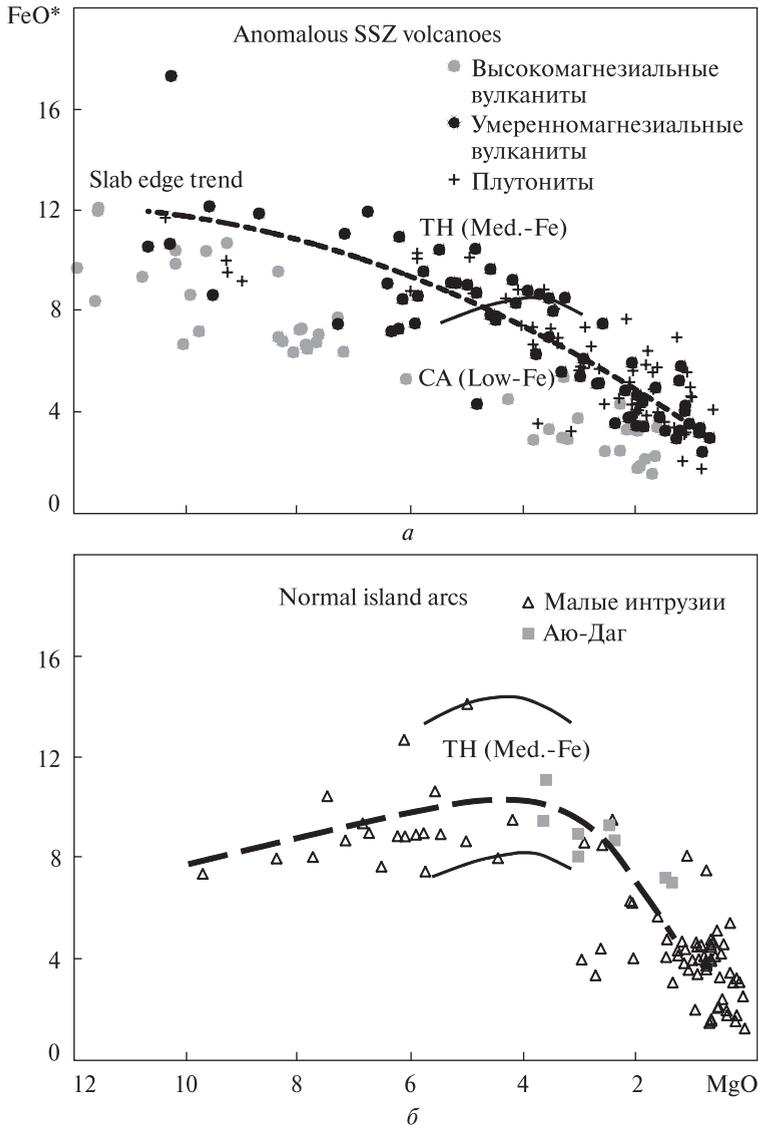
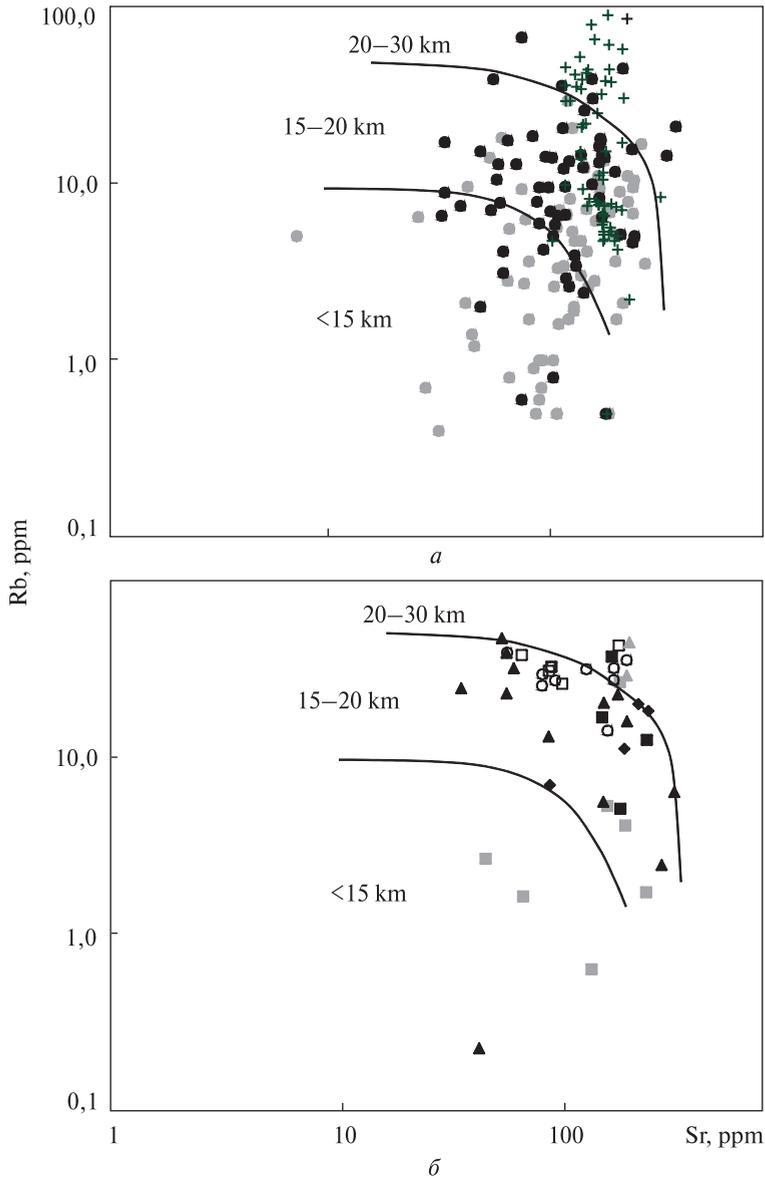


