

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

На правах рукописи

МЕЛКОНЯН Рафик Леонович

УДК 552.11 + 553.2

ПЕТРОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ МЕЗОЗОЙСКИХ ОСТРОВДУЖНЫХ
ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ МАЛОГО КАВКАЗА

Специальность 04.00.08 - петрография, вулканология

Диссертация на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук
в форме научного доклада

Москва - 1989

Работа выполнена в ордена Трудового Красного Знамени Института геологических наук Академии наук Армянской ССР.

Официальные оппоненты: академик АН ГССР Г.А.Твалчредидзе (Геологический институт АН ГССР); доктор геолого-минералогических наук М.И.Кузьмин (Институт геохимии им.А.П.Виноградова СО АН СССР); член-корреспондент АН СССР И.Д.Рябчиков (ИГЕМ АН СССР)

Ведущее предприятие - Всесоюзный ордена Ленина научно-исследовательский геологический институт им.А.П.Карпинского (ВСЕГЕИ) Министерства геологии СССР

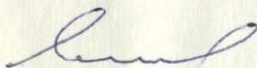
Защита состоится 21 декабря 1989 г. в 15 часов на заседании специализированного совета Д.002.88.01 по защите диссертаций на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук при ордена Трудового Красного Знамени Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) АН СССР по адресу: 109017 Москва, Старомонетный пер., 35.

Диссертация (научный доклад) разослана _____ 1989 г.

Ученый секретарь
специализированного совета

Д.002.88.01

кандидат геолого-минералогических наук



К.В.Лобанов

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность исследований. Выявление закономерностей проявления и эволюции островодужного магматизма, особенностей его происхождения и рудоносности является одной из ключевых проблем современной геологии. Островные дуги, будучи областями, в которых осуществляется взаимодействие систем океан-континент, одновременно представляют собой области, в которых происходит трансформация океанической коры и становление континентальной. В обширной литературе, затрагивающей с различной детальностью вопросы становления, эволюции и петрологии магматических формаций разновозрастных островных дуг, основное внимание уделяется вулканическим формациям, в то время как соответствующие данные по интрузивному магматизму, особенно энсиалических палеоостроводужных структур, весьма ограничены. Между тем исследование интрузивного магматизма позволяет выявить специфику его проявления и особенности вещественного состава на разных стадиях развития островных дуг, разработать схему его эволюции и петрогенетические модели становления соответствующих интрузивных формаций, наметить "вклад" островодужного интрузивного магматизма в формирование и наращивание континентальной земной коры. Если одновременно учесть, что с островодужными интрузивными формациями связаны разнотипные месторождения железа, меди, кобальта, полиметаллов, молибдена, золота, то актуальность их изучения становится еще более очевидной. При этом, учитывая тесную взаимосвязь процессов магматизма и рудообразования, особое значение приобретает их совместное рассмотрение, имеющее целью разработку петролого-геохимических моделей формирования соответствующих рудно-магматических систем.

Цель и задачи исследований. Основной целью проведенных исследований являлось установление особенностей проявления и закономерностей эволюции интрузивного магматизма типовой энсиалической палеоостроводужной структуры на примере Закавказского сегмента Понтийско-Закавказско-Эльбурсской мезозойской островной дуги и разработка моделей происхождения разнотипных интрузивных формаций. С последними тесно сопряжены в пространстве и во времени (молибден)-медно-порфировое и железорудное оруденение, которое с соответствующей (тоналитовой) интрузивной формацией составляет единую рудно-магматическую систему. Разработка петролого-

1916

геохимической модели становления этой системы также являлась одной из задач проведенных исследований. Учитывая типовой характер эволюционного ряда интрузивных и связанных с ними рудных формаций, разработка моделей их происхождения имеет не только региональное, но и более общее значение - для энсиалических островодужных гранитоидных формаций и соответствующих рудно-магматических систем в целом.

Достижение поставленных целей было обеспечено путем решения следующих задач:

- установление вещественного состава интрузивных комплексов на породном, минеральном, элементном и изотопном уровнях и закономерностей эволюции интрузивного магматизма;
- установление температурных условий формирования и конкретных рядов равновесий во всем температурном интервале становления пород различных фаз разнотипных интрузивных формаций;
- выявление роли мантийной и коровой составляющей в становлении конкретных формаций;
- установление источников металлов, воды и серы гидротермальных растворов при формировании (молибден)-медно-порфирового и железорудного оруденения, ассоциирующих с интрузивным магматизмом.

Фактическая основа работы. Исходными данными, послужившими основой для разработки основных положений, защищаемых в докладе, явились материалы многолетних (1960-1988) личных исследований различных аспектов мезозойского и частично кайнозойского гранитоидного интрузивного магматизма и связанного с ним оруденения, широко проявленного на территории Армянской ССР и Малого Кавказа в целом. Одновременно проанализирован материал, к сожалению, весьма ограниченный, особенно в части их вещественного состава, по Понтидам и Эльбурсу, проведено сопоставление с близкородственными интрузивными формациями других регионов, сформированных в сходных геодинамических условиях.

Петро-геохимическая часть работы основывается на анализах, выполненных в лабораториях: ИГН АН АрмССР (силикатные химические анализы, химические анализы - S, F, Ga, Ge, Tl, количественные спектральные анализы - Ti, V, Mn, Ni, Co, Cr, Cu, Pb, Mo, Y, Zr, Nb, Sc, изотопные анализы - O, C), Центрального института изотопных и радиологических исследований АН ГДР, г. Лейпциг (нейтронно-активационные анализы - р.з.э., Sc, Cr, Fe, Co, Zn, Rb, Cs, Hf, Ta, Th, U, изотопные анализы водорода),

ИМПРА Министерства геологии СССР (пламенно-фотометрические анализы - Li, Rb, Cs, Sr, Ba, химические определения W, Sn, F), ГЕОХИ АН СССР (изотопные и химические анализы серы), Институт геохимии СО АН СССР (изотопные анализы стронция).

Основные защищаемые положения

1. В мезозойской истории тектоно-магматического развития Понтийско-Закавказско-Эльбурсской энсиалической палеоостроводужной структуры выделяются четыре стадии - ранне-среднеюрская, позднеюрско-раннемеловая, позднемеловая и среднеэоценовая, фиксируемые становлением соответствующих магматических комплексов, завершающихся интрузивами плагиогранитной (J_2), тоналитовой (J_3-K_1) и гранодиоритовой (K_2, P_2^2) формаций.

2. Понтийско-Закавказско-Эльбурская палеоостровная дуга относится к структурам неполного цикла развития и характеризуется выпадением, по сравнению с типовым эволюционным рядом магматических формаций энсиалических островных дуг, разностей шонитовых и щелочных серий.

3. Временной ряд интрузивных формаций - плагиогранитная (J_2), тоналитовая (J_3-K_1), гранодиоритовая (P_2^2) фиксирует последовательные стадии наращивания континентальной коры Закавказского сегмента Понтийско-Закавказско-Эльбурской островной дуги и необратимый характер эволюции интрузивного магматизма.

4. Происхождение разнотипных гранитоидных формаций, фиксирующих последовательные стадии развития энсиалических островодужных структур, связано с двумя основными петрогенетическими механизмами, характеризующими становление соответственно плагиогранитной и тоналитовой (гранодиоритовой) формаций. Первый из них предполагает анатектическое выплавление кислых натриевых расплавов в пределах нижней коры или верхней мантии, второй - взаимодействие (смещение, ассимиляция) исходного базальтового расплава с кислым материалом в пределах "гранитно-метаморфического" слоя земной коры. В этом аспекте гранитоиды энсиалических островных дуг по своему происхождению принципиально отличаются от однотипных образований энсиматических (первичных эвгеосинклинальных) структур, отсутствие "гранитно-метаморфического" слоя, в пределах которых обуславливает ведущую роль в процессах петрогенезиса гранитоидных формаций процессов кристаллизационной дифференциации исходного базальтового расплава.

5. Центральная часть Альпийско-Гималайского складчатого пояса характеризуется присутствием наряду с медно-молибден-пор-

фирowymi месторождениями (Каджаран, Агарак и др.) "монзонит-гранодиоритовой" модели (молибден)-медно-порфириновых месторождений (Техут, Шикаох, Хар-Хар и др.) "тоналитовой" модели (в понимании В.Холлистера, Дж.Лоуэлла и Дж.Гилберта, К.Годвина). Месторождения указанных типов принципиально отличаются друг от друга геодинамическим режимом становления, формационным типом интрузивов и оруденения, возрастом, условиями формирования, вещественным составом руд.

6. Тоналитовые (кварц-диоритовые) формации являются наиболее перспективными объектами на возможное обнаружение (молибден)-медно-порфирирового оруденения в пределах островодужных структур.

Выделение нового для региона типа (молибден)-медно-порфирирового оруденения, связанного с тоналитовой формацией, позволяет произвести коренную переоценку перспектив всей палеостроводужной структуры в отношении указанного оруденения.

Научная новизна. В представляемом докладе обобщены результаты многолетних (1960-1988) геолого-формационных, петрографо-минералогических и геохимических исследований разновозрастных, разнотипных магматических формаций.

Автором установлены особенности проявления и эволюции гранитоидного магматизма энсиалической островодужной структуры в течение всей истории ее развития.

На основании результатов термометрии включений в минералах пород различных фаз разнотипных интрузивных формаций впервые определены: температуры, близкие к солидусу и ликвидусу ($t_n - t_{гом}$), интервалы существования расплавов, поля стабильности минералов в интервалах $t_n - t_{гом}$, интервалы температур равновесного существования силикатных и солевых расплавов, конкретные ряды равновесий во всем температурном интервале формирования пород различных фаз.

Впервые установлено присутствие высокотемпературных (1330-1300°C) расплавных включений высокоглиноземистых базальтов в кварце плагиориолитовых порфиров - наиболее ранних кислых разновидностях островодужных магматических формаций [34].

Выявлены четкие различия в геохимических особенностях, прежде всего в редкоземельном составе пород различных фаз плагиогранитной, тоналитовой и гранодиоритовой формаций, которые в совокупности с петрохимическими и минералогическими их особенностями свидетельствуют о дискретности их составов и позволяют пред-

полагать автономность петрогенетических процессов их формирования.

Впервые установлены принципиальные отличия в геохимическом облике энсиалических палеоостроводужных плагиогранитов и плагиогранитов в составе офиолитовой ассоциации энсиматической островной дуги (более низкие концентрации в последних W, Sn, Pb, U, Th, Σ TR, слабо дифференцированный характер распределения нормированных содержаний р.э.э., высокие значения Bu/Eu^* и др.), обусловленные петрогенетическими особенностями их становления. Выявлена возможность формирования низкоглиноземистых, высокоиттербиевых плагиогранитов не только в океанических условиях, но и в пределах энсиалических островодужных структур.

Впервые предложен изотопно-кислородный индикатор для оценки роли процессов дифференциации и ассимиляции в петрогенезисе габбро-гранитоидных и базальт-риолитовых ассоциаций, основанный на изотопных сдвигах в паре кварц-магнетит, являющихся, ввиду противоположных тенденций в изменении величины фракционирования в зависимости от температуры, наиболее информативной в петрогенетическом отношении парой минералов [25, 31].

Впервые выделен новый для Малого Кавказа тип (молибден)-медно-порфировых месторождений - Техут, Цахкшат, Шикаох, Хар-Хар и др. "тоналитовой" модели [22, 26-28, 33].

Впервые разработана петролого-геохимическая модель формирования палеоостроводужной рудно-магматической системы в составе тоналитового интрузивного комплекса, и генетически связанного с ним (молибден)-медно-порфирового и железорудного оруденения [33, 42].

Впервые выявлено участие морской воды и ее серы в формировании гидротермальных растворов (молибден)-медно-порфировых месторождений [26, 27, 33, 42].

Практическое значение работы. Результаты исследований по возрастному расчленению и формационной типизации разновозрастных магматических комплексов были использованы при разработке первой схемы возрастной и формационной корреляции магматических образований территории СССР в части, касающейся складчатой системы Малого Кавказа, причем автор является одним из редакторов-составителей этой работы [20].

Схемы возрастного расчленения и формационной типизации магматических образований Сомхето-Карабахской и Кафанской структурно-формационных зон были использованы при составлении "Металло-

генической карты Армянской ССР" (М 1:200 000), "Карты магматических и метаморфических формаций Армянской ССР" (М 1:200 000), которая была положена в основу при составлении "Металлогенической карты Кавказа" М 1:500 000, составленной в КИМС-е Мингео СССР. Материалы автора по магматизму и рудоносности Шамшадинского рудного района были использованы при локальном прогнозе и составлении "Прогнозно-металлогенической карты Шамшадинского рудного района" М 1:50000 Управлением геологии АрмССР (ныне ПО "Армгеология").

(Молибден)-медно-порфировое оруденение для Сомхето-Кафанской зоны, как и всей Понтийско-Закавказско-Эльбурсской островодужной структуры в целом, ранее считалось не характерным и не имеющим практического значения. Выявление сотрудниками ПО "Армгеология" Техутского месторождения, как и обнаруженные нами Цахкашатское и Тавушское проявления, связанные соответственно с одноименными тоналитовым и плагиогранитным комплексами, наличие аналогичного разновозрастного оруденения на территории Азербайджанской ССР (Хар-хар, Дамирлу, Касапет и др.) позволяет провести переоценку Сомхето-Кафанской зоны и всей мезозойской островодужной структуры и считать ее перспективной в отношении возможностей выявления (молибден)-медно-порфирового оруденения. Исходя из пространственной и генетической связи наиболее перспективных объектов с тоналитовыми (кварцево-диоритовыми) интрузивными комплексами, в том числе с приповерхностными штоками и дайками тоналитов и кварцевых диоритов, с учетом разработанной модели формирования островодужной рудно-магматической системы, рекомендуется проведение поисковых работ в эндоконтактовых зонах отмеченных интрузивных образований, в участках сопряженных с ними разрывных нарушений.

Апробация работы. Основные положения представленного доклада были апробированы на: Всесоюзном совещании по геологическим формациям (Ленинград, 1968), Всесоюзном совещании по петрохимии (Ленинград, 1969), IУ, У, VI, VII Всесоюзных петрографических совещаниях (Баку, 1969; Алма-Ата, 1976; Ленинград, 1981; Новосибирск, 1986), II, III, IV Региональных петрографических совещаниях по Кавказу, Крыму, Карпатам (Ужгород, 1974; Симферополь, 1978; Нахичевань, 1983), Международном совещании "Изотопы в природе" (ГДР, г.Гера, 1975), VII Всесоюзном симпозиуме по стабильным изотопам в геохимии (Москва, 1976), годовичном собра-

нии Отделения наук о Земле АН Армянской ССР (Ереван, 1980), региональном совещании "Магматические формации складчатых областей Сибири, проблемы их происхождения, рудоносности и картирования" (Новосибирск, 1981), VI Международном симпозиуме по генезису рудных месторождений (Тбилиси, 1982), Всесоюзной научной сессии "Эволюция магматизма океанской литосферы и корреляция магматизма океанов и континентов" (Суздаль, 1983), семинаре Центрального института изотопных и радиационных исследований АН ГДР (Лейпциг, 1983), X симпозиуме по геохимии магматических пород (Москва, 1984), XXII Международном геологическом конгрессе (Москва, 1984), Всесоюзном совещании "Роль региональной петрографии в решении глобальных петрологических проблем" (выездная сессия Межведомственного Петрографического комитета АН СССР, Ереван, 1987), Всесоюзной конференции "Проблемы геологии Кавказа" (Москва, 1989), XII Всесоюзном симпозиуме по стабильным изотопам в геохимии (Москва, 1989).

По теме диссертации опубликовано 3 монографии (2 в соавторстве) и 44 статьи.

