

- Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы, Наука, 1978, с. 26—33.
19. *Гукасян Р. Х.* К вопросу о возрасте метаморфических сланцев и «древних гранитов» южной части Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1966, т. XIX, № 5, с. 65—72.
  20. *Котляр В. Н.* Памбак. Геология, интрузивы и металлогения. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1958, 228 с.
  21. *Магакьян И. Г., Багдасарян Г. П.* Развитие магматизма и минерализации на территории Армянской ССР по данным геологических и геохронологических исследований.—«Геохимия», 1978, № 6, с. 933—939.
  22. *Меликсетян Б. М., Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х.* Изотопно-геохимические и геохронологические исследования эклогит-амфиболитов, ассоциирующих с офиолитами Севано-Амасийского пояса (Амасийский массив).—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1984, т. XXXVII, № 1, с. 3—22.
  23. *Паффенгольц К. Н.* Геологический очерк Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1947. 341 с.
  24. *Рубинштейн М. М.* Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тбилиси: Изд. Месциереба, 1967, 239 с.
  25. *Соколов С. Д.* Тектонический меланж Амасийского района (Малый Кавказ). Геотектоника, 1974, № 1, с. 69—77.
  26. *Схиртладзе Н. И.* Новые данные о верхнем палеозое Храмского массива.—ДАН СССР, 1960, т. 130, № 1, с. 170—172.
  27. *Татевосян Т. Ш.* Эклогитоподобные метаморфические сланцы Амасийского района Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, физ.-мат., естеств. и техн. науки, 1951, № 2, с. 127—134.
  28. *Харленд У. Б., Кокс А. В., Ллевеллин П. Г., Шуктон К. А. Г., Смит А. Г., Уолгерс Р.* Шкала геологического времени. Пер. с англ. М.: Мир, 1985, 140 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL, № 3, 21—31, 1987

УДК: 552.313:551.762:550.382(479.2)

А. Р. ИШХАНЯН, И. Я. ЦЕНТЕР

### ПЕТРОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЮРСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД АЛАВЕРДСКОЙ ВУЛКАНО- ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ (МАЛЫЙ КАВКАЗ)

На примере юрских вулканогенных пород Алавердской вулканотектонической структуры показана зависимость магнитных свойств пород ( $\chi$  и  $J_n$ ) от разных геологических факторов: состава пород, их фацальной принадлежности, степени раскристаллизации и степени изменения. Устанавливается, что главный фактор, определяющий современную низкую магнитную восприимчивость большинства пород Алавердской ВТС,—это полное или частичное замещение ферромагнитных частиц нерудными минералами (сфеном, эпидотом, хлоритом, карбонатом, лейкоксеном).

Алавердская вулканотектоническая структура (ВТС) занимает северо-западную часть Сомхето-Карабахской зоны. В региональном плане эта зона характеризуется положительным значением аномального магнитного поля  $\Delta T$ . На площади Алавердской ВТС напряженность магнитного поля имеет спокойный характер, близкий к нулевому.<sup>1</sup> Геологические и петрографические наблюдения разных исследователей [1, 3, 7], а также детальная геологическая карта, составленная группой Г. А. Туманяна (УГ СМ АрмССР), показывают, что юрские вулканогенные породы, слагающие структуру, характеризуются фацальной и петрохимической неоднородностью и имеют разную степень измененности. Все это не могло не отразиться на их физических свойствах, в частности, магнитных. Сведения о магнитных свойствах пород Алавердского вулканического поля содержатся в работах Ц. Г. Акопяна [2], Т. А. Сируняна [6]. Т. А. Сируняном были проведены специальные палеомагнитные исследования, которые показали

<sup>1</sup> Интенсивные, отрицательные аномалии, вытянутые вдоль русла р. Дебед, связаны с неоген-четвертичными базальтовыми потоками, а положительные изометричные—с диорит-гранодиоритовыми интрузиями.

преимущественно прямую намагниченность вулканических пород всего разреза. Обратномагнитные образцы указываются им лишь среди порфиритов верхнего байоса.

Комплексное петрофизическое, петрографическое, минералогическое исследование предпринято авторами с целью выяснения влияния на магнитные свойства пород различных геологических факторов и объяснения на основе полученных результатов характера наблюдаемого над вулканоструктурой магнитного поля.

Геологической основой петромагнитного исследования послужила палеовулканическая реконструкция Алавердской вулканотектонической структуры, проведенная А. С. Остроумовой [5], с выделением четырех вулканических комплексов: дебедского ( $J_1^?—J_2$ ), кошабердского ( $J_2bj$ ), шихтахтского ( $J_2bt$ ) и «контрастного» ( $J_3$ ). К дебедскому комплексу относятся порфировые андезитобазальты, андезиты, дациты и плагиориолиты, а также олигофирные и афирные спилиты и исландиты. Названные породы отмечаются в разных фациях: подводные лавы, лавобрекчии, туфы, тефроиды, дайки, силлы. Кошабердский комплекс представлен андезитами, андезитобазальтами, дацитами, плагиориолитами. Это наземные вулканические образования разных фаций: туфы, брекчии, агломераты, лавы, лавобрекчии, игнимбриты, игниспумиты, дайки, экструзии, субвулканические тела. Шихтахтский комплекс наиболее однороден по составу, для него характерны андезитобазальты, андезиты в лавовой и субвулканической фациях, а также агломераты, туфы, тефроиды, брекчии. К «контрастному» комплексу исключительно относятся мелкие субвулканические тела, силлы и дайки. Состав пород характеризуется с одной стороны: пикритами, меланобазальтами, оливин-пироксен-плагиоклазовыми, пироксен-плагиоклазовыми, плагиофирными базальтами (долеритами), пироксен-плагиоклазовыми и пироксен-амфибол-плагиоклазовыми андезитобазальтами, с другой—дацитами и риолитами («кварцевые альбитофиры»).