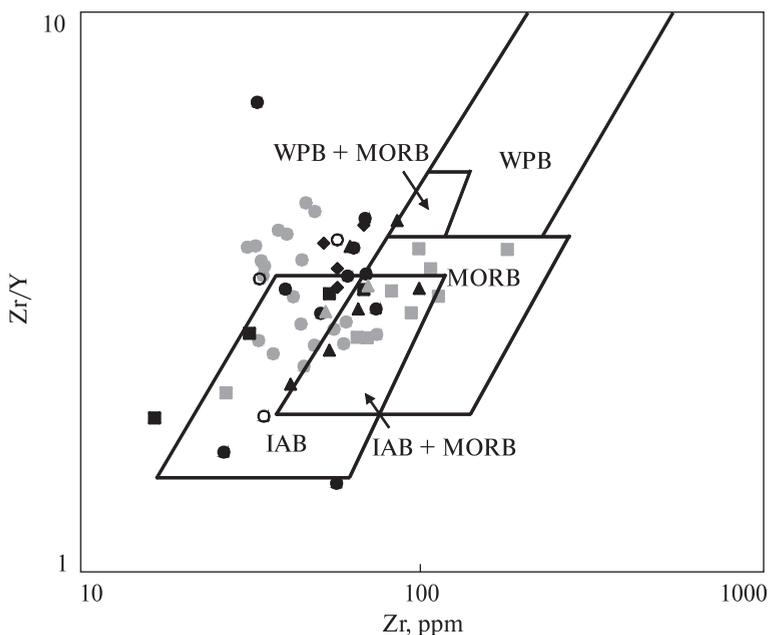
Рис. 5. Диаграмма FeO\*—MgO, разделяющая BADR-серия на среднежелезистую толеитовую TH (Med.—Fe) и низкожелезистую известково-щелочную CA (Low-Fe) в «аномальных» (а) и нормальных (б) островных дугах по [26], для магматических пород ЛПМ (а) и МИ-АД (б)

поставив железистость и магниальность пород BADR-серии (включая trans); построенные тренды отражают, насколько это возможно по петрохимии, серийную принадлежность и условия формирования пород [26]. Так, УМ-серия ЛПМ, вместе с большинством плутонитов, образует тренд slab edge, свойственный аномальному SSZ (supra-subduction zone) вулканизму, имеющему место, помимо прочего, в задуговых бассейнах при инициации субдукции (subduction initiation) вблизи кромки слэба; там же образуются и бониниты (рис. 5, а). А для объяснения механизма subduction initiation, приводящего к образованию бонинитов, чаще всего привлекают сценарий slab roll-back — тот самый, с которым нынче принято связывать формирование Черноморской впадины: откат субдукции вызывает магматизм



**Рис. 6.** Диаграмма Rb-Sr для магматических пород ЛПМ (а) и МИ-АД (б). Границы разной толщины земной коры нанесены по [17]. Условные обозначения см. на рис. 3

в условиях растяжения. По сути, режим растяжения subduction initiation является частным случаем спрединговых осей SSZ. Напомним, что надсубдукционное (то есть SSZ) происхождение доказывается для как минимум одной серии plutonites ЛПМ. Совершенно иначе на указанной диаграмме ведут себя породы наземного Крыма: точки МИ-АД образуют классический толеитовый тренд, свойственный нормальным островным дугам (рис. 5, б). Казалось бы, на петрохимическом уровне не возникает сомнений в участии процесса субдукции в том или ином виде для образования как бонинитовых, так и островодужных пород обоих районов. Однако при переходе на геохимический уровень выясняется, что не все так просто.



**Рис. 7.** Дискриминационная диаграмма  $Zr/Y$  —  $Zr$  базальтов и андезибазальтов различных геодинамических обстановок по [25] для основных-средних магматических пород двух изученных районов. Условные обозначения см. на рис. 3. WPB — внутриплитные базальты, MORB — базальты срединно-океанических хребтов, IAB — островодужные базальты

Уже на старейшей диаграмме К. Конди в координатах Rb-Sr [17] можно проследить тенденции смещения точек пород по мере утолщения земной коры: для ЛПМ от ВМ-серии — к УМ-серии вулканитов и плагиогранитной, затем трондьемитовой серии плутонитов — до калиево-натриевой серии плутонитов (рис. 6, а); для МИ-АД от Аю-Дага — к Кастели — затем Ураге, Чамны-Буруну — до Серауса, Малого Маяка и Шархи (рис. 6, б). Породы последнего массива формировались на относительно мощной коре, но при этом показывают самый древний возраст и наименее дифференцированы из всех кислых пород МИ. К сожалению, в этом массиве нет основных пород, а именно они геохимически наиболее информативны. Так, на старой, но до сих пор используемой диаграмме  $Zr/Y$  —  $Zr$  Пирса и Норри для базальтов—андезибазальтов [25] только аю-дагские породы уверенно попадают в поле базальтов срединно-океанических хребтов (MORB), в то время как большинство основных-средних пород обоих районов располагаются в поле островодужных базальтов; исключение — ВМ-серия ЛПМ, смещающаяся за пределы каких-либо полей, что подчеркивает «аномальность» бонинитов (рис. 7). Кстати, положение на этой диаграмме пород Форосского выступа и Фиолента, доказывающее их «несубдукционность», обсуждалось в [12].