Автор начинал исследования по гранитоидному магматизму под руководством В.С.Коптева-Дворникова, с которым неоднократно обсуждались различные аспекты гранитоидного магматизма. Автор консультировался с академиком АН АрмССР А.Т.Асланяном по вопросам геодинамики и геологии Передней Азии и Кавказа, с академиками АН АрмССР И.Г.Магакьяном, С.С.Мкртчяном по проблемам металлогении Кавказа. Вопросы формационного анализа магматических образований неоднократно обсуждались с А.Ф.Белоусовым и В.Н.Москалевой, взаимосвязи магматизма и металлогении - с М.А.Фаворской и В.В.Ляховичем, с которым неоднократно обсуждались также различные вопросы минералогии, геохимии и петрологии гранитоидных комплексов. На различных этапах исследования работы проводились в тесном сотрудничестве с коллегами по Отделу магматической геологии и петрологии ИГи АН АрмССР В.А.Агемаляном, М.С.Акопяном, Г.П.Багдасаряном, Р.Т.Джрбашяном, Г.А.Казаряном, Б.М.Меликсетяном, А.Х.Мнацаканяном, Э.О.Чибухчяном, Р.А.Хореняном. Большое значение при разработке петрогенетических моделей становления разнотипных интрузивных формаций имели прецизионные аналитические исследования, любезно проведенные М.Гейслером (Центральный институт изотопных и радиационных исследований АН ГДР, г.Лейпциг) и Г.С.Плюсиным (Институт геохимии им.А.П.Виноградова СО АН СССР).

Всем вышеуказанным лицам автор приносит свою искреннюю благодарность.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ФОРМАЦИОННАЯ ТИПИЗАЦИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

В системе Евразийской активной континентальной окраины, как известно, выделяется Понтийско-Закавказско-(Малокавказско)-Эльбурская (ПЭЭ) энсиалическая островная дуга, составной частью которой является ее Закавказский сегмент. Согласно современным палеотектоническим реконструкциям он обычно рассматривается в системе Евразийской активной континентальной окраины Западно-Тихоокеанского типа (Хаин, 1975; Моссаковский, 1975; Адамия и др., 1977, 1979, 1983 и др.), которая Еранка-Севано-Акеринской офиолитовой зоной отделена от северной окраины Афро-Аравийской платформы - пассивного края Гондваны. Предполагается, что в пределах активной окраины в палеозое-мезозое развивалась пара островных дуг - Понтийско-Закавказская на юге и Большекавказская на севере, отделенные друг от друга окраинным морем Большого Кавказа (Адамия и др., 1977, 1983; Лордкипанидзе, 1980 и др.).

Кристаллический фундамент Закавказского сегмента ПЭЭ островной дуги, обнажающийся в пределах Сомхето-Карабахской зоны в Ахумском и Асрикчайском выступах фундамента (кристаллические сланцы и лептиниты), характеризуется, согласно результатам Rb - Sr изохронных и K-Ar датировок герцинским возрастом консолидации - 300 млн. лет (Багдесарян и др., 1978). Близкий возраст - 360 млн. лет получен и по кристаллическим сланцам Храмского массива (Горохов и др., 1978). Эти данные резко отличаются от Rb - Sr изохронных датировок Цахкуняцкого кристаллического массива - северной оконечности пассивного края Гондваны - 620 млн. лет, свидетельствующих о байкальском возрасте их консолидации (Агамалян и др., 1982).

Палеозойский магматизм Закавказского сегмента ПЭЭ палеоостровной дуги представлен гранитоидами Локского, Храмского и Дзиркульского выступов - гнейсовидные биотит-роговообманковые кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты ("серые граниты") среднепалеозойского возраста и аляскистыми, биотитовыми, двуслюдяными гранитами ("красные граниты") верхнепалеозойского возраста

(Рубинштейн, 1967).

В отличие от Локского, Храмского и Дзирульского выступов фундамента, в пределах Ахумского и Асрикчайского выступов палеозойский интрузивный магматизм сильно редуцирован и проявлен в виде отдельных маломощных даек гнейсовидных плагиогранитов.

Проявление мезозойского магматизма, которое знаменует формирование ПЗ островодужной структуры, в различных ее частях фиксируется с триаса - азалена - раннего байоса. Рассматриваемая область и прежде всего мезозойская Сомхето-Кафанская зона обычно рассматривалась как типичная геосинклиналь (эвгеосинклиналь). Однако, по особенностям строения, мощностям слагающих ее вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований, набору магматических образований она отчетливо отличается от типичных эвгеосинклиналей, что позволило нам выделить ее как специфичный, редуцированный тип геосинклиналей (Мелконян, 1971). Согласно схеме типизации вулканических поясов мира, разработанной Г.А.Твалчредидзе (1977), Малый Кавказ относится к вторичным вулканогенным эвгеосинклиналям, отвечающим внутренним островным дугам, и протягивается от Среднегорья, через Понтиды в Эльбурс и далее в Пакистан и Афганистан.

Мезозойские магматические образования расчленены нами на три магматических комплекса - среднеюрский, позднеюрский-ранне меловой и поздне меловой [1, 2, 3, 13]. В отличие от ранее существующих представлений обоснована необходимость проведения границы между юрскими комплексами по подошве келловейских отложений и подчеркнута важная роль предкелловейских (батских) тектонических событий, с которыми связывается и становление среднеюрского плагиогранитного комплекса [4, 19]. Этот эпизод в тектоно-магматическом развитии региона, одновременно проявленный в северных и южных бассейнах Тетиса, объясняется резким изменением кинематики движения Афро-Аравийской плиты относительно Евразии (Лордкипанидзе, 1985, 1986).

Среднеюрский эффузивный комплекс, сложенный разнофациальными вулканитами базальт-андезит-дацит-плагиориолитовой ассоциации, мощностью до 3-3,5 км, в различных частях островодужной структуры характеризуется определенной спецификой вещественного состава и мощностей. В составе комплекса преобладают вулканиты андезитового состава, хотя в отдельных структурах (Шамшединская антиклинальная зона) мощность кислых вулканитов достигает 900 м (Асленян, 1958). По химизму вулканогенные образо-

вания базальт-андезит-дацит-плагиориолитовой ассоциации в целом относятся к островодужной низкотитанистой толеитовой серии (Магакян, 1985). В низах среднеюрского вулканического комплекса отмечается присутствие вулканитов бонинитовой серии (Магакян, 1986; Закариадзе и др., 1987; Остроумова, Центр, 1986).

Среднеюрская история развития ПЗЭ островной дуги завершается внедрением небольших (до 90 км²) интрузивов габброидов, плагиогранитов, очень редко гранитов, которые в виде прерывистой цепочки протягиваются из Понта, через Малый Кавказ и Эльбурс вплоть до Афганистана. На Малом Кавказе среднеюрские интрузивы представлены Ахпетским, Тавушским, Хндзорутским, Атабек-Славянским, Гиланбирским плагиогранитными комплексами, занимающими площадь около 180 км². Возраст их фаунистически обоснованными геологическими данными определяется как послевержнебайосский - докемловейский; результаты К-Аг датировок - 158±164 млн. лет также согласуются с их среднеюрским возрастом. Указанные массивы представлены штокообразными телами и характеризуются, как правило, полифазным строением при сочетании плагиогранитов, занимающих резко преобладающую часть площади массивов (~93%), либо с габброидами, либо с лейкогранитами.

Интенсивность позднеюрско-раннемелового вулканизма, представленного, как и среднеюрский, вулканидами базальт-андезит-дацит-риолитовой ассоциации, существенно уменьшается (мощность около 1±1,5 км), причем отмечается смещение составов в сторону известково-щелочных ассоциаций, наиболее четко проявленным в Кафанском сегменте (Ачикгезян и др., 1983; Магакян, 1985 и др.).

Позднеюрско-раннемеловой интрузивный магматизм, по сравнению со среднеюрским, проявлен более интенсивно и представлен небольшими (до 120±150 км²) массивами габброидов, кварцевых диоритов, тоналитов, гранодиоритов, редко гранитов, которые, как и интрузивы среднеюрского плагиогранитного комплекса, протягиваются от Понтида через Малый Кавказ и Эльбурс до Афганистана. В Понтидах они слагают так называемый гранитоидный пояс Костамону (Yilmaz, Boztug, 1986), на Малом Кавказе - почти непрерывный пояс многочисленных массивов - Кохб-Шнохский, Цахкашатский, Дашкесанский, Кедабекский, Мехманинский, Кабахтапинский, Барумский, Дашбулагский, Зурнабадский, Шикаохский, Вачаганский и др. площадью около 400 км², в Эльбурсе небольшие интрузивы - Гольпайечан, Мешхед и др., в Афганистане - Карабах, Пагман, Вахан и др.

Возраст интрузивов в Понтидах и Эльбурсе определяется в

интервале средняя юра - нижний мел. На Малом Кавказе - в Сомхето-Карабахской и Кафанской зонах, на основании геологических и радиологических данных (120 ± 140 млн. лет) их возраст достаточно однозначно определяется как верхнеюрский-нижнемеловой. Несомненно, что этот импульс интрузивного магматизма является отражением существенного изменения в геодинамике ПЭЭ островной дуги, которое, как нам представляется, может быть связано с выделенным М.Б.Лордкипанидзе (1985) очередным переломом в кинематике Афро-Аравийской и Евразийской плит в интервале 130±110 млн. лет и северонаправленной субдукцией тетической океанической коры под островодужную постройку.

Верхнеюрско-нижнемеловые интрузивные комплексы представлены, как правило, полифазными массивами, преобладающая часть площади которых сложена кварцевыми диоритами, тоналитами, реже - гранодиоритами. В некоторых массивах ранняя фаза представлена габброидами, а поздняя - лейкократовыми гранитами, которые составляют не более 5% общей площади массивов. Характерной особенностью пород главной - тоналитовой фазы интрузивов является широкая вариация вещественного состава пород - от габбро-диоритов до гранодиоритов, крайне редко - до гранитов, обусловленная с одной стороны процессами гибридизма, с другой - флюидно-эманационной дифференциации [19, 22]. Лейкограниты поздней фазы не несут каких-либо следов гибридизма.

Позднеюрско-раннемеловой импульс гранитоидного магматизма, значительно превосходящий среднеюрский, знаменует дальнейшую структурно-вещественную эволюцию ПЭЭ островной дуги и дальнейшее приращение континентальной земной коры.

Меловая (позднемеловая) история развития рассматриваемой области характеризуется почти полным отсутствием проявлений гранитоидного магматизма в пределах Закавказского сегмента и относительно широким его развитием в Восточных Понтидах (Manetti et al., 1981).

Новый импульс гранитоидного магматизма отмечается в связи с мощным проявлением палеогенового магматизма островодужного типа, прослеживаемого в виде почти непрерывного пояса от Родоп через Понтиды и Малый Кавказ до Афганистана. Проявления эоценового магматизма на Малом Кавказе наиболее широко представлены в пределах Аджаро-Триалетской, Амасия-Севано-Акеринской, Цахкунк-Зангезурской и Талышской зон. В пределах Сомхето-Карабахской и

Кафанской зон палеогеновый магматизм проявлен в пределах юго-западных бортовых структур последних и представлен среднеэоценовыми вулканитами базальт-андезит-дацит-риолитовой ассоциации повышенной калиевой щелочности, прорываемых небольшими гранитоидными интрузивами. Возраст их фаунистически обоснованными геологическими и радиологическими (37 ± 47 млн. лет) данными определяется как предверхнеэоценовый. Мощный импульс палеогенового магматизма, в том числе интрузивного, в пределах Альпийско-Гималайского пояса в целом, согласно данным Б.М.Лордкипанидзе (1985), приурочен во времени к периоду максимального ускорения скорости конвергенции Афро-Аравийской и Евразийской плит (2,5 см/год).

Предпозднеэоценовые интрузивные комплексы, в отличие от мезозойских, приурочены к линейно вытянутым (близширотным) долгоживущим (100 ± 120 млн лет) тектоническим нарушениям, представлены, как правило, телами "дайкообразной" формы, которые не отражаются ни в гравитационном, ни в магнитном поле. Они характеризуются полифазным строением - с ранней габбровой фазой и поздней - лейкогранитовой, при резком преобладании гранодиоритов, слагающих основную площадь массивов (Лалварский, Банушский - в северо-западной части Сомхето-Карабахской зоны, Цав-Шикертский - в Кафанской зоне). Гранодиоритовая фаза в эндо-контактных фациях характеризуется широкими вариациями состава - диориты, кварцевые диориты, кварцевые монцодиориты.

Становление разновозрастных, разнотипных магматических формаций в интервале J-P, как и от юры до плиоцена в целом, отчетливо фиксирует необратимую эволюцию вещественного состава и последовательное наращивание земной коры Малого Кавказа [4, 6, 12].

Вопросы формационной типизации магматических образований неоднократно специально нами рассматривались как в связи с обсуждением различных аспектов магматизма Малого Кавказа [3, 4, 6, 12-14, 17, 22], так и в процессе составления карт магматических и метаморфических формаций Армянской ССР М 1:200000. Автор являлся одним из редакторов-составителей схемы возрастной и формационной корреляции магматических комплексов Большого и Малого Кавказа [20].

При формационном анализе в качестве низшей таксономической единицы был принят магматический комплекс - конкретная магматическая формация, которая в соответствии с известными представ-

лениями Ю.А.Кузнецова, Г.Д.Афанасьева и их школ, как и школы ВСЕГЕИ, понимается как естественная ассоциация магматических (эффузивных или интрузивных) пород, характеризующаяся пространственной (в пределах единой структурно-формационной зоны), временной (возрастной) и парагенетической общностью. Основным признаком для отнесения эффузивного или интрузивного комплекса к той или иной формации был положен его петрографический состав, при этом название формации характеризовало преобладающий тип пород в ее составе. В пределах Закавказского сегмента ПЗЭ островной дуги выделены: среднеюрские - андезитовая, плагиориолитовая, плагиогранитная, верхнеюрско-нижнемеловые - андезибазальтовая, риолитовая и тоналитовая формации, среднеэоценовые (предверхнеэоценовая) - андезитовая, риолитовая и гранодиоритовая формации [3, 4, 6, 17, 19, 22]. В составе выделенных эффузивных формаций участвует широкий спектр пород - от базальтов до риолитов, однако, в общем объеме соответствующих формаций базальты и риолиты имеют подчиненное значение. Равным образом во всех интрузивных формациях ранние фазы представлены габброидами, а поздние - лейкократовыми гранитами, но они также занимают не более 5% общей площади соответствующих интрузивов. В пределах Закавказского сегмента, но в различных его блоках, установлены отчетливые различия в составе и мощностях соответствующих эффузивных формаций, обусловленные в определенной степени положением кристаллического фундамента [19].

В составе интрузивных формаций участвуют как однофазные, так и полифазные массивы, в частности, верхнеюрская - нижнемеловая тоналитовая формация представлена как однофазными (Мехманинский, Кабахтапинский, Джагирский, Вачаганский, Шикаохский), так и двух- (Кохб-Шнохский, Уч-тапинский) и трехфазными (Дашкесанский, Кедабекский) интрузивами. В этом аспекте представляется конструктивным предложение (Богатиков и др., 1986) о выделении конкретных и региональных магматических формаций, позволяющее в первом случае подчеркнуть местные особенности его проявления на уровне конкретных массивов, комплексов, а во втором - признаки, характеризующие данную формацию в региональном масштабе.

Рассматривая вопрос о возможности использования магматических формаций в качестве индикаторов геодинамического режима, отметим, что анализ материалов по магматизму Малого Кавказа свидетельствует об отсутствии строго детерминированной связи между тектоническим положением и типами магматических формаций

Эта связь имеет обычно стохастический характер [12, 22]. Разумеется, не исключается индикаторное значение таких специфических формаций как карбонатитовая, кимберлитовая, анортозитовая и др.

Более перспективным представляется использование в качестве индикаторов геодинамического режима не отдельных магматических формаций, а их парагенезов (Штейнберг; Ляпичев; Москалева) или магматических серий (Цветков; Шарков). Другим решением вопроса может явиться использование более тонких геохимических особенностей магматических формаций и в первую очередь характер распределения р.з.э., наименее подверженных перераспределению в результате вторичных изменений.