Все вулканические породы Алавердской ВТС в значительной степени подверглись вторичным изменениям. Регионально проявленные изменения, по мнению А. С. Остроумовой, не выходят за пределы эпигенеза и начального низкотемпературного метаморфизма зеленокаменной ступени. На многих участках на них наложены окolorудные изменения (образцы окolorудно измененных пород в выборку для петромагнитных исследований не были включены). Анализ распределения вторичных минералов по разрезу позволил А. С. Остроумовой выделить две зоны метаморфизма. Первая охватывает «контрастный», шихтахтский и верхнюю часть кошабердского комплекса; для основных и средних пород характерны хлоритизация, карбонатизация, альбитизация, для кислых—окварцевание. Вторая зона включает нижнюю часть кошабердского и дебедский комплексы, где кроме карбоната и хлорита характерным вторичным минералом как в основных, так и в кислых породах является эпидот. Следует отметить, что интенсивность метаморфизма неравномерна: в каждом комплексе наряду с измененными породами присутствуют и более свежие, однако количественное соотношение тех и других различно в выделенных зонах. В «контрастном» и шихтахтском комплексах количественно преобладают более свежие породы, в дебедском и нижней части кошабердского—измененные.

Для петромагнитных исследований использована коллекция образцов А. С. Остроумовой и авторов статьи. Магнитная восприимчивость ( $\chi$ ) определена в 460 образцах, которые распределяются по комплексам следующим образом: дебедский—133, кошабердский—85, шихтахтский—95, «контрастный»—147. Остаточная намагниченность ( $J_n$ ) определялась в меньшем количестве образцов (дебедский—37, кошабердский—15, шихтахтский—23, «контрастный»—36).

Вулканогенные породы Алавердской ВТС имеют широкий диапазон изменения величины магнитной восприимчивости от нулевых до

$7200 \times 10^{-5}$  СИ. Породы вулканогенно-обломочных фаций всех комплексов имеют низкую магнитную восприимчивость ( $\kappa$  менее  $200 \times 10^{-5}$  СИ) и далее не рассматриваются. Породы лавовой, субвулканической и дайковой фаций обнаруживают весьма широкий диапазон колебаний величины магнитной восприимчивости. Минимальные значения (вплоть до нулевых) наблюдаются в базальтах, андезитах, дацитах и риолитах всех комплексов. Максимальные значения закономерно убывают от основных пород к кислым (табл. 1).<sup>2</sup>

Оптическими наблюдениями в отраженном свете установлено, что ферромагнетик во всех породах представлен магнетитом.<sup>3</sup> Максимальные значения  $\kappa$  в каждой группе пород относятся к образцам, в которых магнетит не претерпел изменений. Немагнитными во всех группах пород являются образцы, наиболее измененные, с полностью разложенным первичным ферромагнетиком. Магнетит в некоторых из этих образцов гематитизирован, а в большинстве случаев подвергся замещению силикатными минералами (сфеном, эпидотом, хлоритом), а также карбонатом и лейкоксеном. На рис. 1 показана разная степень такого замещения ферромагнетика, наблюдавшаяся в отраженном и проходящем свете. Микрофотографии выполнены на микроскопе Ортопланполь фирмы Лейтц (ФРГ). Характер изменения аналогичен описанному И. Я. Центер с соавторами [8] в юрских вулканитах разреза Саатлинской сверхглубокой скважины. Для вулканических пород Алавердской ВТС наиболее распространенным является замещение магнетита лейкоксеном, что надежно фиксируется и в обычных петрографических шлифах при косом освещении. Следует отметить, что наблюдаемые в вулканических породах Алавердской ВТС изменения на уровне начального низкотемпературного метаморфизма зеленокаменной ступени приводят к понижению магнитного момента, так как выделение вторичного магнетита при разложении темноцветных силикатов наблюдается редко (исключение и здесь составляют пикриты «контрастного» комплекса). Химический состав магнетита не определялся, но замещающие его характерные титансодержащие минералы—лейкоксен и сфен—свидетельствуют о том, что первичный ферромагнетик представлен титаномагнетитом.

Рассмотрим более подробно магнитные свойства основных и средних пород, входящих в состав дебедского, кошабердского, шихтахтского и «контрастного» комплексов.