На спектрах распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) основные-средние вулканиты ЛПМ расположены ниже уровня 10 относительно хондрита, характеризуются некоторым обогащением легкими РЗЭ и проявляют отрицательную Еu-аномалию различной интенсивности; форма спектров базитов ВМ-серии приближается к U-образной бонинитовой (рис. 8, а). Кислые вулканические породы ЛПМ располагаются выше уровня 10 относительно хондрита, и обогащение легкими РЗЭ

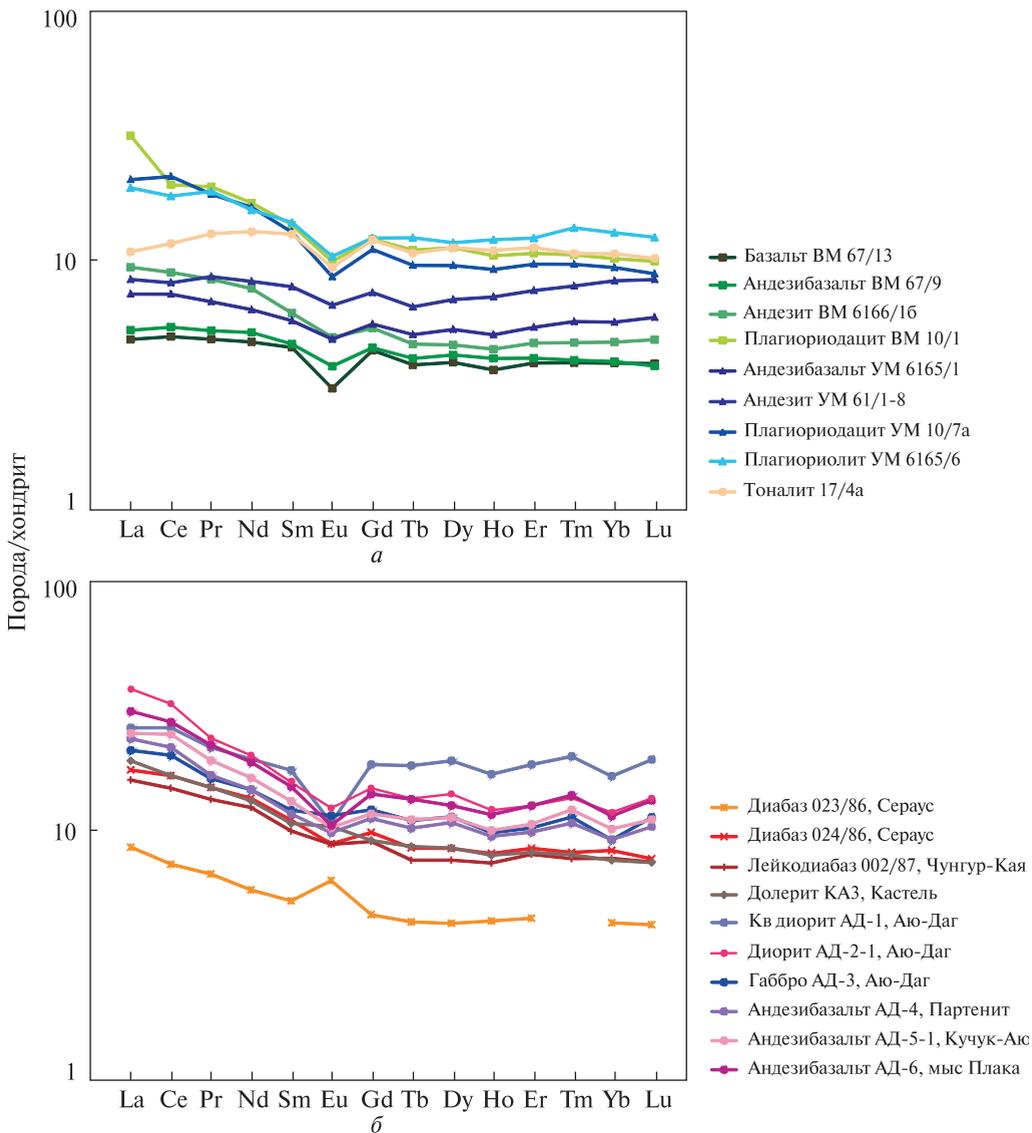


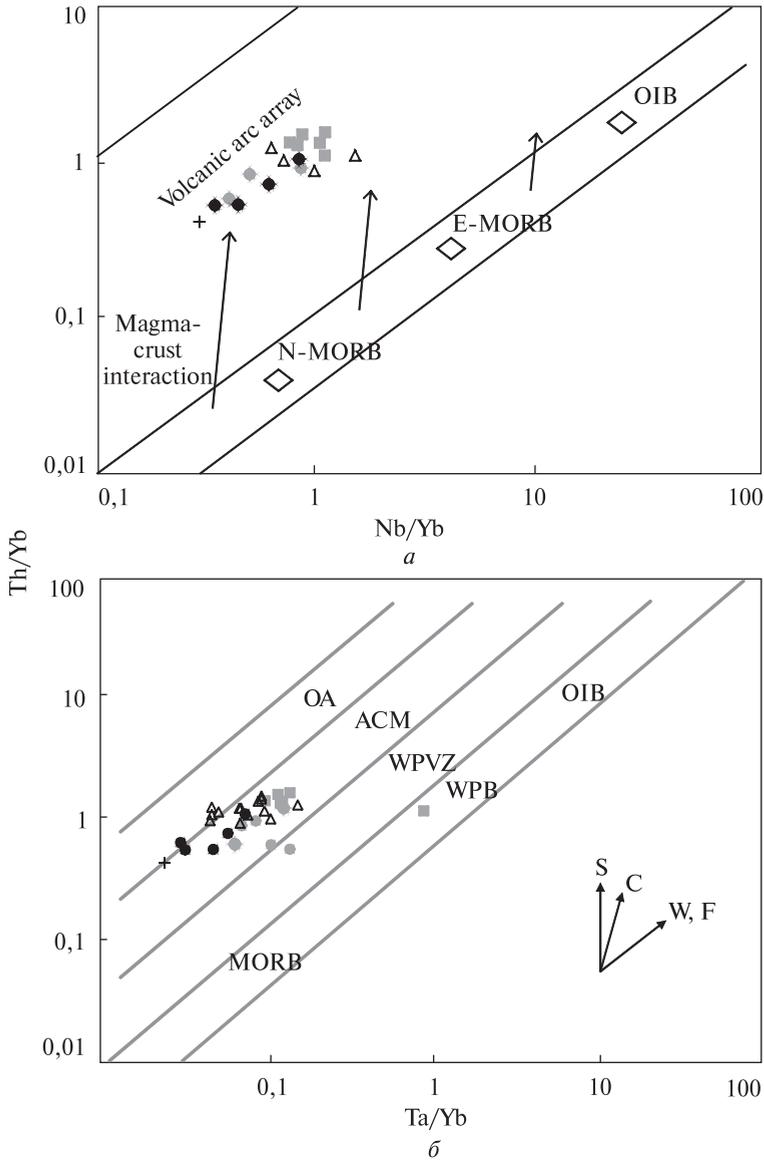
Рис. 8. Нормированные к хондриту спектры распределения редкоземельных элементов в магматических породах ЛПМ (а) и района малых интрузий-Аю-Дага (б)