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ИНТРУЗИВНЫХ ФОРМАЦИЙ

Результаты исследований вещественного состава разнотипных интрузивных формаций, проведенных на различных уровнях - породном, минеральном, элементном и изотопном, положены в основу петрогенетических построений, обсуждения вопросов рудоносности интрузивных формаций и разработки модели становления рудно-магматических систем [9, 10, 15, 16, 19, 21, 22-29, 31-44].

Петрохимические особенности. Интрузивы среднеюрской плагиогранитной формации и прежде всего слагающие ее резко преобладающую площадь плагиограниты относятся к ряду нормальных пород и характеризуются умеренно низкой щелочностью ($a = 7,8 \pm 12,6$), высокой натриевостью ($n=80+97$), умеренной - умеренно высокой железистостью ($F = 56+87$), умеренно низкой глиноземистостью ($Al_2O_3 = 11+15\%$), низкой титанистостью ($TiO_2 = 0,2+0,5\%$). В лейкогранитах поздней фазы, по сравнению с плагиогранитами, при отсутствии значимых различий в содержаниях кремнекислоты, повышение общей щелочности сопровождается резким увеличением концентраций калия и соответственно уменьшением отношения Na_2O/K_2O (от $4+13$ в плагиогранитах до $1+1,7$ в лейкогранитах). Интрузивы плагиогранитной формации относятся к известково-щелочным сериям с переходом к толеитовым (рис.1), тренд изменения их химизма в общем соответствует типовому трондземитовому тренду Ф.Баркера и Дж.Г.Арта (рис.2) при отчетливой дискретности химизма пород отдельных фаз.

Интрузивы верхнеюрской-нижнемеловой тоналитовой формации и в первую очередь тоналиты, кварцевые диориты, гранодиориты, сла-

Таблица I

Средние составы пород различных фаз разнотипных палеоостроводужных интрузивных формаций
Малого Кавказа

Окис- лы	1 (12)	2 (54)	3 (16)	4 (32)	5 (61)	6 (17)	7 (12)	8 (33)	9 (8)	10 (25)	11 (14)	12 (11)	13 (21)	14 (9)	15 (12)
SiO ₂	47,60	74,37	75,89	51,04	63,47	63,81	61,85	74,35	51,39	66,54	66,07	67,02	73,40	76,03	70,76
TiO ₂	0,85	0,31	0,29	0,68	0,56	0,61	0,86	0,17	0,36	0,52	0,45	0,58	0,24	0,12	0,35
Al ₂ O ₃	17,55	12,49	11,85	18,72	16,42	16,04	16,03	13,40	20,14	15,33	15,41	15,26	12,94	12,80	13,09
Fe ₂ O ₃	6,64	2,23	1,72	4,38	2,65	2,46	3,81	1,17	4,31	2,68	2,45	2,82	1,96	1,86	2,07
FeO	5,68	1,39	0,91	5,45	2,86	2,89	3,08	0,96	5,75	2,21	2,33	2,09	0,86	0,24	1,49
MnO	0,18	0,03	0,06	0,10	0,07	0,07	0,14	0,02	0,12	0,16	0,20	0,13	0,03	0,01	0,05
MgO	4,64	1,07	0,70	4,19	2,46	2,46	1,99	0,52	4,00	1,21	1,32	1,10	0,44	0,22	0,65
CaO	10,69	1,88	1,30	8,89	5,23	5,35	3,69	1,14	9,61	2,68	3,43	1,94	1,25	0,41	2,09
Na ₂ O	2,17	4,38	3,98	3,46	3,65	3,52	4,71	3,03	2,45	4,19	3,49	4,89	4,26	3,72	4,80
K ₂ O	0,79	0,79	2,76	0,99	1,57	1,37	2,29	4,58	1,07	2,96	2,69	3,23	3,50	3,80	3,20

Опись анализов. Среднеюрская плагиогранитная формация: 1 - габбро, 2 - плагиограниты, 3 - лейкограниты; позднеюрская-раннемеловая тоналитовая формация: 4 - габбро, 5 - кварцевые диориты, тоналиты; 6 - кварцевые диориты, тоналиты (Алавердский блок), 7 - кварцевые диориты, тоналиты (Кафанский блок), 8 - лейкограниты; среднеэоценовая формация: 9 - габбро, 10 - гранодиориты, 11 - гранодиориты (Алавердский блок), 12 - гранодиориты (Кафанский блок), 13 - лейкограниты, 14 - лейкограниты (Алавердский блок), 15 - лейкограниты (Кафанский блок).

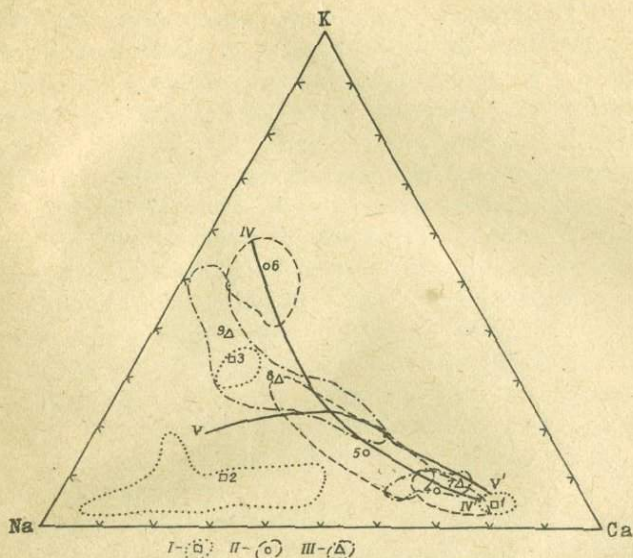


Рис. I.

Тройная диаграмма Na-K-Ca для разнотипных гранитоидных формаций.

I - контуры и средние составы пород габбровой (1), плагиогранитной (2), лейкогранитовой (3) фаз плагиогранитной формации; II - контуры и средние составы пород габбровой (4), тоналитовой (5), лейкогранитовой (6) фаз тоналитовой формации; III - контуры и средние составы пород габбровой (7), гранодиоритовой (8), лейкогранитовой (9) фаз гранодиоритовой формации; IV - типовой известково-щелочной тренд (по Е.С.Ларсену); V - типовой трондъемитовый тренд (по Ф.Баркеру, Дж.Г.Арту).

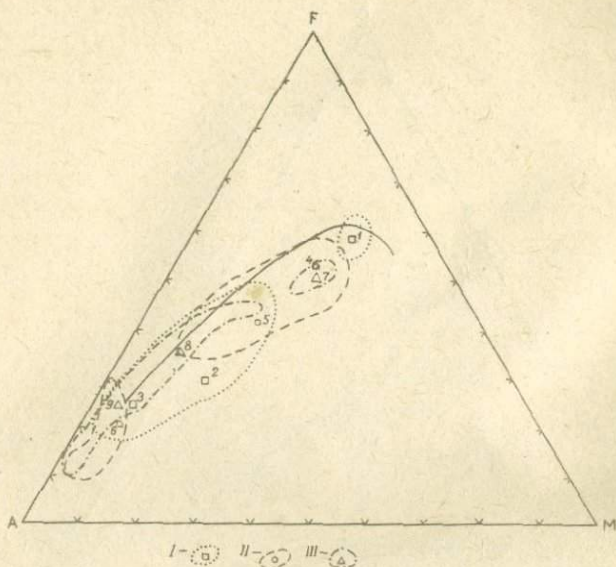


Рис. 2.

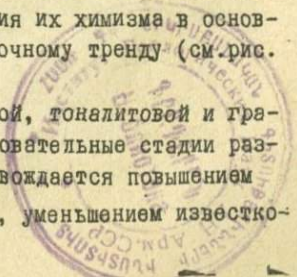
Тройная диаграмма А-Г-М для разнотипных гранитоидных формаций.

I - контуры и средние составы пород габбровой (1), плагиогранитной (2), лейкогранитовой (3) фаз плагиогранитной формации; II - контуры и средние составы пород габбровой (4), тоналитовой (5), лейкогранитовой (6) фаз тоналитовой формации; III - контуры и средние составы пород габбровой (7), гранодиоритовой (8), лейкогранитовой (9) фаз гранодиоритовой формации.

гающие основную площадь интрузивов, относятся к ряду нормальных пород и характеризуются умеренно низкой щелочностью ($a = 7+12$), умеренной и умеренно высокой натриевостью ($n = 67+85$), умеренной железистостью ($F = 50+70$), умеренно высокой глиноземистостью ($Al_2O_3 = 14+18\%$), низкой титанистостью ($TiO_2 = 0,3+0,8\%$). Важной особенностью химизма тоналитов и кварцевых диоритов являются широкие вариации содержаний главных породообразующих окислов, обусловленные их гибридной природой. Выявлены значимые различия в химизме однотипных пород - тоналитов и кварцевых диоритов, различных сегментов - Сомхето-Карабахского и Кафанского, единой палеоостроводужной структуры (табл. I). В целом породы различных фаз тоналитовой формации относятся к известково-щелочным сериям (см. рис. I), а тренд изменения их химизма совпадает с типовым известково-щелочным трендом Е. Ларсена (см. рис. 2). Отчетливо проявлен дискретный характер изменения химизма от тоналитов к лейкогранитам.

1916
Породы среднеэоценовой гранодиоритовой формации, по сравнению с среднеюрскими плагิโอгранитами и раннемеловыми тоналитами характеризуются более повышенной щелочностью, при этом лейкограниты поздней фазы, как и некоторые разновидности гранодиоритов, относятся к ряду субщелочных пород. Гранодиориты при субщелочном уклоне химизма ($a = 10+12$) отличаются более умеренной натриевостью ($n = 65+74$), умеренной железистостью ($F = 54+74$), умеренно высокой глиноземистостью ($Al_2O_3 = 14+17\%$), низкой титанистостью ($TiO_2 = 0,3+0,5\%$). Гранодиориты, как и тоналиты, кварцевые диориты тоналитовой формации, характеризуются широкими вариациями железо-магнезиальных компонентов, в то же время содержания щелочных алюмосиликатов, по сравнению с тоналитами и кварцевыми диоритами, менее вариабельны. Однотипные породы Сомхето-Карабахского и Кафанского сегментов - гранодиориты и лейкограниты, характеризуются отчетливой спецификой химизма, в том числе повышенной щелочностью разновидностей из Кафанского сегмента. Породы различных фаз гранодиоритовой формации относятся к известково-щелочным сериям (см. рис. I), а тренд изменения их химизма в основном соответствует типовому известково-щелочному тренду (см. рис. 2).

Становление интрузивов плагิโอгранитной, тоналитовой и гранодиоритовой формаций, фиксирующее последовательные стадии развития палеоостроводужной структуры, сопровождается повышением общей и калиевой щелочности, железистости, уменьшением известко-



вистости и магнезиальности. Однотипные породы различных формаций, в том числе лейкограниты, слагающие позднюю фазу всех формаций, характеризуются отчетливой спецификой химизма, в частности, пониженной щелочностью и железистостью отличаются лейкограниты плаггиогранитной формации. Различия в химизме, установленные для однотипных пород одной формации, но в различных областях ее проявления - Сомхето-Карабахской и Кафанской, обусловлены особенностями условий генерации соответствующих расплавов.

Породообразующие и акцессорные минералы. Особенности распределения, вещественного состава и времени выделения породообразующих и акцессорных минералов в породах различных фаз разновозрастных, разнотипных интрузивных комплексов использованы в качестве одного из индикаторов эволюции их состава и петрогенезиса [1, 16, 19, 35].

Наиболее широко распространенным минералом в породах различных фаз и фаций всех интрузивов является плагиоклаз. Присутствие нескольких (до 3-х) генераций плагиоклаза, резкая их зональность и коррозионные взаимоотношения между зонами, увеличение степени упорядоченности от ранних генераций к поздним (от 0,50 до 0,85 в плаггиогранитах, от 0,25 до 0,80 в тоналитах, от 0,35 до 0,75 в гранодиоритах) свидетельствуют о широком временном и температурном интервале их кристаллизации. Отчетливая смена высокотемпературных серий низкотемпературными характерна не только для пород главной фазы, но и для пород всех фаз и фаций, причем наиболее низкотемпературные условия кристаллизации (степень упорядоченности от 0,6 до 1,0) характерны для плагиоклазов из лейкогранитов поздней фазы, кристаллизующихся в приповерхностных условиях. Необходимо отметить также раннее выделение плагиоклаза как в кислых, так и в основных разностях пород. К-Na полевой шпат (высокий ортоклаз-пертит) в целом не характерен для пород рассматриваемых формаций, и лишь в лейкогранитах поздней фазы, наряду с кварцем, является главным породообразующим минералом. В процессе становления отдельных комплексов, от ранних фаз к поздним, отмечается повышение его содержания, в том же ряду происходит и увеличение в них калиевого компонента (60-65% в калишпатах из тоналитов, 75-85% - из лейкогранитов). Возрастание содержания К-Na полевых шпатов отмечается и на уровне формаций - от плаггиогранитной (J_2) через тоналитовую (K_1) к гранодиоритовой (P_2^2), в том числе и в однотипных породах разновозрастных формаций. При этом выявлены четкие отличия и в

степени их триклинной упорядоченности и рентгеновской триклинности (0,30-0,55, $\Delta\rho = 0,65$ для K-Na полевых шпатов из лейкогранитов тоналитовой формации и 0,13-0,20, $\Delta\rho = 0,5$ - из лейкогранитов гранодиоритовой формации).

Обыкновенная роговая обманка, как и биотит, является наиболее характерным цветным минералом интрузивов рассматриваемых формаций и прежде всего - тоналитовой и гранодиоритовой. Из особенностей их вещественного состава следует отметить: общую пониженную железистость (25+40); близкие, практически одинаковые, значения железистости роговых обманок из пород тоналитовой и гранодиоритовой формаций (соответственно 25+40 и 27+36) и более пониженную железистость роговых обманок из пород плагиогранитной формации (25+28); широкие вариации железистости роговых обманок из эндоконтактных кварцевых диоритов (25+36) и тоналитов (30+40).

Биотиты из пород различных фаз интрузивов плагиогранитной, тоналитовой и гранодиоритовой формаций характеризуются близкой, пониженной железистостью, колеблющейся в относительно небольших пределах (44+52). Незначительное повышение железистости относительно пород главной фазы (44+49) происходит в лейкогранитах (49+52) поздней фазы тоналитовой и гранодиоритовой формаций. Отсутствие значимого увеличения железистости биотитов в процессе становления разновозрастных интрузивов является одним из характерных признаков гибридных образований и определяется железистостью исходного расплава (Eugster, Wones, 1958). В этом аспекте пониженные значения железистости биотитов могут служить одним из показателей базитового состава исходного расплава. Об этом же свидетельствует соответствие составов изученных биотитов и роговых обманок разностям из гипабиссальных гранитоидов Урала, кристаллизующихся при низком давлении водяного пара и являющихся производными базальтового расплава [19].

Видовой состав и количественные соотношения отдельных акцессорных минералов, как известно, обусловлены первичной концентрацией в исходном расплаве микрокомпонентов, кристаллохимическими особенностями главных петрогенных элементов и микрокомпонентов. В рассматриваемых формациях выделена группа "сквозных" акцессорных минералов, присутствующая, в различных соотношениях, во всех породах (магнетит, апатит, сфен, циркон), а также группа типоморфных акцессорных минералов, характерных либо для отдельных формаций (напр., титаномагнетит для плагиогранитной форма-

ции), либо для пород отдельных фаз или фаций (коенотим в лейкогранитах, торит и торианит в дайках гранитов и пегматитах, сподумен в пропилитизированных разностях тоналитов и др.). Закономерности распределения акцессорных минералов, их морфологические особенности, взаимоотношение и ассоциация с другими минералами свидетельствуют о широком временном и температурном интервале их выделения, полихронности некоторых минералов - магнетит, апатит, сфен [16, 19].