Среди базитов дебедского комплекса отмечаются две различные петрографические разновидности: 1—порфиновые базальты и андезитобазальты, содержащие магнетит двух генераций: в виде идиоморфных изометричных кристаллов размером 0,05—0,2 мм, образовавшихся в интрателлурическую стадию и нередко срастающихся с вкрапленниками плагиоклаза и пироксена, и в виде мелких (0,02—0,01 мм и менее) зерен в основной массе, выделившихся в эффузивную стадию; 2—олигофиновые и афиновые базальты, содержащие магнетит только в виде мелких (0,02—0,01 мм) зерен в основной массе. Различий в магнитной восприимчивости пород двух названных петрографических разновидностей не установлено. Гистограмма магнитной восприимчивости (рис. 2а) имеет сложный характер с двумя максимумами. Больше 70% изученных образцов слабомагнитные (до  $160 \times 10^{-5}$  СИ), с максимумом в интервале от  $10—40 \times 10^{-5}$  СИ. Ко второй части гистограммы относятся менее измененные и неизменные разновидности с максимумом в интервале от  $640—2560 \times 10^{-5}$  СИ.

<sup>2</sup> Исключение составляют пикриты «контрастного» комплекса, на чем мы остановимся ниже.

<sup>3</sup> Здесь и далее (при отсутствии точных определений состава) термин «магнетит» употребляется в общем значении, подразумевающим кубический минерал  $FeFe_2O_4$ , включая и разновидности, содержащие примеси Ti, Al, Mg, Mn, Cr и др. и имеющие соответствующие названия титаномагнетит, алюмомагнетит, магномагнетит и т. д. [4].

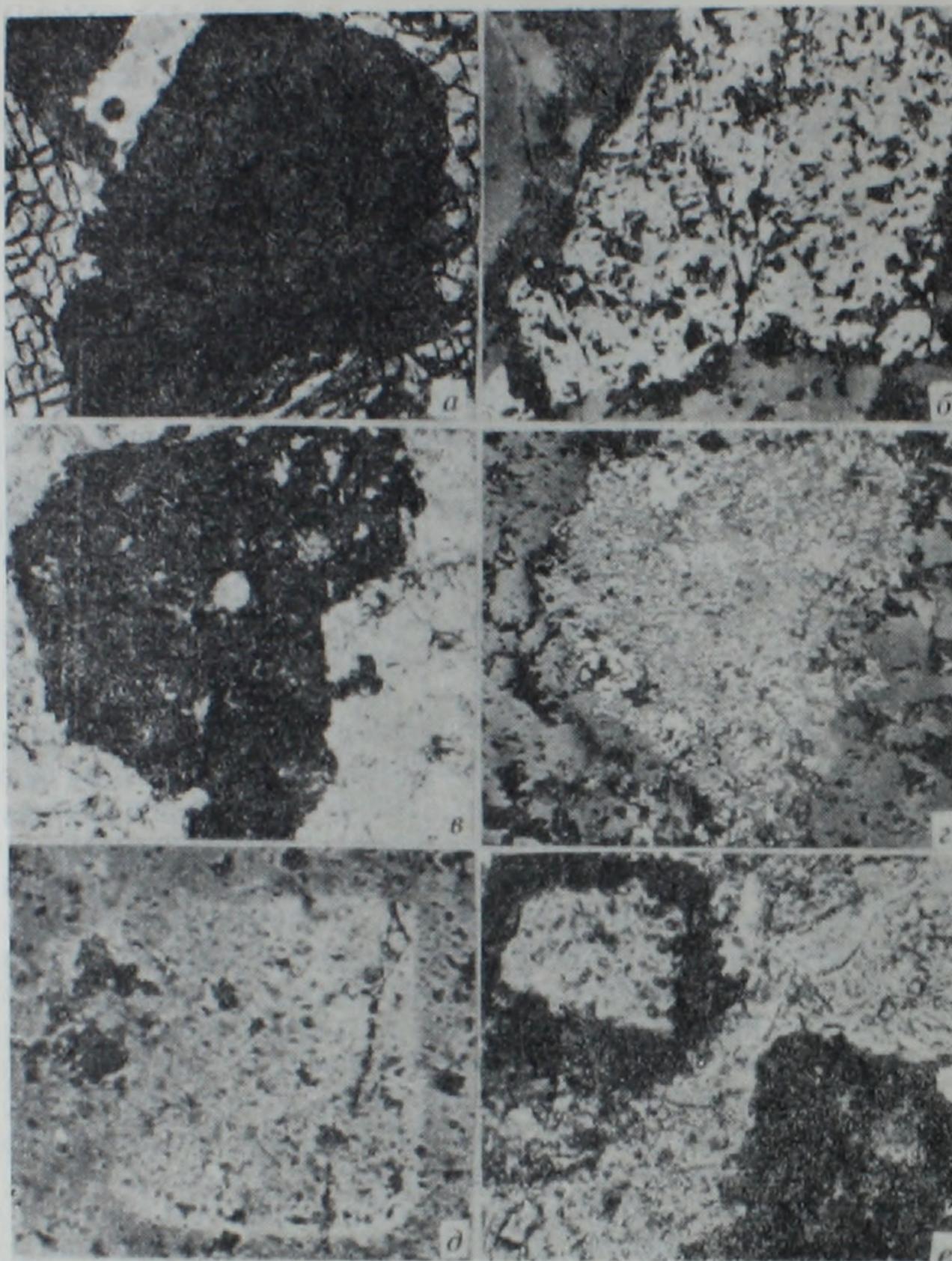


Рис. 1. *а—б*) Зерно свежего титаномagnetита в сростке с фенокристаллом пироксена в андезитобазальте дебедского комплекса: *а*) в проходящем свете (черное—титаномagnetит), *б*) в отраженном свете (белое—титаномagnetит, черное—дефекты полировки). Ув. 140X. *в—г*) Частичное замещение титаномagnetита лейкоксеном в липарите дебедского комплекса: *в*) в проходящем свете, *г*) в отраженном (белое—реликты титаномagnetита, серое—лейкоксен). Ув. 110X. *д*) Полная псевдоморфоза по титаномagnetиту силикатного минерала (?) и лейкоксена (светло-серое и темно-серое в пределах квадратного сечения кристалла титаномagnetита, черное—дефекты полировки) в отраженном свете. Ув. 250X. *е*) Полная псевдоморфоза по титаномagnetиту (в проходящем свете), лейкоксену (темно-серое по краю протокристаллов) и хлориту (светло-серое в центре псевдоморфоз). Ув. 275X.