в них выражено четче. Только спектр тоналита плаггиогранитной серии сильно обеднен ими, что иногда фиксируется в тоналит-трондьемитовых комплексах офиолитов. Иная ситуация складывается в МИ-АД: все спектры РЗЭ основных-средних пород локализованы выше значения 10 и существенно обогащены легкими; при этом спектры диабазов и долеритов малых интрузий — Серауса, Кагели, Чунгур-Кай — за счет обеднения тяжелыми РЗЭ и отсутствия Eu-минимума представляют собой слабонаклонную линию, характерную для базальтов задуговых бассейнов, а спектры Аю-Дага и Партенита находятся чуть выше и укладываются в рамки тактовых E-MORB (рис. 8, б). Единственное исключение — одна из разновидностей диабаза Серауса, спектр которой опущен ниже уровня 10 и был бы сходен с андезитами-андезибазальтами ЛПМ, если бы не интенсивный Eu-максимум. Это именно та

порода, цирконы которой датированы 71 млн лет! Получается, что в массиве Сераус присутствуют разные базитовые выплавки — как юрские, комагматичные остальным малым интрузиям, так и меловые, близкоодновременные с ЛПМ.

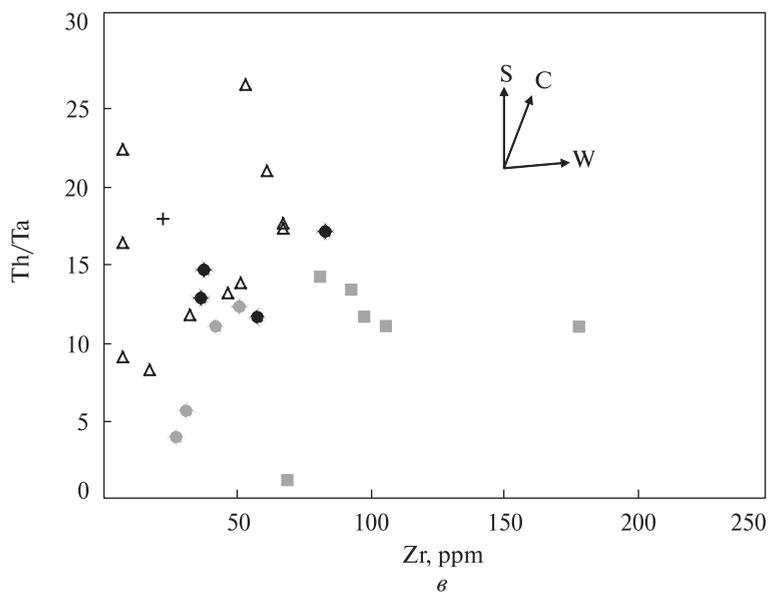
Для выяснения геодинамического положения пород, помимо Zr, сейчас широко используются отношения содержаний Th, Yb, Ta, Nb. На успевшей стать классической диаграмме Дж. Пирса Th/Yb — Nb/Yb [24] все средние и основные породы обоих магматических районов формируют полосу, присущую субдукционным породам вулканических дуг (volcanic arc arc), существенно контаминированных корой (рис. 9, а). MORB-черты, подмеченные выше для аю-дагских пород, на этой диаграмме не проявлены, иначе их точки располагались бы в пределах диагональной полосы MORB-OIB. А вот на другом варианте такой диаграммы, где вместо Nb использован Ta и на которую можно выносить и кислые породы [18], габбро Аю-Дага резко отделяется от всех остальных точек, локализующихся в или вблизи поля активных континентальных окраин (АСМ), и попадает в поле внутриплитных базальтов, которое авторы диаграммы поместили в пределах полосы MORB-OIB (рис. 9, б). Такое же отделение происходит на еще одной диаграмме с использованием Ta (рис. 9, в): отношение Th/Ta считается индикатором «субдукционности» и вклада коры в формирование пород. На этой диаграмме при росте кремнекислотности аю-дагские породы не выстраиваются, в отличие от малых интрузий и ЛПМ, в характерный для контаминированных корой субдукционных пород почти вертикальный тренд, а образуют самостоятельную субгоризонтальную полосу, отражающую внутриплитное обогащение.