Наиболее общей особенностью интрузивов изученных формаций является с одной стороны - значительная обогащенность их магнетитом, в меньшей степени Ti- и Ca-содержащими акцессорными минералами, с другой - значительная обедненность редкоземельными, радиоактивными и редкометальными акцессорными минералами, что в целом является характерным признаком гранитоидов "базальтоидного" происхождения (Ляхович, 1968 и др.).

Одновременно выявлена четкая специфика акцессорно-минерального состава разнотипных формаций, в том числе - относительно "примитивный" видовой состав акцессорных минералов интрузивов плагиогранитной формации, резкая обедненность или отсутствие в них редкометальных и радиоактивных минералов, двойственная "мафи-салическая" природа их видowego состава в породах тоналитовой и гранодиоритовой формаций, проявляющаяся в одновременном присутствии, наряду с магнетитом, апатитом, сфеном, ильменитом касситерита, шеелита - характерных "гранитофильных" минералов, являющихся типоморфными для кристаллического субстрата рассматриваемой области.

Установлено отсутствие акцессорно-минеральной специализации рассматриваемых формаций на главнейшие для региона рудные минералы - халькопирит, молибденит, галенит, сфалерит, обусловленное с одной стороны низкими концентрациями Cu, Pb, Mo, Zn в кристаллизовавшемся расплаве, с другой - широким развитием магнетита, роговой обманки, биотита и др., предопределившем изоморфное рассеивание в них отмеченных элементов.

Из особенностей вещественного состава акцессорных минералов, имеющих информативное значение при обсуждении вопросов петрогенезиса интрузивных формаций, отметим: низкие концентрации элементов группы железа в магнетитах и титаномagnetитах из пород различных фаз интрузивов плагиогранитной, тоналитовой и гранодиоритовой формаций, соответствующее содержаниям, характерным для производных базальтовой магмы; преобладание среди

апатитов, разностей, относящихся к промежуточной группе гидроксил-апатита - хлор-апатита и лишь в лейкогранитах поздней фазы - гидроксил-апатита - фтор-апатита; отчетливое увеличение содержаний Σ TR в апатитах от плагиогранитной формации к тоналитовой и гранодиоритовой (в плагиогранитах 0,68%, тоналитах - 0,87%, гранодиоритах - 1,34%); резко селективный цериевый состав апатитов плагиогранитной и тоналитовой формаций и комплексный состав TR с цериевым и неодимиевым относительными максимумами в апатитах из гранодиоритовой формации; крайне низкие содержания Th в апатитах из интрузивов рассматриваемых формаций (0,002-0,003%), резко пониженные по сравнению с таковыми из гранитов "чистой линии" (0,2%).

Геохимические особенности плагиогранитной, тоналитовой и гранодиоритовой формаций положены в основу обсуждения вопросов их петрогенеза, рудоносности и становления соответствующих рудно-магматических систем [9, 10, 15, 18, 19, 24-26, 28, 31, 33, 38-44]. Особенности распределения элементов-примесей (табл.2) и редкоземельных элементов (табл.3) в породах разнотипных формаций свидетельствует о различиях в их геохимической специфике, проявляющейся как внутри отдельных формаций между различными фазами, так и между разновозрастными, разнотипными формациями. Поведение различных групп элементов в процессе формирования рассматриваемых формаций характеризуется рядом общих тенденций - отчетливым накоплением Rb, Nb, Ta, Th, U, TR, Pb, Sn, W и одновременно уменьшением концентраций Ti, Cr, Ni, Co, V, Mn, Sr, Sc, Cu. Для некоторых элементов, в частности, Li, Cs, Y, Mo выявлена более сложная картина поведения.

Отчетливое уменьшение концентраций элементов группы железа наиболее резко проявляется при переходе от пород главной фазы к лейкогранитам. Сопоставление их содержаний (г/т) с концентрациями в однотипных породах соответствующих геодинамических обстановок свидетельствует о широких вариациях их концентраций. Так, концентрации Ni и Co в плагиогранитах офиолитового комплекса энсиматической дуги Тонга составляют соответственно 68±130 и 7±34 (Петрол. и геохим. остр. дуг, 1987), Кипра и Омана - 9±18 и 5±17 (Coleman, Peterman, 1975; Колман, Донато, 1983), островов Фиджи 3 и 4 (Gill, 1970), Западных Саян - 6,0 и 3,6 (Пополитов и др., 1973), Урала - 2±17 и 2±16 (Ферштатер и др., 1984). Широкие вариации отмечаются в целом и для тоналитов и гранодио-

Таблица 2

Содержание элементов-примесей в разнотипных палеостроводужных интрузивных формациях Малого Кавказа (г/т)

Эле- мен- ты	V									
	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ti(%)	0,45	0,20	0,14	0,62	0,35	0,06	0,68	0,39	0,12	0,19
V	180	29	5,0	355	115	39	280	90	30	34
Cr	21	7,0	6,3	52	29	6,6	58	20	6,9	10
Mn	1800	350	98	1030	675	130	1900	500	410	420
Co	35	3,0	1,6	33	20	2,4	2,4	10	7	3,8
Ni	100	5,9	2,3	38	31	6,7	130	12	10	12
Sc	30	9,8	6,4	22,9	11,5	1,4	26,8	8,2	5,2	8,8
K (%)	0,56	0,53	2,28	0,9	1,58	3,42	0,85	2,42	2,9	0,48
Li	12	4	3	6,5	8	3,5	8,2	12	5	2,2
Rb	18	10	70	10	21	80	20	52	90	5
Cs	1,0	0,5	0,8	<0,9	0,6	0,5	<0,9	1,1	0,5	<0,5
Sr	300	80	30	330	280	20	550	360	20	110
Ba	170	70	250	100	170	130	90	220	110	40
Cu	70	12	30	89	50	12	118	22	10	17
Mo	2,6	2,7	2,0	2,1	1,2	2,4	1,5	2,0	2,6	1,8
Pb	12	15	19	8	14	25	10	16	20	5
Sn	0,5	2,0	8,0	0,5	2,0	13,0	1,5	5,0	12,0	0,5
W	0,5	1,3	1,8	0,6	1,4	2,5	0,5	1,2	2,5	0,5
Y	н.о.	32	76	34	21	28	20	26	55	40
Zr	65	140	120	100	130	60	80	140	300	160
Hf	0,8	6,2	6,0	1,9	5,5	3,2	1,7	4,7	8,1	7,9
Nb	<2	6,6	13	<2	3	14	2	15	22	4
Ta	0,09	0,50	1,21	0,25	0,40	1,55	0,40	1,06	2,10	0,13
Th	1,3	5,3	9,8	1,2	2,7	11,1	1,2	7,5	10,5	0,6
U	0,24	0,50	2,70	0,14	0,69	1,84	0,28	1,55	3,00	0,2
F	100	360	180	100	300	200	120	450	160	200
K/Rb	311	530	326	900	752	427	425	465	322	960
Rb/Sr	0,06	0,12	2,33	0,03	0,07	4,0	0,04	0,14	4,5	0,04
Th/U	5,4	10,6	3,6	8,6	3,9	6,0	4,2	5,0	3,5	3,0

Опись анализов. Среднеюрская плагиогрanitная формация: 1-габбро, 2-плагиограниты, 3-лейкограниты; верхнеюрско-нижнемеловая тоналитовая формация; 4-габбро, 5-тоналиты, 6-лейкограниты; среднеэоценовая гранодиоритовая формация: 7-габбро, 8-гранодиориты, 9-лейкограниты; Севанская офиолитовая ассоциация: 10-плагиограниты.

ритов, несмотря на то, что в отдельных случаях фиксируются близкие концентрации Ni и Co, в частности, в тоналитах и гранодиоритах Алеутской островной дуги, соответственно - 28,3 и 12,8, 14,9 и 10,5 (Цветков, 1983).

Одним из информативных геохимических признаков, с точки зрения обсуждения вопросов петрогенеза, как известно, считается уровень концентраций и поведение Rb и Sr в различных магматических формациях. В ряду последовательных формаций - плагиогранитная - тоналитовая-гранодиоритовая, а внутри последних от ранних фаз к поздним, отмечается увеличение содержаний Rb (см. табл. 2), хотя во всех случаях они характеризуются низкими значениями, присущими гранитоидам базальтоидного происхождения [9, 19]. С другой стороны, концентрации в рассматриваемых плагиогранитах (10) относительно повышены по сравнению с плагиогранитами островов Фиджи, Атлантики, Кипра, Омана, Урала, Западных Саян (1+5). В целом содержания Rb в изученных плагиогранитах отчетливо повышены по сравнению с плагиогранитами толеитового ряда по Л.В. Таусону (2,6) или плагиогранитами океанических хребтов в понимании Дж. Пирса (<2) и в то же время резко понижены по сравнению с плагиогранитами андезитового ряда по Л.В. Таусону (74). Концентрации Rb в тоналитах (21) и гранодиоритах (52) также понижены, как по сравнению с гранитоидами габбровых формаций Урала (85), так и гранитоидов андезитового ряда (100), хотя близкие содержания (15) отмечены в тоналитах Алеутской островной дуги (Цветков, 1983). Во всех породах рассматриваемых формаций, соотношение K и Rb соответствует генеральному тренду гранитоидов базальтоидного происхождения (Ферштатер, 1987). Менее определенной представляется подчеркиваемая многими авторами петрогенетическая индикаторная роль величины K/Rb отношения, поскольку ввиду низких содержаний K, например в плагиогранитах океанических хребтов, оно может понизиться до значений (<200), характерных для гранитоидов андезитового и известково-щелочного рядов.

В последовательном ряду разнотипных формаций происходит увеличение концентраций и Sr, однако в отличие от Rb, в пределах каждой формации, в процессе становления отдельных интрузивных комплексов, фиксируется отчетливое уменьшение его содержания. Концентрации Sr в рассматриваемых плагиогранитах (80) заметно понижены, причем не только относительно плагиогранитов вулканических дуг в целом - 230 (Pearce et al., 1984), но и по сравнению с плагиогранитами офиолитовых ассоциаций Кипра-130,

Омана - IIО, а также Западных Саян - I69 и Урала - I95. Содержания Sr в тоналитах и гранодиоритах близки со средними значениями для гранитоидов андезитового ряда - 260, будучи в то же время повышены относительно гранитоидов андезитового ряда Урала - I40 и понижены сравнительно с тоналитами и гранодиоритами Алеутской островной дуги - 6I8 и 657 (Цветков, 1983). Следует подчеркнуть необычно низкие концентрации Sr - 20+30, в лейкогранитах поздних фаз всех рассматриваемых формаций. По соотношению Rb и Sr рассматриваемые формации соответствуют островодужным сериям различных регионов.

Принципиально важными, с точки зрения разработки петрогенетических моделей, являются особенности распределения и поведения редкоземельных элементов (табл.3). В процессе становления плагиогранитной формации от габбро к плагиогранитам отмечается двукратное увеличение суммы р.з.э. при одновременном увеличении концентраций как легких, так и тяжелых р.з.э. В то же время переход от плагиогранитов к лейкогранитам поздней фазы сопровождается, хотя и небольшим, но уменьшением суммы р.з.э., при отчетливом снижении концентраций легких р.з.э. и повышении - тяжелых. Следует отметить также уменьшение La/Yb отношения и дефицита европия (Eu/Eu^*) в ряду габбро-плагиогранит-лейкогранит.

В отличие от плагиогранитной формации в тоналитовой увеличении содержаний р.з.э. отмечается во всем ряду - от ранней фазы к поздней, причем, если переход от габброидов к тоналитам сопровождается повышением концентраций как легких, так и тяжелых р.з.э., то в лейкогранитах поздней фазы отмечается увеличение содержаний лишь легких р.з.э., в то время как концентрации тяжелых р.з.э. несколько уменьшаются. Эта специфика поведения р.з.э. проявляется и в увеличении La/Yb отношения в ряду габбро-тоналит-лейкогранит. Переход от раннемеловой тоналитовой формации к среднеэоценовой гранодиоритовой сопровождается отчетливым повышением концентраций р.з.э. во всех разновидностях пород, причем от гранодиоритов главной фазы к лейкогранитам поздней увеличиваются концентрации как легких, так и тяжелых р.з.э. и резко уменьшается La/Yb отношение. При однотипном рисунке распределения р.з.э. установлены четкие различия их концентраций в лейкогранитах поздних фаз интрузивных комплексов северного - Сомхето-Карабахского сегмента (Лалварский интрузивный комплекс) с одной стороны, и южного - Кафанского (Цав-Шишкертский интрузивный комплекс) - с другой.

Таблица 3

Содержание р.з.э. в разнотипных палеоостроводужных интрузивных формациях Малого Кавказа (г/г)

№ № п/п	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣTR	Eu/Eu*	La/Yb
✓ I.	8,9	19,4	2,88	12,5	3,0	0,92	3,04	0,40	2,48	0,50	1,37	0,23	1,67	0,35	57,6	0,942	5,3
✓ 2.	16,4	37,0	5,61	24,5	5,5	0,76	5,71	0,91	6,61	1,57	4,81	0,82	5,30	0,85	116	0,427	3,1
✓ 3.	16,6	39,6	5,76	23,4	5,6	0,65	6,56	1,15	8,54	2,04	6,26	1,07	6,90	1,12	125	0,338	2,4
✓ 4.	11,7	41,3	4,82	12,7	3,6	0,22	5,56	1,21	9,80	2,52	8,19	1,45	9,70	1,60	114	0,154	1,2
✓ 5.	8,0	22,0	3,53	18,2	5,3	1,49	6,52	1,07	7,50	1,69	4,87	0,79	5,0	0,81	86,8	0,784	1,6
✓ 6.	7,7	20,3	2,97	11,8	2,64	0,87	2,71	0,41	2,86	0,65	1,90	0,31	1,96	0,31	57,4	1,02	3,9
✓ 7.	13,4	29,9	4,49	18,8	3,90	1,22	3,73	0,51	3,26	0,68	1,89	0,31	2,20	0,43	84,7	1,0	6,1
✓ 8.	9,0	21,0	3,06	12,0	2,54	0,69	2,73	0,46	3,38	0,79	2,35	0,38	2,20	0,31	60,9	0,833	4,1
✓ 9.	10,7	23,6	3,33	12,3	2,52	0,69	2,52	0,39	2,78	0,64	1,89	0,31	1,84	0,27	63,8	0,866	5,8
✓ 10.	19,0	50,0	7,06	24,7	4,7	1,24	4,59	0,70	4,87	1,10	3,21	0,53	3,40	0,56	126	0,849	5,6
✓ 11.	25,6	49,0	5,89	14,7	2,30	0,25	2,25	0,39	2,94	0,71	2,15	0,35	2,10	0,30	109	0,357	12,2
✓ 12.	14,6	30,9	4,45	17,3	3,70	1,11	4,03	0,60	3,76	0,74	1,91	0,29	1,92	0,36	85,7	0,907	7,6
✓ 13.	36,6	68,5	8,87	25,6	3,90	0,86	3,25	0,47	3,33	0,77	2,31	0,38	2,30	0,34	157	0,777	15,9
✓ 14.	24,4	70,1	8,30	20,5	4,0	0,59	4,44	0,80	6,16	1,54	4,87	0,84	5,30	0,81	153	0,446	4,6
✓ 15.	38,4	93,8	13,0	44,3	8,2	0,79	8,12	1,33	9,79	2,34	7,20	1,23	7,90	1,26	238	0,310	4,8
✓ 16.	43,0	104,0	14,5	49,0	9,0	0,83	9,16	1,54	11,30	2,67	8,06	1,36	8,70	1,40	265	0,293	4,9
	0,236	0,613	0,03	0,463	0,144	0,055	0,20	0,035	0,25	0,055	0,162	0,022	0,166	0,024			

Опись анализов: Среднеюрская плагиогранитовая формация: I-4 (Ахпатский комплекс, I-габбро, обр.2534; Тавуш-Хндзорутский комплекс, 2 - плагиогранит, обр.2687, 3 - плагиогранит, обр.2701, 4 - лейкогранит, обр.2729); 5 - плагиогранит, обр.2281 (Севанская офиодитовая ассоциация); позднеюрская-раннемеловая тоналитовая формация: 6-II (Вачаганский комплекс, 6 - габбро-диорит, обр.2925; Шикаохский комплекс, 7 - кварцевый диорит, обр.2756; Кохб-Шнохский комплекс, 8 - тоналит, обр.27, 9 - тоналит, обр.103, 10 - гранодиорит, обр.2556, 11 - лейкогранит, обр.412); среднеэоценовая гранодиоритовая формация: 12-16 (Лалварский комплекс, 12 - габбро, обр.2637, 13 - гранодиорит, обр.2544, 14 - лейкогранит, обр.249; Цав-Лижкертский комплекс, 15 - лейкогранит, обр.2927, 16 - лейкогранит, обр.2770).