Остаточная намагниченность пород дебедского комплекса ниже индуцированной ( $J_1 = 0,5 \times$ ). В общем, при сравнительно небольшой величине суммарной железистости (6—9%) не наблюдается зависимости  $\chi$  ни от этого параметра (рис. 2г), ни от относительного содержания трехвалентного железа (рис. 2е). Оптические наблюдения показали, что в большинстве образцов дебедского комплекса имеет место частичное или полное замещение ферромагнетика нерудными минералами. На графике связи  $J_n - \chi$  (рис. 2ж) выделяются две области концентрации точек: к 1-ой относятся образцы, в которых ферромагнетик почти полностью замещен, ко 2-ой—малонизмененные. Единичное anomalно высокое значение  $J_n = 39127 \cdot 10^{-3} \text{ А/м}$  и  $Q = 28$  при  $\chi = 2760 \times 10^{-6} \text{ СИ}$  отмечено в образце, относящемся ко второй структурной разновид-

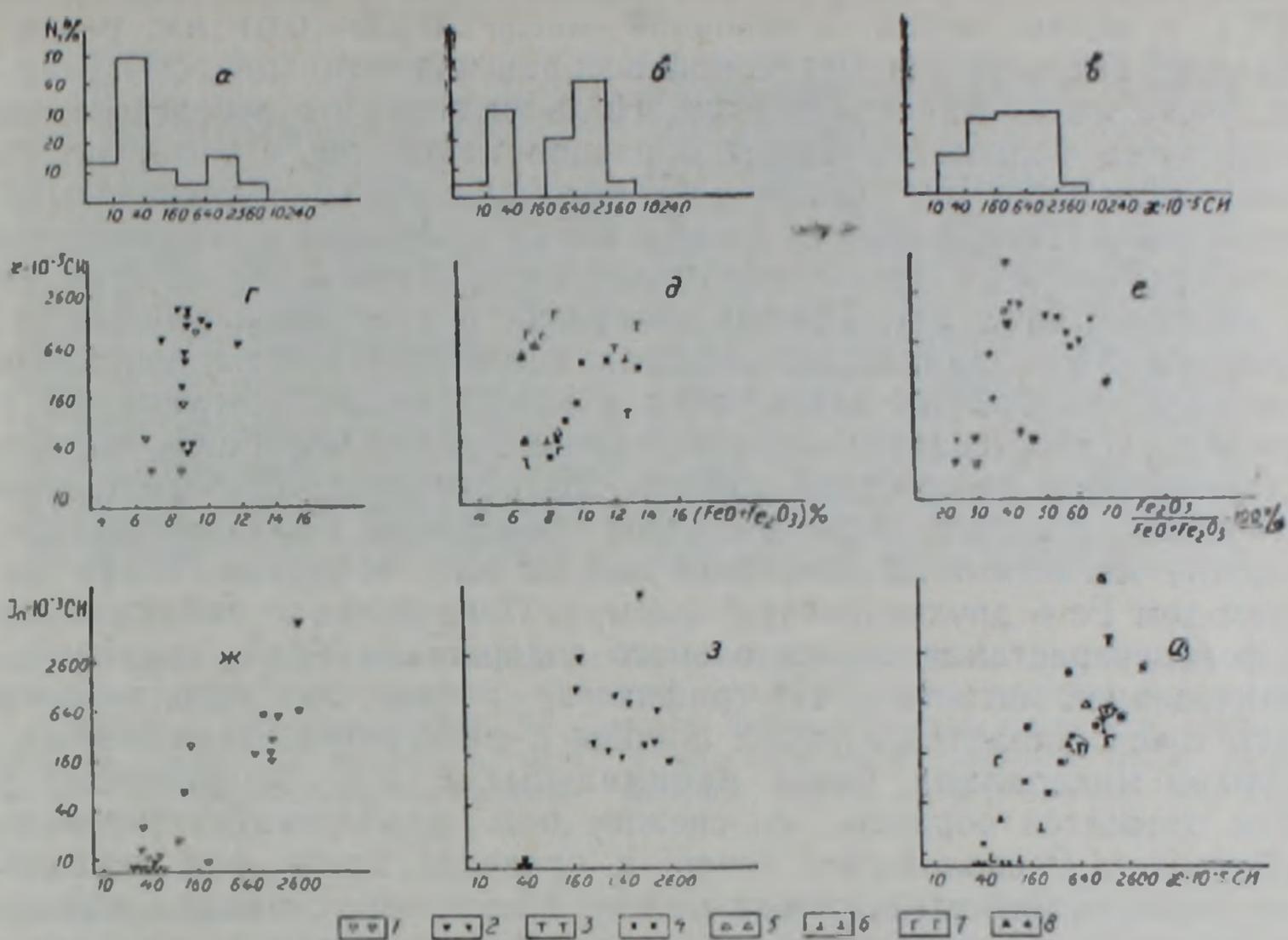


Рис. 2. а—в) Гистограммы магнитной восприимчивости основных пород Алавердской ВТС: а) дебедского комплекса, б) шихтахтского комплекса, в) «контрастного» комплекса, г—д) Графики зависимости магнитной восприимчивости от суммарного содержания окислов железа в основных и средних породах: г) дебедского и шихтахтского комплексов, д) «контрастного» комплекса, е) График зависимости магнитной восприимчивости от степени окисленности железа в основных породах дебедского и шихтахтского комплексов. ж—и) График связи магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности основных и средних пород: ж) дебедского комплекса, з) шихтахтского комплекса, и) «контрастного» комплекса. Условные обозначения: 1—базальты и андезитобазальты дебедского комплекса, 2—андезитобазальты и андезиты шихтахтского комплекса; 3—пикриты; 4—меланобазальты; 5—амфибол-пироксен-плагноклазовые базальты; 6—оливин-пироксен-плагноклазовые базальты; 7—пироксен-плагноклазовые базальты; 8—плагноклазовые базальты

ности базальтов с высоким содержанием мелкого магнетита размером  $< 0,01$  мм. Остальные образцы этой же структурной разновидности не имеют высокой остаточной намагниченности, очевидно, вследствие замещения ферромагнетика. Однако степень этого изменения для такой мелкой фракции оптически определить невозможно. В этом случае следует делать по магнитным свойствам заключение о степени разложения ферромагнетика.

Таким образом, высокая магнитность неизменных основных пород дебедского комплекса обусловлена значительным содержанием первичного ферромагнетика, выделившегося в эффузивную, а в ряде случаев и в интрателлурическую стадию. Низкая же магнитность, характерная для большинства пород этого комплекса, связана с замещением первичного ферромагнетика силикатными минералами и лейкококсом в процессе низкотемпературного регионального метаморфизма.