В обобщенном виде геохимические особенности пород обоих рассмотренных районов в сравнении со средними составами магм разных геодинамических обстановок можно представить на поликомпонентных спайдер-диаграммах составов, нормированных к примитивной мантии. В литературе уделяется большое внимание геохимической специфике субдукционных магм (обстановки островных дуг и активных континентальных окраин) по сравнению с магмами срединных океанических хребтов (СОХ) и внутриплитных океанических и континентальных обстановок [2, 3]. Главной геохимической особенностью субдукционных базитовых магм на такой спайдер-диаграмме являются глубокий минимум Nb и менее значительный минимум Ti, в отличие от магм океанических и континентальных плюмов, образующих устойчивый максимум Nb. Для ЛПМ глубокие Nb и Ti минимумы прослеживаются для абсолютно всех пород (рис. 10, а). Для МИ и АД эти минимумы проявлены значительно слабее — как в магме СОХ (рис. 10, б, в). Наиболее ярко отличия между тремя сравниваемыми группами двух районов выявляются в поведении U, Pb и Th. Относительное обогащение Pb (и, в меньшей степени, U) — главный признак контаминации магм материалом континентальной коры; он отмечается и для классических бонинитов, и для островодужных андезитов [19]. В породах ЛПМ четко отделяются максимумы Pb и U. В комплексе МИ фиксируются невысокий максимум Pb, но слабый минимум U. А в породах АД наблюдаются глубокие минимумы как Pb, так и U! Отметим, что относительное обеднение Pb характерно для магмы СОХ. Еще один элемент, подчеркивающий различия магм — это Th. В субдукционной магме он должен формировать минимум, а в магме СОХ, — наоборот, максимум. В породах ЛПМ Th находится в нейтральной (скорее минимальной) позиции, в малых интрузиях намечается его слабый максимум, а в АД он образует максимум высо-



кой интенсивности. Магме COX, в отличие от других магм, присущ еще максимум Ве. Из всех изученных пород он заметен только в аю-дагских пробах.

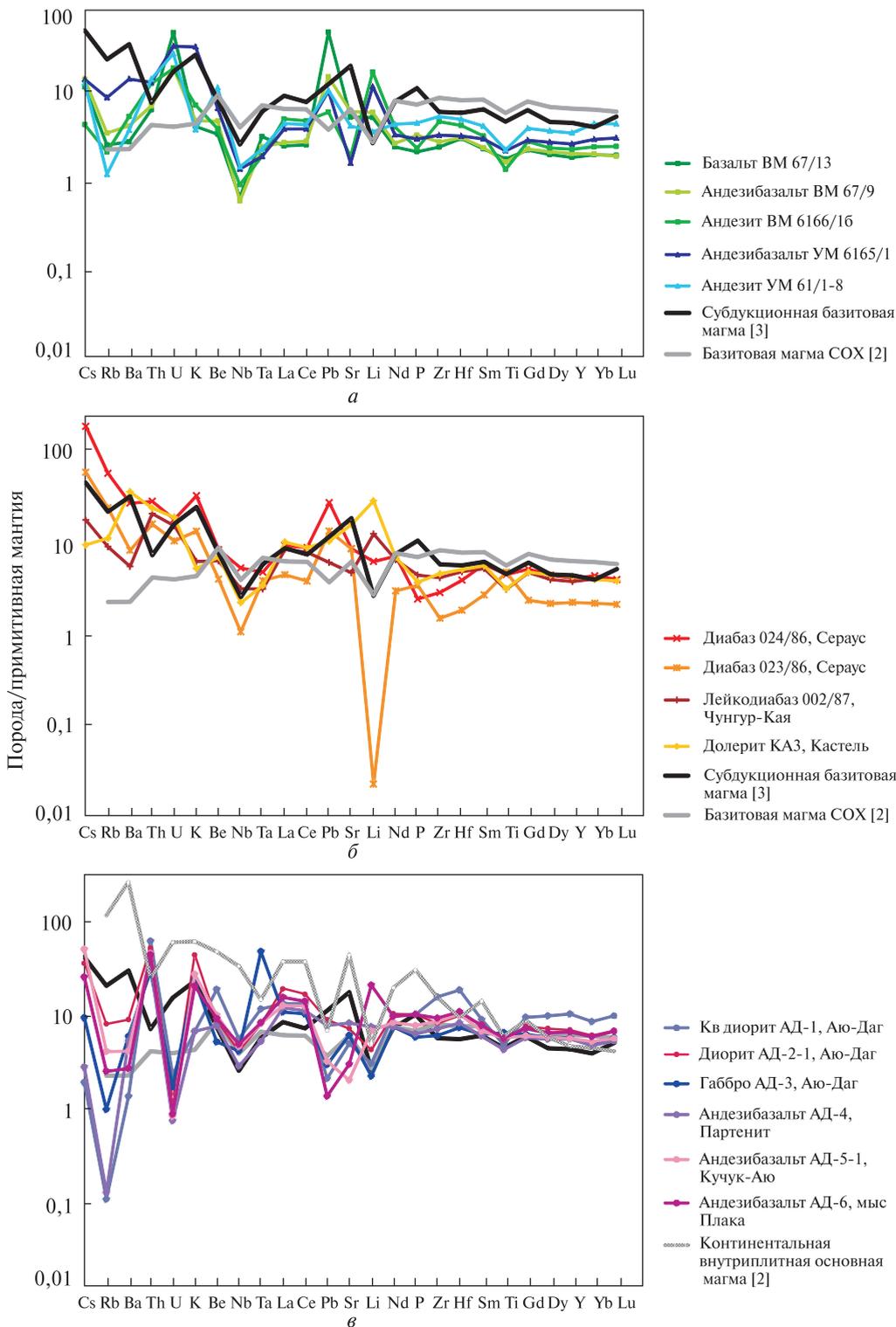
Субдукционные магмы также характеризуются, помимо Nb и Th минимумов, максимумами Ba, Sr, P и минимумом Li, причем такая конфигурация кривых Sr и Li является сквозной, присущей всем геодинамическим типам магм. В породах всех трех сравниваемых групп эти пики либо не проявлены, либо даже сменяются на противоположные. Исключением является тот самый диабаз массива Сераус, который датирован мелом: в нем, в отличие от другого диабаза того же массива, фиксируется глубокий минимум Li, внятный максимум P и даже необычный максимум Ti (см. рис. 10, б). То есть, несмотря на близкий к ЛПМ возраст, проявленные в составе малых интрузий меловые породы могут иметь иной генезис.