Общей спецификой всех формаций является резко выраженная отрицательная европиевая аномалия в лейкогранитах поздней фазы разновозрастных интрузивных комплексов.

Поведение металлогенных элементов в процессе формирования интрузивных комплексов характеризуется повышением концентраций W , Sn , Pb и уменьшением Cu . Выявлена определяющая роль процессов эманационной дифференциации и флюидного массопереноса в обогащении эндоконтактовых гранитов тоналитовой формации и лейкогранитов W , Sn и Pb [19]. Закономерности распределения меди свидетельствуют об отсутствии металлогенической специализации разновозрастных формаций на медь, увеличении его концентраций в породах эндоконтактовой фации в результате процессов местного гибридизма, преимущественном накоплении меди в породообразующих минералах (биотит, роговая обманка, плагиоклаз), с которыми связано более 60% меди в породах главной фазы тоналитовой и гранодиоритовой формаций [10, 19].

ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОСТРОВОДУЖНЫХ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Проблема происхождения гранитоидных формаций является одной из актуальных в современной петрологии. В настоящее время разработаны различные модели гранитообразования, обзор которых был недавно проведен В.А.Жариковым (1987). Разработка корректных моделей петрогенезиса конкретных формаций предполагает определенный уровень сведений о их вещественном составе, а также четкие представления о геодинамических условиях их становления. В течение ряда лет нами обсуждались различные аспекты происхождения плагиогранитной, тоналитовой, и гранодиоритовой формаций, слагающих временной ряд интрузивных формаций Закавказского сегмента палеоостроводужной структуры [1, 9, 16, 18, 19, 25, 29, 31, 34, 35, 37, 38, 40, 41, 44]. Анализ особенностей геолого-тектонических условий становления и вещественного состава интрузивов, в частности, тоналитовой (J_3-K_1) и гранодиоритовой (P_2^2) формаций Алавердского рудного района позволили прийти к выводу о трехстадийной модели их становления, предполагающей формирование габброидов из глубинных очагов базальтовой магмы, тоналитов и гранодиоритов в результате ассимиляции исходным базальтовым расплавом материала кислого состава в пределах "гранитно-метаморфического" слоя земной коры, лейкогранитов поздней фазы - путем дифференциации, в

том числе флюидно-эманационной, гибридного расплава на более высоких уровнях коры [16, 19].

Проблема происхождения плагиогранитов (трондьемитов) является одной из актуальных в современной петрологии и обусловлена их широким развитием в составе архейских зеленокаменных поясов и "серых гнейсов", имеющих ключевое значение для разработки истории становления континентальной коры. В то же время плагиограниты встречаются и в фанерозойских континентальных окраинах, на островных дугах (энсиматических и энсиалических), в океанах. В настоящее время предложен ряд моделей происхождения плагиогранитов, которые предполагают источником плагиогранитных расплавов вещество, отвечающее по составу базальту (Arth, Hanson, 1972; Barker, Arth, 1976 и др.). При этом механизм формирования плагиогранитов включает: частичное плавление поддвигающейся океанической коры; частичное плавление эколитов в поддвигающейся литосферной плите; фракционную кристаллизацию базальтовой магмы с образованием плагиогранитного остатка; анатексис из осадочных образований (граувакк) в ходе метаморфизма и глубокого погружения в результате субдукции и др. Все эти механизмы, по-видимому, могут быть причиной возникновения плагиогранитных расплавов, однако действенность того или иного механизма обусловлена конкретной геодинамической обстановкой их проявления и особенностями магмогенеза, проявляющимися в особенностях вещественного состава тех или иных плагиогранитов.

В основу наших представлений о происхождении рассматриваемых плагиогранитов положены нижеследующие геодинамические, геологические, петрографо-минералогические и петро-геохимические их особенности: заложение островной дуги на энсиалическом кристаллическом фундаменте; отсутствие в разрезе земной коры (40 - 43 км) резкой границы между "гранулит-базитовым" и "гранитно-метаморфическим" (15-18 км) слоями; становление плагиогранитной формации в начальную стадию развития островной дуги; полифазное строение массивов с ранней габбровой и поздней - лейкогранитовой фазами, при резком преобладании плагиогранитов; известково-щелочной, с переходом к толеитовому, химизм и резко проявленный дискретный характер его изменения в последовательном ряду фаз (габбро-плагиограниты-лейкограниты); принадлежность плагиогранитов к низкоглиноземистым, высокоиттербиевым разновидностям, согласно классификации Ф.Баркера и Дж.Г.Арта; отчетливо проявленная нат-

риевая щелочность пород ранних фаз и существенное повышение калиевой щелочности в лейкогранитах поздней фазы; "примитивный" акцессорно-минеральный состав и особенности вещественного состава акцессориев; резко пониженные концентрации K и Rb и соответствие соотношения K и Rb генеральному тренду гранитоидов базальтоидного происхождения. Принципиально важными являются особенности распределения р.э.э. в породах различных фаз плагиогранитных интрузивных комплексов: резкие отличия в рисунке распределения р.э.э. в габбро с одной стороны, в плагиогранитах и лейкогранитах - с другой; существенно низкие концентрации р.э.э. в габбро по сравнению с плагиогранитами и лейкогранитами; увеличение от габбро к плагиогранитам и лейкогранитам концентраций как легких, так и тяжелых р.э.э., сопровождающееся в то же время уменьшением La/Yb отношения; резкие отличия в величине Bu/Bu^* и ее уменьшение от первой фазы к поздним при близком к мантийному отношению в габбро (0,94) и резкой истощенности европием плагиогранитов (0,38) и особенно - лейкогранитов (0,15), свидетельствующее о петрогенетических процессах, протекающих с фракционированием плагиоклаза и ограничивающее максимальную глубину выплавления соответствующих расплавов 40-50 км; низкие первичные значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в габбро и плагиогранитах (0,70334 и 0,70399), отвечающие полю главной мантийной корреляции.

Весь комплекс особенностей вещественного состава интрузивов плагиогранитной формации, наряду с геологическими условиями их становления позволяет предложить альтернативную модель происхождения энсиалических островодужных плагиогранитов, предполагающую выплавление базитов и плагиогранитов из автономных магмогенерирующих субстратов соответственно на мантийном и коровом уровнях без существенного проявления процессов ассимиляции (смешения).

Представляется необходимым внести определенные коррективы в представления о геодинамической обстановке становления и петрогенезиса различных типов плагиогранитов (Арт, 1983). В этой связи следует отметить два важных момента. Первый - возможность генерации низкоглиноземистых, высокоиттербиевых плагиогранитов не только в океанических условиях, но и в пределах энсиалических островных дуг. Второй - возможность образования плагиогранитов не только путем фракционной кристаллизации или частичного плавления базальта (эклогита), но и в результате выплавления в

пределах континентальной коры при участии процессов флюидного тепло-массопереноса, роль которого возрастает в конечные стадии функционирования магматической системы. Подтверждением реальности такого процесса для изученной формации является, в частности, наличие флюоритовой минерализации с повышенными содержаниями р.з.э., наложенной на породы различных фаций среднеюрского плагиориолит-плагиогранитного магматического комплекса.

Немаловажный интерес представляет вопрос о петрогенетическом соотношении плагиориолитов и плагиогранитов. Общеизвестным является представление о их генетической взаимосвязи, что наряду с их тесной возрастной сопряженностью, служит основанием для выделения среднеюрской плагиориолит-плагиогранитной вулканоплутонической ассоциации. Однако, сопоставление особенностей распределения р.з.э. в плагиориолитах (Магакян, 1985) и плагиогранитах свидетельствует о их принципиальных различиях, проявленных прежде всего в степени дефицита Eu (0,92 в плагиориолитах и 0,38 в плагиогранитах) и соотношении легких и тяжелых р.з.э. (повышенные концентрации легких р.з.э. и пониженные - тяжелых в плагиориолитах по сравнению с плагиогранитами), отражающих отличия в петрогенетических механизмах их формирования - дифференциационном для плагиориолитов и палингенном для плагиогранитов.

Дифференциационным механизмом (из исходного бонинитового расплава) вероятнее всего объясняется и генерация плагиогранитов энзиматических островодужных офиолитовых ассоциаций, в том числе Севанской, которые по своему вещественному составу существенно различаются от плагиогранитов энзиматических островных дуг пониженными концентрациями р.з.э., слабо дифференцированным характером их распределения, повышенными - мантийными значениями Eu/Eu^* , пониженными концентрациями Rb , Th , U . Степень истощенности европием, существенно низкая в плагиогранитах офиолитовых ассоциаций, является одним из наиболее отличительных признаков плагиогранитов фанерозойских офиолитовых ассоциаций. В этой связи отметим выделение в составе плутонических комплексов офиолитов Малого Кавказа, наряду с расслоенными гипербазит-габбровыми сериями, плагиогранит-габбро-тоналитовых ассоциаций, являющихся, по всей вероятности, аналогом бонинитовой серии (Злобин, Закариадзе, 1985).

Вопросы происхождения кварцевых диоритов и тоналитов - ти-

повых интрузивных пород развитых и зрелых островных дуг, обычно решаются в тесной взаимосвязи с проблемой петрогенезиса андезитов и известково-щелочного магматизма в целом. Учитывая полигенность известково-щелочного магматизма (Рябчиков и др., 1978; Богатиков и др., 1984; Бабанский и др., 1983 и др.), определяющее значение при обсуждении вопросов петрогенезиса тоналитовой и гранодиоритовой формаций приобретают конкретные особенности их геологической позиции и вещественного состава.

В этой связи отметим: полифазность тоналитовой формации при резком преобладании тоналитов и кварцевых диоритов; широкие вариации их количественно-минерального и химического составов; низкая железистость цветных минералов; двойственная (мафи-салическая) природа аксессуарно-минеральной специализации при существенном их видовом разнообразии по сравнению с плагиогранитной формацией; присутствие в тоналитах и гранодиоритах шеелита и касситерита - типоморфных минералов кристаллического фундамента региона; увеличение содержаний редкоземельных аксессуарных минералов (ортит, циртолит, ксенотим и др.) и флюорита от тоналитов к лейкогранитам; наличие радиоактивных аксессуарных минералов (торит, торрианит) в жильных гранитах и пегматитах [16, 19]; пониженные концентрации Rb, Cs, Li, Sr, Ba и соответствие соотношений K и Rb, генеральному тренду гранитоидов базальтоидного ряда [9, 19]; существенное увеличение концентраций Rb, Ba, Ta, Nb, Sn, W, Pb и уменьшение элементов группы железа, Sc, Sr в ряду габбро-тоналит-лейкогранит, наиболее резко проявленные при переходе от тоналитов к лейкогранитам (см. табл. 2); значения первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в тоналитах (0,70469) и лейкогранитах (0,70487).

Из особенностей распределения р.з.э. в породах различных фаз интрузивных комплексов тоналитовой формации отметим: повышение содержаний р.з.э. от ранних фаз к поздним; близкие концентрации тяжелых р.з.э. в ряду габбро-диорит-тоналит-лейкогранит при недифференцированном характере их распределения; четкие различия в рисунке распределения нормализованных содержаний р.з.э. в габбро-диоритах и тоналитах с одной стороны и в лейкогранитах - с другой; увеличение степени истощенности европием и La/Yb отношения от ранних фаз к поздним, наиболее резко проявленное при переходе от тоналитов к лейкогранитам; различная степень истощенности европием тоналитов Кохб-Шнохского комплекса (северный - Алавердский блок) и кварцевых диоритов Шикаохского комплекса (южный - Кафанский блок). Породы гранодиоритовой формации,

в отличие от тоналитовой, характеризуются более дифференцированным распределением нормализованных содержаний р.з.э., а увеличение La/Yb отношения отмечается лишь при переходе от габбро к гранодиоритам, в то время как от гранодиоритов к лейкогранитам наблюдается резкое его уменьшение (см. табл. 3). Как и в раннемеловой тоналитовой формации, однотипные породы различных блоков (Алавердского и Кафанского), в данном случае лейкограниты, четко различаются как по содержанию р.з.э. - более повышенным в Кафанском блоке (Цав-Шискертский комплекс), так и по степени истощенности европием (более высокой в последнем).

Весь комплекс данных о вещественном составе пород различных фаз тоналитовой и гранодиоритовой формаций Закавказского сегмента ПЗЭ энсиалической островодужной постройки не позволяет применять в качестве базовой петрогенетической модели построения, в основу которых положены процессы фракционной кристаллизации исходного базитового расплава или парциального плавления амфиболитовых, либо гранулитовых толщ. Важное значение для выбора соответствующей петрогенетической модели имеют особенности распределения изотопов кислорода в породах и минералах. На основе экспериментально установленных зависимостей фракционирования изотопов кислорода в системах минерал-вода в зависимости от температуры (Clayton et al., 1972; O'Neil et al., 1966, 1967; Anderson et al., 1972 и др.) нами показано, что, учитывая противоположную направленность изменения величины $\delta^{18}O$ в кварце и магнетите при падении температуры (увеличение $\delta^{18}O$ в кварце и уменьшение - в магнетите), характер изотопных сдвигов в паре кварц-магнетит в последовательном ряду пород, в частности, полифазных интрузивных комплексов, имеет индикаторное значение для оценки роли процессов дифференциации и ассимиляции (смешения) в петрогенезисе магматических пород [25, 31, 38].

Характер изменения $\delta^{18}O$ в последовательном ряду пород и минералах тоналитовой и гранодиоритовой формаций - параллельное увеличение $\delta^{18}O$ в породах, кварце и магнетите (табл. 4), противоречит ожидаемой в случае кристаллизационной дифференциации и свидетельствует об увеличении относительного количества ^{18}O в магматическом расплаве за счет его привноса из внешнего источника. Реализация этого процесса может быть обеспечена путем изотопного обмена с изотопически более тяжелой средой, либо путем ассимиляции материала этой среды. Первый механизм не может быть

Изотопный состав кислорода в породах и минералах
Кохб-Шнохского тоналитового и Лалварского
гранодиоритового комплексов

Породы	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW)			
	порода	плагиоклаз	кварц	магнетит
Кохб-Шнохский комплекс (J_3-K_1)				
Кварцевый диорит	7,1	8,2	6,8	-1,7
Тоналит	7,3	8,3	7,0	-1,6
Гранит-порфир	8,1	-	7,2	-1,5
Лейкогранит	8,5	8,8	7,5	-1,0
Лалварский комплекс (P_2^2)				
Габбро	6,5	7,4	-	-0,4
Диорит	6,7	7,5	-	-0,4
Гранодиорит	8,0	8,4	7,1	0,2
Лейкогранит	9,0	9,2	7,7	2,0

исключен полностью, однако, учитывая неравновесные условия кристаллизации минералов рассматриваемых пород, а также их минералогическо-геохимические особенности, предпочтение отдается второму механизму. Независимым подтверждением этого вывода является соответствие рассматриваемых пород, по соотношению $\delta^{18}\text{O}$ и SiO_2 , генетическому тренду, отвечающему механизму взаимодействия исходного базальтового расплава с коровым материалом, характеризующимся высоким содержанием ^{18}O (рис.3).