Андезиты (редко андезитобазальты) кошабердского комплекса, наблюдающиеся в его нижней части, подвержены метаморфизму в той же степени, что базальты дебедского комплекса и имеют (судя по немногочисленным образцам нашей коллекции) близкую петромагнитную характеристику.

Шихтахтский комплекс, как уже говорилось выше, наиболее однороден петрохимически и петрографически. Преобладающей разновидностью являются порфиновые пироксен-плагноклазовые андезитобазальты, в которых магнетит образует фенокристаллы размером  $0,05-0,5$  мм

(распределенные в породе весьма неравномерно в количестве от 0,5 до 2,5%) и мелкие зерна в основной массе (0,005—0,01 мм, редко до 0,02 мм). Гистограмма магнитной восприимчивости (рис. 2б) этих пород тоже имеет два максимума. Но в отличие от дебедского комплекса здесь больше половины образцов находится в интервале значений  $160—3000 \times 10^{-5}$  СИ, в соответствии с меньшей степенью изменения пород. При довольно выдержанных значениях суммарной железистости (7—10%) пород, магнитная восприимчивость их существенно различна (рис. 2г). График зависимости  $\chi$  от относительного содержания  $Fe_2O_3$  показывает сначала повышение, затем понижение  $\chi$  (рис. 2е). Оптические наблюдения и здесь свидетельствуют, что увеличение  $\chi$  с возрастанием относительного содержания  $Fe_2O_3$  не связано с увеличением содержания первичного магнетита. Наоборот, низкие значения  $\chi$  и низкие относительные содержания  $Fe_2O_3$  отражают замещение магнетита железистыми силикатами: эпидотом, хлоритом (с переходом Fe в двухвалентную форму). Понижение  $\chi$  наблюдающееся на фоне возрастания относительного содержания  $Fe_2O_3$ , связано с гематитизацией магнетита. На графике  $J_n—\chi$  (рис. 2з) лишь небольшая часть точек, характеризующих породы с магнетитом, замещенным нерудными минералами, имеет минимальные  $J_n$  и  $\chi$ . К основному ряду точек относятся образцы со свежим или слабогематитизированным магнетитом. Расположение точек в пределах этого ряда показывает отсутствие четкой зависимости между  $J_n$  и  $\chi$ , что, очевидно, связано с присутствием в шихтахских базитах ферромагнетика двух разных размерных групп. В свежих разновидностях наиболее высокими значениями  $J_n$  при близких величинах  $\chi$  характеризуются более раскристаллизованные андезитобазальты и андезиты субвулканических тел с большим количеством первичного мелкого магнетита (рис. 3а), в отличие от закалочных разновидностей тех же пород в маломощных дайках и приконтактных зонах субвулканических тел, в которых успевает выкристаллизоваться лишь небольшое количество мелкого магнетита (рис. 3б).

В слабоизмененных породах отсутствие увеличения  $J_n$  на фоне возрастания  $\chi$ , по всей вероятности, связано с изменением в первую очередь мелкого магнетита, основного носителя остаточной намагниченности<sup>4</sup>.