**Рис. 9.** Диаграммы с участием Th, Yb, Nb, Ta, Zr для магматических пород двух изученных районов: *a* — вклад коры в образование несубдукционных (полоса MORB-OIB) и субдукционных (volcanic arc array) пород по [24]; *б* — тектоническое положение пород по [18]: OA — океанические дуги, АСМ — активные континентальные окраины, WPVZ — внутриплитные вулканические зоны, WPB — внутриплитные базальты, MORB — базальты СОХ, OIB — базальты океанических островов; *в* — эффекты коровой контаминации (С), субдукционного воздействия (S) и внутриплитного обогащения (W) или фракционирования (F). Условные обозначения см. на рис. 5

Таким образом, геохимические данные свидетельствуют о различиях магматических образований, формировавшихся в каждый из двух предполагаемых этапов субдукционно-связанного магматизма в регионе Южного Крыма. Породы ЛПМ несут субдукционные черты, но скорее «аномального» надсубдукционного вулканизма; они существенно контаминированы корой. Малые интрузии, с одной стороны, имеют признаки типично субдукционных «нормальных» островодужных пород, а с другой, в них заметно влияние спрединговых процессов; они также контаминированы континентальной корой, но сама кора, скорее всего, была другой. А больше всего черты СОХ проявлены в толеитовых породах Аю-Дага, вклад коры в образование которых минимален.

Для формирования цельной картины субдукционно-связанного магматизма в изученном регионе следует определиться, какая именно зона субдукции (или несколько разных?) инициировала магматизм. Возможны два варианта. Первый: как юрский, так и меловой магматизм связан с одной, длительно функционировавшей (то затухающей, то возобновляющейся) Анатолийской зоной субдукции северного наклона. Второй: юрский этап магматизма обусловлен субдукцией южного падения, смещенной к северу от современной Анатолии при закрытии бассейна Кюре, а меловой этап — с собственно Анатолийской зоной, действительно северного, но очень пологого, наклона. Во втором варианте для разных этапов подразумеваются разные континентальные фрагменты, под которые осуществлялась субдукция. Автор склоняется ко второму варианту, хотя ни один из вариантов полностью не объясняет петрогеохимические особенности магматических пород.



**Рис. 10.** Спайдер-диаграммы составов основных-средних пород ЛПИМ (а), комплекса малых интрузий (б) и Аю-Дага (в). Содержания нормированы к примитивной мантии по [23], порядок элементов и средние составы магм различных геодинамических обстановок — по [2, 3]

Суммируя все приведенные факты, можно предложить для Южного Крыма такую последовательность магматических и геодинамических событий на протяжении юры — палеогена.

К началу средней юры в северной части нынешнего Черного моря закладывается островная дуга, связанная с субдукцией южного (возможно, юго-восточного) падения. В качестве континентального фрагмента при этой субдукции выступает палеозойская Стамбульская зона Понтид. Магматические продукты этого этапа различаются по разные стороны от современной южной оконечности Крыма. К западу от нее, в ЛПМ, они надежно представлены вулканической островодужной известково-щелочной серией (УМ), преобладание в составе которой андезитов говорит об обстановке сжатия. Функционирование островной дуги здесь продолжалось на протяжении поздней юры и раннего мела до альба. К востоку в средней юре начинается внедрение малых интрузий, причем кислые породы предшествуют основным. В последних фиксируются признаки обстановки растяжения, максимально выраженные в поздней юре в аю-дагских породах. К этому времени зона субдукции мигрировала на север, что привело к закрытию бассейна Кюре, а на месте Аю-Дага — к задуговому растяжению, отраженному в спрединговых чертах пород. Такое развитие событий лучше объяснялось бы, если бы простирание зоны субдукции было не субширотным, как это указывается в зарубежных источниках [27], а диагональным, субпараллельным структуре Горного Крыма, поскольку и сама дуга, и задуговый бассейн должны располагаться со стороны континентального фрагмента. В отечественной литературе есть мнение, что имеющий как раз такое простирание Предгорный разлом Крыма может быть сутурой, маркирующей среднеюрско-раннемеловую зону субдукции [15]; ее падение, правда, предполагается на север-северо-запад, а задуговым бассейном назначается раннемеловой Каркинитский прогиб. Многие исследователи в качестве задугового бассейна рассматривали бассейн Кюре [16], но не уточняли, какой тогда должна была быть полярность зоны субдукции (скорее всего, северной). Считается, что комплекс Кюре, образовавшийся на месте этого бассейна, вплоть до конца юры был причленен к Южному Крыму, а затем, вместе со Стамбульской зоной, смещен к югу в результате мелового рифтинга [16, 22]. Но при таком смещении в Понтидах наблюдались бы точно такие же юрские магматические породы, как в Крыму и ЛПМ, что пока не доказано.

Начиная с мела история двух магматических районов — ЛПМ и МИ-АД — разделяется. Единственного свидетельства мелового магматизма в составе малых интрузий, да еще и столь экзотичного, недостаточно, чтобы судить о магматической активности этого района в мелу. Не исключено, что меловые магматические породы погребены под слоем осадков на дне Черного моря. Возможно также, что разная меловая магматическая история ЛПМ и МИ-АД отражает разницу в механизмах раскрытия, соответственно, Западно- и Восточно-Черноморской впадин; в сферу влияния последней мог попасть южнобережный район Крыма. Ясно только, что в самом конце раннего мела и Ломоносовский массив, и нынешний район Алушты представляли собой поднятия, севернее которых располагались прогибы, соответственно Альминский и Салгирский. В ЛПМ проявлялся калиево-натриевый магматизм плутонической фации, а вулканизма не было.