Анализ соответствующих данных по характеру изотопных сдвигов в паре кварц-магнетит из пород полифазных габбро-гранитоидных батолитов - Южно-Калифорнийского и Сусамырского; происхождение которых интерпретировалось с позиций механизма кристаллизационной дифференциации, противоречит последнему и может быть корректно объяснено лишь петрогенетической моделью, предполагающей ассимиляцию исходным базальтовым расплавом корового материала кислого состава [25, 38]. Полученные за последние годы данные по комплексному изотопному исследованию известково-щелочных гранитоидных интрузивов различных регионов также свидетельствуют о существенной роли в их формировании процессов ассимиляции исходным базальтовым расплавом кислого корового материала (Виноградов и др., 1986; Журавлев и др., 1983; Arth et al., 1986; Gray,

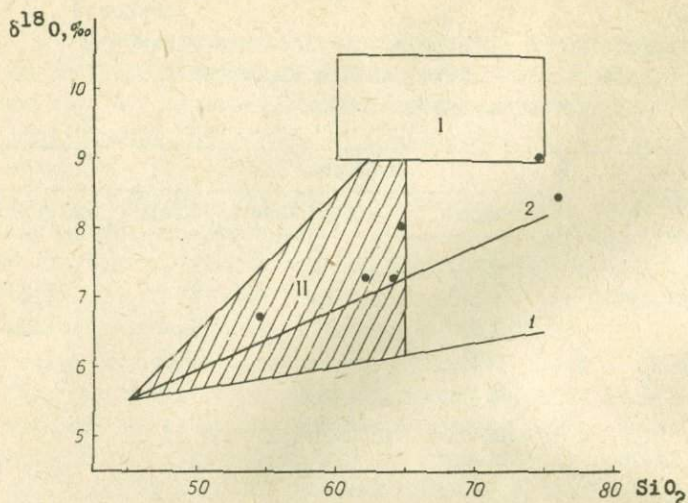


Рис. 3.

Зависимость величины $\delta^{18}\text{O}$ от SiO_2 .

I - кривая фракционной дифференциации базальтовых магм, 2 - кривая, объяснимая с позиции механизмов: а) магматической дифференциации из океанических магм, б) попаданием корового вещества, богатого ^{18}O во время восходящего движения магмы. I - поле гранитов, II - область возможного перемешивания пород первой (I) группы с породами коры (по Y. Matsuhisa, 1979). Точками показаны кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты и лейкограниты тоналитовой и гранодиоритовой формаций.

1984 и др.). Представляется, что процессы взаимодействия в системе мантия-кора являются определяющими в петрогенезисе известково-щелочных габбро-гранитоидных комплексов в целом.

Вопрос о происхождении гранитов в ряду известково-щелочных габбро-гранитоидных комплексов, с учетом их объемов и возможностей появления анхизэктических кислых расплавов в качестве дифференциатов базальтовых выделок и тем более - гибридизированных расплавов более кислого состава, не вызывает принципиальных возражений. В то же время отчетливая дискретность в вещественном составе, при переходе от пород предшествующих фаз к лейкогранитам в разнотипных формациях, позволяет предполагать дополнительный привнос щелочей и кремнекислоты [19]. Отчетливое увеличение в лейкогранитах концентраций р.з.э., Rb, U, Th, Nb, проявляющееся и в соответствующем изменении их аксессуарно-минерального состава, с учетом изменения коэффициентов распределения р.з.э. и Rb в системе флюид-расплав при низких давлениях (1-5 кбар) в пользу расплава (Flinn, Burnham, 1978; Irving, 1978), может служить свидетельством в пользу реальности флюидного массопереноса. Специфика вещественного состава лейкогранитов в целом позволяет предполагать в качестве альтернативного варианта и возможность их эвтектоидного выплавления на более высоких уровнях земной коры.

Таким образом, становление рассмотренных полифазных гранитоидных формаций, относящихся к I типу в понимании Б. Чаппела и А. Уайта, представляется в виде трех последовательных стадий: выплавление мантийных базальтовых расплавов, давших начало габброидам I фазы; взаимодействие базальтовых расплавов с коровым материалом кислого состава, в результате которого образуется основной объем пород тоналитовой и гранодиоритовой формаций; дальнейшее взаимодействие гибридного расплава с коровым материалом, при определенной роли процессов дифференциации, и формирование лейкогранитов поздних фаз. Учитывая широкое развитие тоналитовой и гранодиоритовой формаций в разновозрастных энсиалических островных дугах, предложенная модель может являться типовой для энсиалических островодужных гранитоидных формаций.

Специальное изучение температурных условий становления пород различных фаз плагиогранитной, тоналитовой и гранодиоритовой формаций путем исследования первичных расплавных включений в минералах, позволило установить: температуры, близкие к солидусу и ликвидусу ($t_{н.} - t_{лом.}$); интервалы существования распла-

вов; поля стабильности минералов в расплавах в интервалах $t_n - t_{гом}$; интервалы температур равновесного сосуществования силикатных и солевых расплавов; конкретные ряды равновесий во всем температурном интервале формирования каждой разновидности [34, 35]. Типовые породы главнейших фаз конкретных комплексов характеризуются следующими рядами равновесий:

Тавуш-Хндзорутский плагиигранитный комплекс

Габбро: $Px, Pl - \Sigma K + \Gamma_{200} \rightarrow L + \Sigma K + \Gamma_{850} \rightarrow L + K + \Gamma_{1190} \rightarrow L_{1190-1210}$

Плагиигранит: $Qz - \Sigma K + \Gamma + \mathbb{M}_{200} \rightarrow \Sigma K + \Phi_{450} \rightarrow L + \Sigma K + \Gamma_{790} \rightarrow L_{890-920}$

Плагиигранит-порфир: $Qz - \Sigma K_c + \Sigma K_{si} + \Gamma + \mathbb{M}_{200} \rightarrow L + \Sigma K_c + \Sigma K_{si} + \Gamma_{550} \rightarrow L_c + L_{si} + K_{si} + \Gamma_{850} \rightarrow L_c + L_{si} + \Gamma_{870}$

Лейкогранит: $Qz - 2K + R + \Gamma + \mathbb{M}_{200} \rightarrow K + R + \Phi_{430} \rightarrow L + K + R + \Gamma_{510} \rightarrow$

$\rightarrow L + K + \Gamma_{750} \rightarrow L_{760}$, где K - кристалл, L - расплав, K_{si}

и L_{si} - кристаллы и расплав алюмосиликатного и силикатного составов, K_c и L_c - кристаллы и расплав солей, \mathbb{M} - жидкость, Φ - флюид, R - рудный минерал.

Кохб-Шнохский и Шикаохский тоналитовые комплексы

Габбро: $Pl_1 - \Sigma K + \Gamma_{200} \rightarrow L + \Sigma K + \Gamma_{900} \rightarrow L + R + \Gamma_{1180} \rightarrow L_{1210}$

$Pl_2 - \Sigma K + \Gamma + \mathbb{M}_{200} \rightarrow L + \Sigma K + \Gamma_{770} \rightarrow L + \Sigma K + \Gamma_{940} \rightarrow L_{950}$

Кварцевый диорит: $Pl - \Sigma K + \Gamma + \mathbb{M}_{200} \rightarrow L + \Sigma K + \Gamma_{820} \rightarrow L + K + \Gamma_{1120} \rightarrow L_{1140}$

Тоналит: $Qz - \Sigma K + \Gamma + \mathbb{M}_{200} \rightarrow L + \Sigma K + \Gamma_{560} \rightarrow L + \Sigma K + \Gamma_{880} \rightarrow L_{880-900}$

$Pl - 3K + R + \Gamma + \mathbb{M}_{200} \rightarrow L + \Sigma K + R + \Gamma_{580} \rightarrow L + R + \Gamma_{900} \rightarrow L_{910-930}$

Лейкогранит: $Qz_1 - \Sigma K + \Gamma + \mathbb{M}_{200} \rightarrow L + \Sigma K + \Gamma_{520} \rightarrow L + K + \Gamma_{840} \rightarrow L_{840-850}$

$Qz_2 - \Sigma K + \Gamma + \mathbb{M}_{200} \rightarrow L + \Sigma K + \Gamma_{500} \rightarrow L + Px + \Gamma_{720} \rightarrow L_{760-780}$

Лалварский гранодиоритовый комплекс

Габбро: $Pl_{центр} - \Sigma K + \Gamma_{200} \rightarrow L + \Sigma K + \Gamma_{1000} \rightarrow L_{1200}$

$Pl_{край} - \Sigma K + \Gamma_{200} \rightarrow L + \Sigma K + \Gamma_{900} \rightarrow L_{1150}$

$Pl_2 - \Sigma K + \Gamma_{200} \rightarrow L + \Sigma K + \Gamma_{820} \rightarrow L_{1070}$

Гранодиорит: $Pl - \Sigma K_c + \Sigma K_{si} + \Gamma + \mathbb{M}_{200} \rightarrow L + \Sigma K_{si} + \Gamma + \mathbb{M}_{480} \rightarrow L + \Sigma K_{si} + \Gamma_{800} \rightarrow L_{1000}$

Лейкогранит: $Qz-\Sigma K+R+\Gamma+K_2O \rightarrow L+\Sigma K+R+\Gamma_{570^\circ} \rightarrow L+K+\Gamma_{750^\circ} \rightarrow L_{860}$

Процесс становления конкретных интрузивных комплексов, от ранних фаз к поздним, характеризуется закономерным понижением температур и увеличением концентраций летучих в расплавах. Четкие отличия температурных условий кристаллизации пород различных комплексов тоналитовой формации, достигающие $200^\circ C$, наряду со спецификой их вещественного состава, обусловлены уровнями генерации соответствующих расплавов (более глубокими в пределах Кафанского блока) и различиями в вещественном составе магмогенерирующих субстратов.

Особенности вещественного состава разновозрастных интрузивных комплексов свидетельствуют о необратимом характере его эволюции, проявившемся в первую очередь в смене формационного типа интрузивных комплексов во времени: плагиогранитная (J_2) - тоналитовая (J_3-K_1) - гранодиоритовая (F_2^2). В петрохимическом отношении этот ряд фиксирует переход от известково-щелочных (с толеитовым уклоном), несколько пониженной щелочности, резко натриевых ассоциаций к известково-щелочным, нормальной щелочности K-Na ассоциациям и далее к известково-щелочным-субщелочным ассоциациям. Эта смена сопровождается увеличением концентраций K, Rb, Sr, р.з.э., Pb, Sn, W и уменьшением - Ba, Sc, Y, Zr, Hf (см. табл. 2, 3). Установленная отчетливая латеральная продольная зональность состава однотипных пород тоналитовой (J_3-K_1) и гранодиоритовой (F_2^2) формаций в пределах различных блоков - северного - Алавердского и южного - Кафанского, по-видимому, обусловлена увеличением глубины выплавления и уменьшением степени частичного плавления магмогенерирующих субстратов. Существенные различия в температурах t_n и $t_{гом.}$ между кварцевыми диоритами Кохб-Шнохского комплекса (северный блок) - $t_n = 580^\circ C$, $t_{гом.} = 910-930^\circ C$ и кварцевыми диоритами Шикаохского комплекса (южный блок) - $t_n = 820^\circ C$, $t_{гом.} = 1120-1140^\circ C$ может служить дополнительным свидетельством в пользу указанного вывода.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И РУДОНОСНОСТЬ ПАЛЕОСТРОВОДУЖНЫХ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Проблема связи магматизма и оруденения является одной из актуальных в современной петрологии и геохимии и неоднократно

обсуждалась с позиций геохимической и петрологической типизации гранитоидов, их геохимической (металлогенической) специализации, причин рудогенерирующей способности гранитоидов. В последние годы при обсуждении этой проблемы особое внимание уделяется установлению источников рудного вещества и гидротермальных растворов, расшифровке процессов переноса и отложения рудного вещества. Выяснение указанных вопросов имеет ключевое значение при разработке моделей формирования рудно-магматических систем, позволяющих связывать воедино результаты комплексного изучения магматических и рудных формаций и имеющих не только теоретическое, но и большое прикладное значение.

Металлогенический профиль мезозойских магматических формаций ПЗЭ палеоостровной дуги определяется широким спектром рудных месторождений - медноколчеданных, колчеданно-полиметаллических, свинцово-цинковых жильных, железорудных скарных, железорудных гидросиликатных, медноскарных, сурьмяных и мышьяковых кварцево-жильных и др. Выявленные в последние годы (молибден)-медно-порфировые объекты привели к коренной переоценке перспектив региона в отношении указанного оруденения.

Закавказский сегмент ПЗЭ структуры характеризуется наличием серноколчеданного (Чирагидзор, Таганлы и др.), медноколчеданного (Шамлуг, Алаверды, Кафан, Кедабек и др.), колчеданно-полиметаллического (Ахтала, Шаумян, Шекербек и др.), железорудного (Дашкесан, Кохб, Мисхана, Боверигаш и др.), (молибден)-медно-порфирового (Техут, Цахкшат, Шикаох, Хар-Хар, Дамирлу, Карадаг, Касапет и др.) оруденения. По отношению к магматическим образованиям указанные объекты могут быть подразделены на две группы. Первая - пространственно приурочена к эндо- и экзоконтактной зонам интрузивов и представлена (молибден)-медно-порфировыми и железорудными месторождениями, вторая размещена в вулканитах и представлена серно-медноколчеданными и колчеданно-полиметаллическими месторождениями.

Различные аспекты проблемы рудоносности интрузивных формаций и характера связи магматизма и оруденения нами исследованы на примере наиболее перспективного, в пределах рассматриваемой островодужной структуры, Техутского (молибден)-медно-порфирового месторождения, Шамлугского медноколчеданного месторождения, а также Кохбского, Мисханского и Боверигашского железорудных проявлений [10, 13, 15, 19, 21, 24, 26-28, 33, 39, 42].

Разновозрастные, разнотипные интрузивные формации - плагио-гранитная (J_2), тоналитовая (J_3-K_1), гранодиоритовая (P_2^2) с учетом их петрографо-минералогических и геохимических особенностей, в целом соответствуют гранитоидам андезитового ряда, становление которых может завершаться образованием золото-шеелитовых, полиметаллических, медно-молибденовых, медноколчеданных, железорудных скарновых месторождений (Таусон, 1977).

Металлогеническая роль интрузивов среднеурьской плагиогранитной формации выявлена не полностью. Установленное нами в пределах Тавушского плагиогранитного интрузивного комплекса (молибден)-медно-порфиоровое оруденение [22], наряду с известными колчеданно-полиметаллическими проявлениями, свидетельствует об определенных перспективах формации, подтвержденных в дальнейшем при проведении Управлением геологии АрмССР (ныне ПО "Армгеология") специализированных прогнозно-металлогенических исследований в Шамшадинском рудном районе.

Наиболее продуктивными в отношении эндогенного оруденения являются интрузивные комплексы тоналитовой формации, с которыми генетически связывается скарновое магнетитовое, контактово-метасоматическое гематит-магнетитовое, кварц-гематитовое, сульфидно-арсенидно-кобальтовое, кварц-полиметаллическое, полиметаллическое жильное, алунитовое оруденение. Нами детально исследована типовая для формации - Кохб-Шнохская рудно-магматическая система, включающая одноименный раннемеловой тоналитовый интрузивный комплекс, и генетически связанные с ним Техутское (молибден)-медно-порфиоровое месторождение, Кохбское и Мисханское гематит-магнетитовое и Боверигашское кварц-гематитовое рудопоявления. В основу наших представлений о рудоносности гранитоидных интрузивных комплексов, характере связи оруденения с магматизмом положен комплекс геологических, петрографических и геохимических данных, в том числе по выявлению источников гидротермальных растворов и рудного вещества разнотипного оруденения. Широкое использование результатов изотопных исследований главных рудообразующих и нерудных минералов железорудных объектов, кварцев и кальцитов Техутского (молибден)-медно-порфиорового и Шамлугского медноколчеданного месторождений, известняков из вулканогенно-осадочной толщи с участков Кохбского и Мисханского железорудных проявлений позволили разработать модель формирования палеоостроводужной³³ рудно-магматической системы с разноформационным оруденением [42].