Таким образом, характерные для основных и средних пород шихтахтского комплекса более высокие (чем в дебедском) значения магнитной восприимчивости отражают меньшую степень их изменения. Основным типом изменения магнетита является гематитизация; лейкоксенизация наблюдается редко. На данной ступени метаморфизма существенное влияние на магнитные свойства оказывает разная степень изменения крупного и мелкого ферромагнетика. В петрохимически однородных породах, не подвергшихся изменениям, магнитные свойства зависят от различных количественных соотношений крупного и мелкого ферромагнетика, что связано с разной степенью раскристаллизации расплава.

В «контрастном» комплексе образцы с  $\chi$  меньше  $40 \times 10^{-5}$  СИ составляют всего 15% (рис. 2в), что соответствует редкой встречаемости среди пород этого комплекса измененных разновидностей с полностью разложенным ферромагнетиком. Это позволяет далее рассматривать в «контрастном» комплексе, главным образом, свежие разновидности базитов. Как уже отмечалось выше, субвулканические и дайковые основные породы «контрастного» комплекса представлены пикритами,

<sup>4</sup> Если состав частиц не связан с их размером, то в единицу времени в каждой частице изменяется часть ее объема, равная  $\Delta v$ . Относительная скорость изменения тем выше, чем больше отношение  $K = \Delta v/v$ , а так как  $\Delta v/M \approx \text{const.}$ , то  $\Delta v/v$  тем выше, чем меньше начальный объем частицы  $v_0$ .



Рис. 3. Пироксен-плагноклазовые андезиты шихтактского комплекса (без анализатора). а) Фенокристалл магнетита (черное) и мелкий (менее 0,01 мм) магнетит в основной массе, близкой к интерсертальной; б) Сросток фенокристаллов магнетита (черное) и пироксена (серое) и мелкий магнетит в аморфной основной массе. Количество мелкого ферромагнетика заметно меньше, чем в первом случае. Ув. 57X.

меланобазальтами, пироксен-плагноклазовыми, плагиофировыми, амфибол-пироксен-плагноклазовыми базальтами, достаточно разнообразными по химическому и минеральному составу. Поэтому целесообразно рассматривать характеристику железо-титановых окислов и изменения магнитных свойств этих пород для каждого типа в отдельности.

Пикриты, хотя и являются наиболее основными и самыми высокожелезистыми из базитов «контрастного» комплекса, даже в наиболее свежих образцах не показывают высокой магнитной восприимчивости, характерной для базальтов (табл. 1). Это связано с тем, что первичные железосодержащие окислы представлены в пикритах немагнитными хромитом (идноморфные изометричные кристаллы размером 0,02—0,05 мм) и ильменитом (пластинчатые кристаллы с прямоугольными сечениями длиной 0,05—0,2 мм при поперечнике 0,01—0,02 мм). Небольшое количество магнетита выделяется в виде мелких 0,005 мм изометричных кристалликов, образующих цепочки вдоль трещин в оливине при начальной его серпентинизации. Пикриты являются практически единственным типом базитов Алавердской ВТС, в котором намагниченность связана с появлением вторичного магнетита. Однако увеличение степени изменения пород с полной серпентинизацией и оталькованием оливина сопровождается лейкоксенизацией выделившегося магнетита и резким падением магнитной восприимчивости. Количество химически проанализированных образцов пикритов в нашей выборке недостаточно для того, чтобы говорить о зависимости магнитных свойств от  $FeO + Fe_2O_3$  и  $Fe_2O_3 / FeO + Fe_2O_3$ . Несомненно лишь различие величин магнитной восприимчивости при одинаковой железистости пород (рис. 2д), что, очевидно, связано со степенью описанного выше изменения пикритов.

Во всех других разновидностях базитов «контрастного» комплекса—меланобазальтах, пироксен-амфиболовых, пироксен-плагноклазовых и плагиофировых базальтах—магнетит наблюдается только в основной массе пород. При общих вариациях размера зерен от 0,1—0,2 мм до 0,005—0,02 мм в большинстве образцов этот размер определяется как 0,03—0,1 мм. Величина суммарной железистости в породах «контрастного» комплекса варьирует от 6,5 до 13%. В меланобазальтах отчетливо наблюдается увеличение магнитной восприимчивости с повышением общей железистости породы (рис. 2д). Для других разновидностей аналогичной зависимости не устанавливается, но количество образцов недостаточно для достоверных выводов. Величина