В позднем мелу, начиная с коньяка, на месте Ломоносовского массива закладывается новая островная дуга в тылу очень пологой Анатолийской зоны субдук-

ции северного падения. Континентальным фрагментом, под который происходила субдукция, являлась Скифская плита (или некая протерозойская континентальная литосфера северной периферии нынешней Черноморской впадины), которую поднимающиеся мантийные расплавы частично ассимилировали, что задокументировано в древнем цирконе пород ЛПМ. Откат субдукции и растяжение в тылу, приведшие к раскрытию Западно-Черноморского бассейна, сопровождались плавлением кромок слэба и/или отрывом слэба, что привело к появлению бонинитов. Развитие дуги от юной до развитой продолжалось и в палеогене (до эоцена). Причем дуга ЛПМ является по сути остаточной (remnant arc), так как главная меловая вулканическая дуга располагается вдоль Понтида непосредственно южнее раскрывшейся Черноморской впадины вблизи самой зоны субдукции.

Остается непроясненной конфигурация мел-палеогеновой дуги ЛПМ. А.М. Никишин с соавторами включают ЛПМ в субширотную альбскую вулканическую дугу, благодаря расколу которой сформировалась Черноморская впадина [4, 6], что сомнительно, поскольку наличие альбских вулканических пород в ЛПМ не подтверждено. Предположительно, континентальный склон вскрывает дугу ЛПМ в виде поперечного среза, в котором намечается петрохимическая зональность с нарастанием калиевого содержания пород и уменьшением магнезиальности в направлении с юго-востока на северо-запад, от фронта дуги к тылу, а значит, сама дуга должна простираться не субширотно, а диагонально, примерно с юго-запада на северо-восток. Впрочем, срез склона может быть не строго поперечным. Если допустить диагональную ориентацию меловой дуги, то можно в дальнейшем рассмотреть возможность включения в нее части магматических образований Карадага. Последний, хоть и удален от ЛПМ и находится на противоположном, восточном, краю Горного Крыма, зато — единственный в наземном Крыму — содержит, как давно подозревается, меловые островодужные магматические породы.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багдасарян Г.П., Лебединский В.И. Новые данные об абсолютном возрасте магматических пород Горного Крыма. *ДАН СССР*. 1967. Т. 173, № 1. С. 149—152.
2. Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В. и др. Средние составы магм и мантии срединно-океанических хребтов и внутриплитных океанических и континентальных обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол базальтов. *Петрология*. 2007. Т. 15, № 4. С. 361—396.
3. Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В. и др. Средний состав базитовых магм и мантийных источников островных дуг и активных континентальных окраин по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол пород. *Петрология*. 2010. Т. 18, № 1. С. 3—28.
4. Никишин А.М., Кортаев М.В., Болотов С.Н. и др. Тектоническая история Черноморского бассейна. *БМОИП. Отд. геол.* 2001. Т. 76, вып. 3. С. 3—17.
5. Оровецкий Ю.Ю., Шнюкова Е.Е. Структурное положение мезозойских пород в строении Алуштинского участка Крымского континентального склона. *ДАН УССР. Сер.Б.* 1990. № 9. С. 12—15.
6. Позднепалеозойская, мезозойская и кайнозойская тектоническая история и геодинамика южной части Восточной Европы [А.М. Никишин, П.А. Циглер, Д.И. Панов и др. Отв. ред. А.М. Никишин]. 400 миллионов лет геологической истории южной части Восточной Европы. Москва: Геокарт, ГЕОС, 2005. С. 39—163.
7. Семка В.А. Абсолютная геохронология изверженных пород Горного Крыма. Вопросы геохимии, минералогии и рудообразования. Киев: Наук. думка, 1979. С. 102—105.
8. Соловьев А.В., Рогов М.А. Первые трековые датировки цирконов из мезозойских комплексов полуострова Крым. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2010. Т. 18, № 3. С. 74—82.

9. Спиридонов Э.М., Федоров Т.О., Ряховский В.М. Магматические образования Горного Крима. Статья 1. *БМОИП. Отд. геол.* 1990. Т. 65, вып. 4. С. 119—134.
10. Спиридонов Э.М., Федоров Т.О., Ряховский В.М. Магматические образования Горного Крима. Статья 1. *БМОИП. Отд. геол.* 1990. Т. 65, вып. 6. С. 102—112.
11. Фирсов Л.В. Абсолютная датировка изверженных пород Крима в качестве реперных образований для байоса. *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1963. № 4. С. 24—34.
12. Шнюкова Е.Е. Базальты различного генезиса в зоне сочленения Западно-Черноморской впадины, Горного Крима и Скифской плиты. *Геол. и полезн. ископ. Мирового океана.* 2018. 14, № 4. С. 34—44.
13. Шнюкова Е.Е. Магматизм зоны сочленения Западно-Черноморской впадины, Горного Крима и Скифской плиты. Киев: Наук. думка, 2016. 235 с.
14. Шнюков Е.Ф., Шербаков И.Б., Шнюкова Е.Е. Палеоостровная дуга севера Черного моря. Київ: Чорнобильінтерінформ, 1997. 287 с.
15. Юдин В.В. Магматизм Крымско-Черноморского региона с позиций актуалистической геодинамики. *Мінеральні ресурси України.* 2003. № 3. С. 18—21.
16. Banks C.J., Robinson A.G. Mesozoic strike-slip back-arc basins of the western Black Sea region. *Regional and Petrologic Geology of the Black Sea and Surrounding Region: AAPG Memoir 68; A.G. Robinson (ed).* 1997. P. 53—62.
17. Condie K.C. Archean magmatism and crustal thickening. *Geol. Soc. Amer. Bul.* 1973. 84, № 9. P. 2981—2992.
18. Gorton M., Schandl E. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *Canadian Mineral.* 2000. 38. P. 1065—1073.
19. Kelemen P.B., Hanghoj K., Greene A.R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. *Treatise on Geochemistry.* Amsterdam: Elsevier, 2003. Vol. 3. P. 593—659.
20. Meijers M.J.M., Vrouwe B., van Hinsbergen D.J.J. et al. Jurassic arc volcanism on Crimea (Ukraine): implications for the paleo-subduction zone configuration of the Black Sea region. *Lithos.* 2010. Vol. 119, Issues 3—4. P. 412—426.
21. Nikishin A.M., Ziegler P.A., Bolotov S.N., A. Fokin P.A. Late Palaeozoic to Cenozoic evolution of the Black Sea — Southern Eastern Europe region: a view from the Russian Platform. *Turkish Journal of Earth Sciences.* 2012. Vol. 20. P. 571—634.
22. Okay A.I., Sengör A.M.C., Görür N. Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions. *Geology.* 1994. № 22. P. 267—270.
23. Palme H., O'Neill H.St.C. Cosmochemical estimates of mantle composition. *Treatise on Geochemistry.* Amsterdam: Elsevier, 2003. Vol. 2. P. 1—38.
24. Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos.* 2008. V. 100. P. 14—48.
25. Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 1979. 69 (1). P. 33—47.
26. Pearce J.A., Robinson P.T. The Troodos ophiolitic complex probably formed in a subduction initiation, slab edge setting. *Gondwana Research.* 2010. № 18. P. 60—81.
27. Stampfli G.M., Kozur H.W. Europe from the Variscan to the Alpine cycles. *European Lithosphere Dynamics; D.G. Gee & R.A. Stephenson (eds). Geological Society, London, Memoirs.* 2006. № 32. P. 57—82.