Рассмотренные рудные объекты характеризуются специфической геологической позиции, магматического и структурного контроля оруденения, морфологии рудных тел, минерального состава (табл. 5). С точки зрения решения различных аспектов генезиса оруденения и разработки модели формирования рудно-магматической системы первостепенное значение имеют: базитовый состав исходного расплава тоналитового интрузивного комплекса; петрогенетический механизм его становления, предусматривающий взаимодействие базитового расплава с кислым коровым материалом и в значительной степени обуславливающий раннюю кристаллизацию плагиоклаза; более позднее выделение роговой обманки и биотита, характеризующихся низкой железистостью; увеличение роли магнетита и обогащение флюидной фазы железом. На основании изотопно-кислородных данных установлены температуры рудоотложения (по парам кварц-магнетит и кальцит-магнетит) и изотопный состав воды рудообразующих растворов Кохбского ($340+440^{\circ}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O} = 6,8+7,8\%$) и Мисханского ($370+380^{\circ}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O} = 9,5+10,1\%$) проявлений, свидетельствующие о магматическом источнике вод. Альтернативное объяснение, предполагающее возможность изотопного сдвига в результате изотопного обмена поверхностных вод с породами массива или с нераскристаллизованным расплавом, не может быть принято, поскольку, согласно результатам изотопно-кислородного исследования Кохб-Шнохского интрузивного комплекса значения $\delta^{18}\text{O}$ пород различных фаз массива и породообразующих минералов характеризуются величинами, свидетельствующими об отсутствии влияния поверхностных вод [18, 25].

Установлена существенная роль известняков, присутствующих в виде линз в позднеюрских вулканитах в экзоконтактной полосе Кохб-Шнохского интрузива в районе рудопроявлений, в утяжелении изотопного состава кислорода и углерода рудообразующих растворов. Выявлена прямая зависимость степени их утяжеления от масштабов развития известняков на соответствующих проявлениях (на Кохбском - $\delta^{18}\text{O} = 6,8+7,8\%$, $\delta^{13}\text{C} = -2,8+3,1\%$, на Мисханском - $\delta^{18}\text{O} = 9,5+10,1\%$, $\delta^{13}\text{C} = -1,3 + -1,6\%$). Установлена роль известняков и в качестве геохимического барьера (окислителя), ответственного за процессы рудообразования, и проявляющаяся в растворении известняков, приводящем к обогащению растворов гидрокарбонатом кальция и окислительно-восстановительным реакциям в растворе между ионами двухвалентного железа и бикарбоната с образованием гематита и магнетита. Магматический источник рудо-

Таблица 5

Краткая характеристика месторождений Северной Армении

Месторождения	Рудовмещающие породы, их возраст	Структурный контроль оруденения	Морфология рудных тел	Парагенетические ассоциации
Кохбское и Мисханскре	Лавы, туфы, туфобрекчии андезитов, андезито-дацитов, алевролиты, линзы мраморизованных известняков (J_2 - J_3)	Экзоконтактовая полоса Кохбского массива и контактовые части ороговикованных и пропильтизированных туфогенных пород с мраморизованными известняками	Линзо-гнездообразные залежи	I. Гематит-магнетитовая; II. Сульфидная (пиритовая); III. Карбонатная
Боверигашское	Тоналиты и кварцевые диориты Кохб-Шнохского интрузива (J_3 - K_1)	Эндоконтактовая зона Кохбского массива и разломы северо-восточного простирания	Жилы и жильные зоны	I. Кварц-гематитовая; II. Карбонатная
Техутское	Тоналиты и кварцевые диориты Кохб-Шнохского интрузива, штоки и дайки кв.диорит-порфиритов (J_3 - K_1)	Нарушения северо-восточного простирания, эндоконтактовая зона Кохбского интрузива, штоки и дайки кв.диорит-порфиритов	Штокверковые зоны	I. Кварц-сульфидная; II. Ангидрит-гипс-сульфидная
Шамлугское	Лавы, туфы, туфобрекчии риолитов, андезитов, андезито-дацитов (J_2)	Межформационные контакты пород, нарушения близширотного и северо-восточного простирания, субвулканические тела риолитовых порфиров	Линзо-штокообразные тела и жилы	I. Пиритовая; II. Пирит-халькопиритовая III. Полиметаллическая; IV. Баритовая; V. Ангидрит-гипсовая и карбонатная

образующих растворов ($\delta^{18}\text{O} = 6,1\%$) определен и для Боверигашского кварц-гематитового проявления.

Техутское (молибден)-медно-порфиоровое месторождение представляет собой новый для Малого Кавказа тип месторождений. Ранее оно относилось к классу вулканогенных месторождений, либо отождествлялось с Каджаранским, Агаракским и др. месторождениями третичного возраста и другой формационной принадлежности - медно-молибден-порфиоровой. Нами обоснована принадлежность Техутского месторождения к диорит-тоналитовой модели медно-молибденовых месторождений, принципиально отличающихся от широко известных месторождений "монзонит-гранодиоритовой" модели (Каджаран, Агарак и др.) по геолого-тектоническим условиям формирования, типу рудоносной и рудной формаций, особенностями вещественного состава и т.д. [22, 27, 33, 42].

В разновозрастных островодужных (вторичногеосинклинальных по Г.А.Твалчрелидзе) структурах месторождения, однотипные с Техутским, пользуются широким распространением (Салаватское, Вознесенское; Асарел, Цар Асеч, Болгария; Майданпек, Югославия; Пангуна, Папуа - Новая Гвинея; Маркоппер, Филиппины; Плесиуми, Соломоновы о-ва; Рио-Виви, Пуэрто-Рико и др.). Указанные объекты относятся к медно-порфиоровым месторождениям "диорит-тоналитовой" модели, выделенной В.Холлистером в дополнение к "монзонит-гранодиоритовой" модели Дж.Лоуэлла и Дж.Джилльберта. Медно-порфиоровые месторождения "монзонит-гранодиоритовой" модели изучены довольно детально, в частности, для ряда из них установлены источники металлов, серы, воды гидротермальных растворов. Аналогичные данные для медно-порфиоровых месторождений "диорит-тоналитовой" модели отсутствуют. В этой связи результаты исследования Техутского месторождения представляют более общий интерес для разработки генетической модели становления медно-порфиоровых месторождений "диорит-тоналитовой" модели.

Для генетических построений важное значение имеют: приуроченность месторождения к эндоконтактной зоне интрузива, к дайко- и штокообразным телам диоритов, кварцевых диоритов, тоналитов в полосе северо-восточных дорудных нарушений; отчетливая латеральная зональность, проявляющаяся в приуроченности сульфатов к внешней эндоконтактной зоне, а сульфидов - к внутренней части интрузива и рудоносных штоков; близкларковые концентрации меди в породах Кохб-Шнохского интрузивного комплекса в целом, в

том числе в кварцевых диоритах и тоналитах (39 г/т) и отчетливое уменьшение его содержания в лейкогранитах поздней фазы (12 г/т); повышенные концентрации меди (до 60 г/т) в эндоконтактных разностях тоналитов и кварцевых диоритов, обогащенных летучими; связь около 65% меди в породах с породообразующими минералами; неравномерное распределение меди и его минералов в породах различных фаз; отсутствие акцессорно-минеральной специализации интрузива на халькопирит; близкларковые концентрации молибдена в тоналитах и кварцевых диоритах (1,2 г/т) и отчетливое повышение его концентраций в лейкогранитах поздней фазы (2,4 г/т); отсутствие акцессорно-минеральной специализации интрузива на молибденит; пониженные концентрации серы в тоналитах и кварцевых диоритах ($S_{\text{общ.}} = 0,011\%$). Важная особенность минерального состава руд месторождения - около 90% общего объема рудных минералов представлено пиритом, свидетельствует о рудоотложении из растворов, обогащенных железом, и в этом отношении они аналогичны гидротермально-магматическим растворам Кохб-Шнохского интрузива.

Изотопно-кислородный состав воды гидротермальных растворов Техутского месторождения - 2,8 + 3,9‰ значительно понижен по сравнению с аналогичными данными Кохбского и Мисханского месторождений, а также относительно изотопного состава воды флюидов Кохб-Шнохского интрузива (~ 6,1‰). Наиболее приемлемым объяснением понижения значений $\delta^{18}\text{O}$ рудообразующих растворов является механизм их смешения с поверхностными водами.

Пониженные концентрации серы в неизмененных породах интрузива, незначительное содержание сульфидов (до 3,5%) и полное отсутствие сульфатов в Кохбском и Мисханском железорудном месторождениях, наряду с зональным распределением сульфидов и сульфатов по отношению к интрузиву, наконец, уменьшение количества серосодержащих минералов от эндоконтактов к центральным частям интрузивных тел, свидетельствуют о поступлении серы извне в сульфатной форме и ее восстановлении до сульфидного состояния при проникновении в массив. С учетом островодужного режима района в период формирования месторождения, значений изотопно-кислородного состава воды рудообразующих растворов, промежуточных между значениями магматической и морской воды, соответствия изотопного состава серы ангидритов (16,6‰) месторождения сульфатной сере юрско-мелового моря, источником сульфатной серы нами при-

нимается морская вода. Проникновение ее в массив через систему разломов предопределяет смешение с гидротермально-магматическими растворами Кохб-Шнохского интрузивного комплекса, обуславливая ее "гибридный" характер. Уменьшение величины $\delta^{18}\text{O}$ исходных рудоносных растворов (~6,1‰) до изотопного состава рудообразующих растворов Техутского месторождения предполагает смешение воды двух источников в соотношении ~1:1, которое в этом случае приведет к понижению температуры "гибридного" раствора ниже "критического" минимума (250°C), необходимого для abiогенного восстановления сульфатной серы и осаждения сульфидов. В этом аспекте процесс рудообразования из этих растворов возможен лишь при их нагреве (до 315-365°C), который обеспечивается в контуре теплового воздействия еще не полностью раскристаллизованных интрузивных пород.

Важным свидетельством участия морской воды в формировании гидротермальных растворов Техутского месторождения является, наконец, изотопный состав водорода воды флюидных включений ангидритов - $\delta\text{D} = 20-40\text{‰}$.

Таким образом, модель формирования Кохб-Шнохской рудно-магматической системы в составе тоналитового интрузивного комплекса, железорудного и (молибден)-медно-порфирового оруденения предусматривает ассимиляцию исходным базитовым расплавом кислого материала коры, обуславливающую увеличение концентраций кислых компонентов в расплаве и обогащение флюидной фазы железом. Становление Кохбского и Мисханского проявлений представляется в виде ряда последовательных процессов, включающих в себя взаимодействие магматогенных гидротермальных растворов с известняками, приводящее к обогащению растворов гидрокарбонатом кальция, окислительно-восстановительные реакции в растворе между ионами двухвалентного железа и бикарбоната с образованием гематита и магнетита. Специфичной особенностью гидротермальных систем Кохбского и Мисханского месторождений являлось направленное и необратимое движение рудоносных растворов. Раскристаллизация интрузива сопровождается уменьшением количества гидротермальных растворов и понижением их давления на участках рудоотложения до гидростатического и формированием, под воздействием тепловой энергии интрузива, конвективно циркулирующей системы. С функционированием этой системы связано отложение небольшого количества сульфидов, выщелоченных, по-видимому, из вмещающих вулканитов, и отсутствию-

ющих в ранних парагенетических ассоциациях Кохбского и Мисханского рудопроявлений [42].

Принципиально иной является модель становления Техутского (молибден)-медно-порфирового месторождения. Она предусматривает поступление в зону разломов северо-восточного простирания, по мере кристаллизации интрузива, с одной стороны, гидротермально-магматических растворов, с другой - морской воды, и их смешение на определенной глубине, где давление магматических растворов понизилось до гидростатического. Рудоотложение происходило из конвективно циркулирующей гидротермальной системы, функционирование которой осуществлялось за счет тепловой энергии массива. Рудообразующие элементы имели два источника: сера - морской, а металлы (железо, медь, молибден) - магматический. Поступление серы в сульфатной форме сопровождалось ее восстановлением до сульфидного состояния абиогенным путем, которое обеспечивалось нагревом "гибридного" гидротермального раствора до необходимой величины в зоне теплового воздействия кристаллизующегося магматического расплава, штоков кварцевых диоритов и тоналитов. Увеличение доли морской воды в рудообразующих растворах в результате завершения кристаллизации интрузива привело к смене ранней кварц-сульфидной ассоциации поздней - ангидрит-гипс-сульфидной.

В отличие от воды и серы прямые данные об источнике меди и молибдена отсутствуют. В то же время наличие устойчивой пространственной и временной связи между кварцевыми диоритами, тоналитами и оруденением, как для Техутского месторождения, так и для аналогичных объектов в целом, позволяет рассматривать их в качестве отдельных составляющих единого глубинного процесса, а с учетом базитового состава исходного расплава можно достаточно корректно говорить о мантийном источнике металлов. Разумеется, при этом не исключается возможность мобилизации металлов и из "гранитно-метаморфического" слоя коры.

Разработанная модель существенно отличается от известных моделей формирования медно-молибден-порфировых и молибден-порфировых месторождений, в том числе в части источников воды гидротермальных растворов. Для этих месторождений, в частности, для месторождения Клаймакс установлено смешение магматогенных вод не с морскими, а с метеорными водами (Holl et al., 1974). Исследование типичного представителя медно-молибденовых месторождений "монзонит-гранодиоритовой" модели Кавказа - Каджаранского,

также выявило смешение магматогенных вод с метеорными, причем доля метеорных вод в составе воды гидротермальных растворов, отчетливо увеличивается к поздним стадиям минерализации [43]. Таким образом, выделенные нами на Малом Кавказе медно-молибденовые месторождения "монзонит-гранодиоритовой" и "тоналитовой" модели отличаются не только по возрасту, типу рудоносной и рудной формаций, минеральному составу руд, стадийности процессов рудообразования и т.д., но и по источнику воды гидротермальных растворов. Эти различия имеют принципиальное значение при разработке моделей их становления, они не случайны и обусловлены геодинамическим режимом их формирования, соответственно коллизионным (тектонно-магматическая активизация) и островодужным (вторично-геосинклиналиным).

Проблема генезиса и возраста медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Малого Кавказа до настоящего времени остается дискуссионной. Анализ существующих материалов по геологии этих месторождений, с учетом радиологического возраста околорудных метасоматитов свидетельствуют о после-позднеюрском-раннемеловом возрасте оруденения [10, 19]. Аргументы в пользу представлений о связи оруденения с кислыми субвулканическими образованиями (риолитами), либо с интрузивными образованиями - пространственная сближенность оруденения, а также совпадение фаций глубинности оруденения с соответствующими магматитами и т.д. не однозначны и одинаково приложимы как к субвулканическим, так и к интрузивным образованиям. Повышенные концентрации меди ("металлогеническая специализация"), отмечаемые в кислых субвулканических и в интрузивных образованиях, также приводимые в качестве одного из аргументов генетической связи оруденения с соответствующими магматитами, обусловлены либо наложенными процессами, либо ошибкой приближенно-количественного спектрального анализа [10, 11, 19]. Вопрос об уровнях концентраций меди в породах не является определяющим при решении генетических проблем, поскольку, как известно, даже кларковые концентрации рудных и рассеянных элементов достаточны для образования соответствующих месторождений, хотя при прочих равных условиях повышенные концентрации рудообразующего элемента являются благоприятным фактором для реализации процессов рудообразования.

Отмечаемое широкое распространение в кислых субвулканических образованиях таких характерных для медноколчеданных и кол-

чеданно-полиметаллических месторождений минералов, как пирит, халькопирит, сфалерит, галенит и др. обусловлено наложенными гидротермальными процессами в пределах рудных полей. Присутствие в небольших количествах пирита и халькопирита в некоторых разностях субвулканических риолитов и в лейкогранитах поздней фазы тоналитовой формации обязано кристаллохимическим факторам [16, 19].