Магнитные свойства вулканических пород Алавердской ВТС

Таблица I

Возраст	Группы пород		Пикриты, пикрито-базальты		Базальты, андезито-базальты		Андезиты, андезито-дациты		Дациты, риолиты		Общие пределы колебаний		
	Комплексы		$\alpha \cdot 10^{-5}$ СИ	$J_n \cdot 10^{-3}$ А/М	$\alpha \cdot 10^{-5}$ СИ	$J_n \cdot 10^{-3}$ А/М	$\alpha \cdot 10^{-5}$ СИ	$J_n \cdot 10^{-3}$ А/М	$\alpha \cdot 10^{-5}$ СИ	$J_n \cdot 10^{-3}$ А/М	$\alpha \cdot 10^{-5}$ СИ	$J_n \cdot 10^{-3}$ А/М	
	$J_3$	«Контрастный»	Среднее Пределы колебаний Аномальные значения Число образцов	1100 2300—90 — 6	1200 3900—200 — 4	570 3800—30 — 44	320 2000—0 39700 26			20 120—0 — 11	10 45—0 — 7	3800—0 — 61	3900—0 — 37
$J_2$	Шихтагский	Среднее Пределы колебаний Аномальные значения Число образцов	—	—	820 2600—0 — 20	490 3000—0 18340 17	590 1000—0 — 11	340 870—0 — 6	260 740—0 — 3	—	2600—0 — 34	3000—0 — 23	
$J_2$	Кошабердский	Среднее Пределы колебаний Аномальные значения Число образцов						320 1200—20 — 11	60 120—0 9150 5	40 130—0 — 10	10 25—0 — 10	1200—0 — 21	120—0 — 15
$J_3-J_2$	Дебелский	Среднее Пределы колебаний Аномальные значения Число образцов			570 7200—0 — 50	100 660—0 39127 31			40 170—0 — 7	5 10—0 — 5	7200—0 — 57	660—0 — 36	
	Общие пределы колебаний		2300—90	3900—200	7200—0	3000—0	1600—0	870—0	740—0	45—0	7200—0	3500—0	
	Количество образцов		6	4	114	74	22	11	31	22	173	111	

остаточной намагниченности в большинстве образцов, как и в других комплексах ниже индуцированной. График связи  $J_n - \chi$  показывает в основном прямую зависимость между ними. Для меланобазальтов  $J_n$ , как и  $\chi$ , зависит от величины общей железистости пород (рис. 2и). Вдоль оси абсцисс, в нижней части графика, располагаются точки, относящиеся к образцам с ферромагнетиком, замещенным нерудными минералами (как в дебедском комплексе).

Разнообразие изученных на примере Алавердской ВТС юрских вулканогенных пород по составу и степени метаморфизма позволяет показать зависимость магнитных свойств вулканических пород от разных геологических факторов.

1. Высокая магнитность основных и средних вулканических пород лавовой и субвулканической фации всех комплексов Алавердской ВТС, характерная для неизмененных разновидностей, обуславливается высоким содержанием первичного ферромагнетика, выделявшегося в эффузивную, а в ряде разновидностей и в интрателлурическую стадию кристаллизации расплава.

2. В свежих породах разного состава количество первичного ферромагнетика (и в наибольшей мере величина  $\chi$ ) определяется основностью пород (от базальтов до риолитов).

3. В свежих разновидностях близкой основности величина магнитной восприимчивости пород зависит от вариации их суммарной железистости (меланобазальты «контрастного» комплекса), а при стабильности этого параметра (шихтахтский комплекс)—от степени раскристаллизации основной массы породы.

4. Главным фактором, определяющим современную низкую магнитную восприимчивость большинства пород Алавердской ВТС, является начальный низкотемпературный региональный метаморфизм зеленокаменной ступени, приведший к полному или частичному замещению ферромагнетика нерудными минералами. Этот процесс особенно характерен для пород дебедского и кошабердского комплексов, а также для обломочных фаций во всех комплексах. Другим типом изменения ферромагнетика, приводящим к понижению  $\chi$ , является гематитизация, наиболее обычная для пород шихтахтского комплекса.

5. В изученных нами комплексах установлены два типа соотношений величин  $J_n$  и  $\chi$ : а) прямая связь—для дебедского и «контрастного» комплексов. Однако интерпретация такого вида зависимости различна. В дебедском комплексе и та, и другая величины зависят только от степени замещения ферромагнетика. В свежих базальтах «контрастного» комплекса, содержащих магнетит только мелкого размера,  $\chi$  и  $J_n$  одинаково зависят от количества первичного ферромагнетика. б) Отсутствие зависимости  $J_n$  и  $\chi$  для свежих базитов шихтахтского комплекса, содержащих ферромагнетик двух разных размерных групп, связано с изменением количества первичного мелкого магнетита и степени его гематитизации при постоянном количестве и сохранности крупных зерен.

6. Особое положение по магнитным свойствам занимают пикриты «контрастного» комплекса, являющиеся редкостью в Алавердском вулканическом поле. Наиболее основные и наиболее железистые из всех изученных базитов—пикриты—имеют низкую магнитную восприимчивость, так как окислы железа представлены в них хромитом и ильменитом. Пикриты являются единственной разновидностью пород Алавердской ВТС, в которой увеличение магнитной восприимчивости связано с появлением вторичного магнетита при начальной стадии серпентинизации оливина.

На примере вулканогенных пород Алавердской ВТС показана зависимость магнитных свойств пород от разных геологических факторов: состава пород, степени их раскристаллизации и степени их изменения. Наблюдается разная интенсивность изменения вулканитов в

каждом комплексе, но для всей структуры в целом количественно преобладают породы, подвергшиеся начальному региональному метаморфизму, что и обуславливает спокойный характер напряженности магнитного поля ( $\Delta T$ ) на рассматриваемой площади.

Авторы приносят искреннюю благодарность А. С. Остроумовой за предоставленную коллекцию образцов, шлифов и результаты химических анализов, Н. Б. Дортман и И. В. Розенталю за интерес к работе и обсуждение результатов и Д. С. Кашику за помощь в микрофотографировании.

Арминпроцветмет, Ереван,  
ВСЕГЕН, Ленинград

Поступила 4.VIII.1986.