Статья поступила 14.07.2019

К.Є. Шнюкова

#### МАГМАТИЗМ ПІВДЕННОГО КРИМУ, ПОВ'ЯЗАНИЙ З СУБДУКЦІЄЮ: МОРЕ І СУША

Проведено геохімічне зіставлення магматичних порід двох районів розвитку мезозойського магматизму, пов'язаного з субдукцією, що розташовані по різні сторони від південного краю сучасного Криму. Перший район охоплює Ломоносовський підводний масив (ЛПМ) на захід в морі, а

другий район, що містить комплекс малих інтрузій Гірського Криму і Аю-Даг (МІ-АД) — на північний схід на суші. Для з'ясування геодинамічних умов формування магматичних порід нормального ряду обох районів використовувались вміст і відношення Rb, Sr, Zr, Y, Th, Yb, Ta, Nb та інших рідкісноземельних і рідкісних елементів з врахуванням петрохімічних та геохронологічних даних. Всі вивчені породи в тій чи іншій мірі проявляють субдукційні риси. Породи ЛПМ утворились в результаті «аномального» надсубдукційного вулканізму; вони суттєво контаміновані корою. Малі інтрузії мають ознаки типово субдукційних «нормальних» острівнодужних порід з помітним впливом спредінгових процесів; вони також контаміновані континентальною корою, але сама кора була іншою. Спредінгові риси найбільш проявлені в толейтових породах Аю-Дага, внесок кори в утворення яких мінімальний. Зроблено висновок, що магматичні породи вивчених районів утворювались внаслідок двох різних субдукційних циклів: першого — середньоярсько-ранньокрейдового і другого — пізньокрейдового-ранньопалеогенового. Перший цикл був спричинений субдукцією південного падіння, а другий — північного, але дуже пологого; при цьому континентальні фрагменти, під які здійснювалась субдукція, були різними. Простягання обох зон субдукції, згодом, було не субширотне, а діагональне, субпаралельне сучасній структурі Гірського Криму. Для Південного Криму запропоновано послідовність магматичних та геодинамічних подій протягом юри — палеогену, згідно з якою в МІ-АД магматизм проявлявся під час першого субдукційного циклу в процесі задугового розтягування, що наростало, а ЛПМ сформувався в результаті накладення обох субдукційних циклів за домінування другого.

**Ключові слова:** *магматичні породи, Крим, субдукція, геохімія.*

*К.Ye. Shniukova*

#### SUBDUCTION-RELATED MAGMATISM OF THE SOUTHERN CRIMEA: OFFSHORE AND ONSHORE

A geochemical comparison of igneous rocks of two regions of Mesozoic subduction-related magmatism located on the opposite sides from the southern end of modern Crimea was carried out. The first region covers Lomonosov submarine massif (LSM) to the west offshore, and the second region includes a complex of small intrusions of Mountainous Crimea and Ayu-Dag (SI-AD) to the northeast onshore. Contents and ratios of Rb, Sr, Zr, Y, Th, Yb, Ta, Nb and other rare earth and rare elements with petrochemical and geochronological data having been taking into account were used to determine the geodynamic conditions for the formation of normal series igneous rocks of both regions. All studied rocks display subduction features more or less. Crustally-contaminated LSM rocks were formed as a result of «anomalous» suprasubduction volcanism. Small intrusions show signs of typically subduction-related «normal» island-arc rocks with a marked influence of spreading processes; they are also contaminated by the continental crust, but the crust itself was different. Spreading features are most pronounced in Ayu-Dag tholeiitic rocks, crustal input to the formation of which was minimal. It is concluded that igneous rocks of the studied regions were formed in consequence of two different subduction cycles: the first - Middle Jurassic-Early Cretaceous and the second — Late Cretaceous-Early Paleogene. The first cycle was caused by the southward subduction, and the second one — by the northward but very gentle (flat-slab) subduction; the continental fragments under which subduction occurred were different. The course of both subduction zones supposed to be not sub-latitudinal but diagonal, sub-parallel to the modern structure of the Crimean Mountains. A succession of magmatic and geodynamic events was proposed for the Southern Crimea throughout the Jurassic — Paleogene, according to which in the SI-AD magmatism manifested itself during the first subduction cycle when increasing back-arc spreading, and the LSM was formed as a result of superposition of both subduction cycles with the second being dominant.

**Keywords:** *igneous rocks, Crimea, subduction, geochemistry.*