Ա. Թ. ԻՇԽԱՆՅԱՆ, Ի. Յա. ԶԵՆՏԵՐ

ԱՎԱՎԵՐԴՈՒ ՀՐԱԲԵԱ-ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ԿԱՌՈՒՅՑԻ ՅՈՒՐԱՅԻ ՀՐԱԲԵԱՅԻՆ  
ԱՊԱՐՆԵՐԻ ԱՊԱՐԱՄԱԳՆԻՍԱԿԱՆ ԲՆՈՒԹԱԳԻՐԸ  
(ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍ)

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Ալավերդու հրաբխա-տեկտոնական կառույցի յուրայի հրաբխային ապարների օրինակով ցույց է տրված ապարների մագնիսական հատկանիշների ( $\chi$  և  $J_n$ ) կախվածությունը տարբեր երկրաբանական գործոններից՝ կազմությունից, նրանց ֆազիալ պատկանելիությունից, բյուրեղացման աստիճանից և փոփոխվածության աստիճանից: Հաստատված է, որ Ալավերդու հրաբխատեկտոնական կառույցի ապարների մեծամասնության ցածր մագնիսական ընկալունակությունը հիմնականում պայմանավորված է երկաթամագնիսական մասնիկների լրիվ կամ մասնակի տեղակալմամբ ոչհանքային միներալներով (սֆեն, էպիդոտ, բլորիտ, կարբոնատ, լեյկոքսեն):

A. R. ISHKHANIAN, I. Ya. TZENTER

THE PETROMAGNETIC CHARACTERISTIC OF THE ALAVERDI  
VOLCANIC-TECTONIC STRUCTURE JURASSIC VOLCANIC ROCKS  
(MINOR CAUCASUS)

A b s t r a c t

The Alaverdi volcanic-tectonic structure Jurassic volcanic rocks being an example the dependence of rocks magnetic properties ( $\chi$  and  $J_n$ ) on different geological factors as rocks composition, their facial identity, crystallization degree and alteration degree is shown in this paper. Total or partial replacement of ferromagnetic particles by sphene, epidote, chlorite, carbonate, leucoxene is established to be the main factor of the rocks majority contemporary low magnetic susceptibility.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Алтунян А. З., Джрбашян Р. Т., Магакян Р. Г. К геологии и условиям образования агломератовых пород Алавердского рудного района.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1979, № 5, с. 20—29.
2. Геология Армянской ССР. Том X, Геофизика. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1972, с. 19—36.
3. Котляр В. Н., Сейранян В. Б. Некоторые особенности вулканогенных месторождений Алаверди-Кафанской металлогенической зоны.—ДАН СССР, 1971, т. 196, № 1, с. 169—171.
4. Минералы. Том II, вып. 3, М.: Наука, 1967, 638 с.
5. Остроумова А. С., Голышко И. И. Комплексное исследование вулканических образований (на примере Алавердского рудного узла).—В кн.: Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций. Магматические формации. Л.: Недра, 1983, с. 236—248.
6. Сирунян Т. А. Палеомагнетизм мезозоя Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1981. 130 с.
7. Соко Л. Ф. Колчеданные месторождения Малого Кавказа. М.: Недра, 1971. 255 с.
8. Центер Н. Я., Ильина Л. И., Куранова В. Н. О преобразовании магнетита в процессе низкотемпературного изменения вулканических пород.—ЗВМО, 1986, № 1, с. 34—49.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL, № 3, 31—37, 1987

УДК: 553.411(55)

Е. Ф. РОМАНЬКО

### О ЗОЛОТОНОСНОСТИ ИРАНСКОЙ ОБЛАСТИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Сообщаются новые сведения о находках в Иранском регионе золота, анализируются его основные металлогенические связи. Устанавливается ассоциация золотопроявлений с двумя этапами тектоно-магматической активности—киммерийским и альпийским. Отдельную группу составляют разнообразные телетермальные проявления. Прогнозируется выявление в регионе новой золоторудной провинции.

В истории древнего горного промысла на территории современного Ирана имеются упоминания о кустарной добыче золота из небольших россыпей, однако свидетельств о сколько-нибудь значительных масштабах разработок не имеется [4]. В геологической литературе есть краткая характеристика месторождения Муте, расположенного между городами Исфаган и Арак [1], и упоминания о примеси золота в рудах некоторых других месторождений [6]. В то же самое время в последние годы учащаются находки здесь проявлений различных типов золоторудной минерализации, сведения о которых еще не публиковались или рассредоточены в описаниях разнообразных комплексных месторождений. Теперь становится все более очевидным, что данный регион в значительной мере золотоносен, и здесь можно ожидать открытия новых месторождений золота. Данная статья ставит своей задачей в самых общих чертах проанализировать новейшие сведения о находках золота в Иране и наметить его основные металлогенические связи.

Этот вопрос представляет интерес для советских геологов, работающих у южных границ нашей страны, так как многие региональные структуры восточного сектора Средиземноморского складчатого пояса на нашей территории представлены только малыми частями и не дают полного представления о его металлогении. Основой статьи является материал, полученный главным образом в результате работ советских геологов в Центральном Иране в 1979—1983 гг. [2, 5], а также некоторые устные сообщения иранских исследователей. Малая изученность золотопроявлений пока не позволяет классифицировать