Анализ всего комплекса данных свидетельствует об отсутствии однозначных данных в пользу генетической связи оруденения с субвулканическими, либо с интрузивными образованиями. В этой связи нами было выдвинуто альтернативное представление о глубинном, по-видимому, верхнемантийном источнике медноколчеданного оруденения [19]. В этой связи немаловажный интерес представляет и вопрос об источнике гидротермальных растворов. Участие морской воды при становлении Техутского месторождения, с учетом вероятности более широких масштабов влияния морского бассейна при формировании колчеданных месторождений, наряду с приуроченностью всех медноколчеданных месторождений рассматриваемой области к зонам разломов, а также большое участие в их минеральном сложении гипса, барита, ангидрита, позволяет а priori предполагать участие морской воды и при формировании медноколчеданных месторождений. Анализ результатов исследования изотопного состава серы Шамлугского месторождения (Севунц, 1974) - типичного представителя медноколчеданных месторождений Малого Кавказа, наряду с полученными нами данными по изотопному составу кислорода кварца и воды рудообразующих растворов Шамлугского месторождения, подтверждают это предположение [27, 33, 42]. Анализ значений $\delta^{34}\text{S}$ пирита и халькопирита из медноколчеданных руд - соответственно 4,0 и 2,8‰ (сред. из 19), пирита из вкрапленных серноколчеданных руд - 3,8‰ (сред. из 34), гипса - 14,6‰ (сред. из 8) свидетельствует об отложении пирита и халькопирита в условиях изотопного равновесия и об отсутствии такового между пиритом и гипсом. Значения $\delta^{34}\text{S}$ суммарной серы растворов - 2,8±14,6‰, нижняя граница которых соответствует сере магматического происхождения, а верхняя - сульфатной сере юрско-мелового моря, могут интерпретироваться в качестве показателя как глубинного, так и морского источника серы или - участия в рудообразовании серы двух источников. С учетом изотопного состава кислорода воды рудообразующих растворов Шамлугского месторождения - 1,3±2,4‰,

промежуточном между значениями морской и магматической воды, следует принять вариант смешения вод магматического и морского происхождения. Вывод об участии морской воды и ее сульфатов в процессах рудогенеза, на основании геологических и изотопных (серы) данных был сделан и для Загликского алунитового месторождения в пределах Дашкесанского рудного поля (Шипулин, 1968), отстоящего более чем в 150 км юго-восточнее рассматриваемых месторождений в пределах единой структурно-формационной зоны. Таким образом, участие морской воды в процессах рудогенеза является региональным фактором, который проявлен при формировании разнотипного оруденения в различных частях Закавказского сегмента ПЗЭ палеоостроводужной постройки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Особенности геолого-тектонического развития, магматической активности и эволюции ПЗЭ энсиалической островодужной структуры, обусловленные кинематикой движения Евразии и Афро-Аравии и сопровождающиеся поглощением тетической океанической коры, связаны с последовательными стадиями этого процесса, с различной интенсивностью, проявившимися в ее различных частях. В пределах Закавказского сегмента ранне-среднеюрская и позднеюрско-раннемеловая стадии этого процесса сопровождались становлением полифазных интрузивов соответственно плагиогранитной и тоналитовой формаций. Среднеэоценовый гранодиоритовый магматизм проявлен в бортовых структурах Закавказского сегмента ПЗЭ островной дуги и является отражением мощного палеогенового магматизма, широко проявленного на громадной территории от Родоп до Афганистана.

ПЗЭ островодужная структура по набору магматических формаций отличается от типового ряда островодужных формаций и относится к островным дугам неполного цикла развития. Становление последовательного ряда полифазных интрузивных комплексов, различной формационной принадлежности - плагиогранитная (J_2), тоналитовая (J_3-K_1), гранодиоритовая (P_2^2) с гомодромным изменением вещественного состава фиксирует различные стадии наращивания земной коры рассматриваемой области и необратимый характер эволюции гранитоидного магматизма.

Становление разнотипных энсиалических островодужных гранитоидных формаций и прежде всего пород, слагающих их основной

объем, связано с различными петрогенетическими процессами. Первый из них, характерный для образования плагиогранитов, предполагает выплавление кислых, натриевых расплавов в низах континентальной коры без существенных проявлений процессов их смешения (ассимиляции). Установленные отличия в вещественном составе плагиогранитов энсиалических островных дуг и плагиогранитов в составе офиолитовых ассоциаций обусловлены автономностью их магмогенерирующих субстратов и различиями петрогенетических механизмов формирования - соответственно анатектическим выплавлением из нижней коры и кристаллизационной дифференциацией исходного бонинитового расплава. Специфика вещественного состава изученных плагиогранитов свидетельствует о возможности генерации низкоглиноземистых, высокоиттербиевых разностей не только в океанических условиях, но и в пределах энсиалических островодужных структур на ранних стадиях их развития.

Второй петрогенетический механизм, характерный для формирования кварцевых диоритов, тоналитов, гранодиоритов, слагающих основной объем островодужных гранитоидных формаций, связан с интенсивным взаимодействием (ассимиляция, смешение) в системе мантия-кора исходного базальтового расплава с коровым материалом кислого состава. Трехстадийная модель формирования полифазных гранитоидных комплексов, предполагающая выплавление базитовых расплавов (габброидная фаза), его взаимодействие с коровым материалом в пределах "гранитно-метаморфического" слоя (гранитоидная фаза), дальнейшее взаимодействие гибридного расплава с коровым материалом при определенной роли процессов дифференциации (гранитная фаза), по-видимому, может являться типовой для габбро-гранитоидных комплексов энсиалических островодужных (вторичногеосинклинальных) и активноокраинных структур. Механизм формирования габбро-гранитоидных комплексов энсиалических островодужных структур принципиально отличается от известных моделей образования габбро-гранитоидных формаций энсиматических (первичногеосинклинальных) структур, в основу которых положены процессы кристаллизационной дифференциации.

Выделенный нами новый для Кавказа тип (молибден)-меднопорфировых месторождений (Техут, Цахкшат, Шикаох, Хар-Хар и др.) тоналитовой модели существенно отличается от широко известных медно-молибден-порфировых месторождений (Каджаран, Агарак и др.) по геодинамической обстановке формирования, типу рудосносной и

рудной формаций, возрасту, вещественному составу руд, источнику серы и воды гидротермальных растворов, механизму образования. Модель становления палеоостроводужной рудно-магматической системы с (молибден)-меднопорфировым оруденением принципиально различается от известных моделей образования медно-молибден-порфировых и медно-порфировых месторождений прежде всего впервые установленным участием морской воды и серы в формировании гидротермальных растворов. Эти различия не случайны и являются отражением коренных различий в геодинамическом режиме становления (молибден)-медно-порфировых и медно-молибден-порфировых месторождений - соответственно островодужном и коллизионном (тектоно-магматической активизации).

Наличие (молибден)-медно-порфирового оруденения в различных частях Закавказского сегмента ПЗЭ энсиалической островодужной структуры позволяет коренным образом пересмотреть перспективы региона относительно возможностей обнаружения в ее пределах (молибден)-медно-порфирового оруденения.

СПИСОК ОПУБЛИКОВАННЫХ РАБОТ АВТОРА,
ПОЛОЖЕННЫХ В ОСНОВУ НАСТОЯЩЕГО ДОКЛАДА

1. К вопросу о генезисе плагиогранитов и трондьемитов (на примере Алавердского района). Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, 1965, № 6, с.32-41.
2. О взаимоотношении эффузивного и интрузивного магматизма (на примере юрско-неокомского магматизма Алавердского рудного района). Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, 1966, № 1-2, с.90-101.
3. Формационные типы магматических комплексов Алавердского рудного района. Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, 1967, № 1-2, с.54-61.
4. О магматических формациях альпийского тектоно-магматического цикла (Армянская ССР). Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, 1967, № 4, с.15-31 (совместно с Р.Т.Джрбашяном, Б.М.Меликсетяном).
5. Новые данные о границе эоцена и верхней юры в пределах Алавердского рудного района. ДАН АрмССР, 1968, т. 46, № 1, с.18-21. (совместно с Г.П.Багдасаряном).
6. Основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории Армянской ССР. Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, 1968, № 1-2, с.6-39 (совместно с А.А.Габриеляном, Г.П.Багдасаряном, Р.Т.Джрбашяном, К.И.Карапетяном, Б.М.

Меликсетяном, А.Х.Мнацаканян).

7. Новые данные по петрографии и геохронологии некоторых вулканических и субвулканических образований Алавердского рудного района. Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, 1968, № 6, с.93 - 101 (совместно с Г.П.Багдасаряном).
8. Некоторые аспекты взаимосвязи петрохимических и петрофизических исследований пород колчеданных месторождений Северной Армении. В кн.: Вопросы петрохимии. Материалы к совещанию. Л., Недра, 1969, с.197-198 (совместно с С.У.Вартаняном).
9. Закономерности распределения лития, рубидия и таллия в геосинклинальных интрузивных формациях Алавердского рудного района. Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, 1970, № 1, с.33-41.
10. Закономерности распределения меди и вопросы металлогенической специализации геосинклинальных магматических формаций Алавердского рудного района. Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, 1970, № 2, с.18-30 (совместно с Г.М.Мкртчяном).
11. Влияние химического состава пород на интенсивность спектральных линий меди и пути его устранения. Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, 1970, № 4, с.58-69 (совместно с Г.М.Мкртчяном).
12. Некоторые закономерности взаимосвязи тектоники и магматизма альпийской геосинклинальной области Антикавказа (Армянская ССР). В кн.: Магматизм и металлогения Армянской ССР. Зап. Арм.отд.ВМО, вып.5. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1972, с.34-45 (совместно с Р.Т.Джрбашяном, Б.М.Меликсетяном).
13. Магматические формации Армянской ССР и связанные с ними полезные ископаемые. В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Труды IV Всесоюзного петрографического совещания, ч.П, М., Наука, 1972, с.122-133 (совместно с Г.П.Багдасаряном, С.Б.Абовяном, В.А.Агамалюном, С.И.Баласаняном, Р.Т.Джрбашяном и др.).
14. Диабазовая (диабаз-пикритовая) формация Малого и Большого Кавказа. ДАН АрмССР, 1973, т.57, № 1, с.26-29 (совместно с В.В.Плошко).
15. Изотопы серы в породах и рудах Алавердского района. Геология рудных месторождений, 1973, № 5, с.115-119 (совместно с Л.Н.Гриненко, Ю.П.Гириным, А.Г.Севунцем, Л.И.Савиной).
16. Особенности распределения и состава акцессорных минералов геосинклинальных интрузивных комплексов Алавердского рудного района. В кн.: Магматизм и оруденение Армянской ССР.

Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 6. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1974, с. 93-102.

17. Формационное расчленение магматических комплексов Армянской ССР. В кн.: Магматизм и металлогения Армянской ССР. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 7. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1974, с. 5-24 (совместно с Г. П. Багдасаряном, С. Б. Абовяном, В. А. Агамаляном, С. И. Баласаняном, Р. Х. Гукасяном, Р. Т. Джрбашяном и др.).
18. Изотопный состав кислорода интрузивных комплексов Северной Армении и некоторые вопросы происхождения гранитов. Arbeitstagung. Isotope in der Natur. Zusammenfassungen der Vortrage. Gera, 1975, p. 25-26 (совместно с Е. И. Донцовой, М. С. Акопяном).
19. Петрология, минералогия и геохимия интрузивных комплексов Алавердского рудного района. В кн.: Петрология и геохимия интрузивных комплексов некоторых рудных районов Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1976, с. 137-282.
20. Возрастная и формационная корреляция магматических образований территории СССР, вып. 1, Л., 1977, с. 5-46 (автор и редактор совместно с Г. Д. Афанасьевым, Г. С. Дзоценидзе и др.).
21. Особенности магматизма колчеданосных районов Армянской ССР. В кн.: Рудоносность магматических формаций. Тезисы докладов. Тбилиси, 1978, с. 66-67.
22. Магматические и метаморфические формации Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1981, с. 5-331 (соавторы С. Б. Абовян, В. А. Агамалян, А. Т. Асланян, Г. П. Багдасарян, Р. Т. Джрбашян и др.).
23. Основные закономерности становления и происхождения гранитоидных формаций Малого Кавказа. В кн.: Магматические формации складчатых областей Сибири, проблемы их происхождения, рудоносности и картирования. Тезисы докладов. Новосибирск, 1981, с. 57-58 (соавтор Б. М. Меликсетян).
24. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических и метаморфических образования Армянской ССР. В кн.: Петрология литосферы. Тезисы докладов VI Всесоюзного петрографического совещания. Л., 1981, с. 259-260 (соавторы В. А. Агамалян, Р. Т. Джрбашян, Б. М. Меликсетян, А. Х. Мнацаканян).
25. К петрологии интрузивных комплексов Алавердского рудного района в свете изотопно-кислородных данных. Геохимия, 1981,

- № 6, с. 850-862 (соавтор М.С.Акопян).
26. Взаимоотношение магматизма и рудообразования в свете изотопно-кислородной геохимии (на примере Алавердского рудного района). УІ Симпозиум Международной ассоциации по генезису рудных месторождений. Тезисы докладов. Тбилиси, 1982, с.59-60 (соавторы М.С.Акопян, В.О.Пароникян).
 27. К вопросу генезиса Техутского медно-молибденового месторождения. Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, 1982, № 6, с.38-43. (соавторы М.С.Акопян, В.О.Пароникян).
 28. Рудно-магматические системы Алавердского рудного района и методы их изучения. ІУ Региональное петрографическое совещание по Кавказу, Крыму, Карпатам. Тезисы докладов. Тбилиси: Изд-во "Мецниереба", 1983, с.91-92 (соавторы М.С.Акопян, В.О.Пароникян).
 29. Условия образования разноформационных габбро-гранитоидных комплексов Армении. X Семинар "Геохимия магматических пород". Тезисы докладов. М., 1984, с.123-124 (соавтор Б.М.Романчев).
 30. Закономерности эволюции магматизма малого Кавказа. Тезисы. 27 МГК, т.ІУ, Секции 08, 09. М., Наука, 1984, с.238-239 (соавторы В.А.Агамалян, Р.Т.Джрбашян, Б.М.Меликсетян, А.Х.Мнацаканян, Р.А.Хоренян, З.О.Чибухчян).
 31. Изотопно-кислородные индикаторы процессов дифференциации и ассимиляции в петрогенезисе габбро-гранитоидных и базальт-риолитовых формаций. Тезисы. 27 МГК, т.ІУ, Секции 08, 09, М., Наука, 1984, с.240-241 (соавтор М.С.Акопян).
 32. К вопросу о термобарических условиях образования пород тоналитовой формации Армянской ССР. Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, 1984, № 6, с.14-22 (соавторы Р.А.Хоренян, З.О.Чибухчян).
 33. Relationships between magmatism and mineralization in the light of isotope-oxygen geochemistry (with particular reference to the Alaverdy ore district). Proceedings of the Sixt Quadrennial IAGOD Symposium. Germany, Stuttgart, 1984, p.235-240 (co-authors M.S.Akopyan and V.O.Paronikyan).
 34. Условия формирования некоторых габбро-гранитоидных формаций Армении. Геохимия, 1985, № 6, с.808-820 (соавтор Б.П.Романчев).

35. О происхождении тронджемитов Кохб-Шнохского массива. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1985, № 5, с.32-38 (соавторы М.С.Акопян, Б.П.Романчев).
36. Закономерности становления магматических формаций Малого Кавказа и некоторые вопросы геодинамики. Происхождение и эволюция магматических формаций в истории Земли. Тезисы докладов УП Всесоюзного петрографического совещания. Том I. Новосибирск, 1986, с.144-145 (соавторы В.А.Агамалян, Р.Т.Джрбашян, Г.А.Казарян, Б.М.Меликсетян, А.Х.Мнацаканян, Р.А.Хоренян, Э.О.Чибухчян).
37. Мезозойские островодужные интрузивные формации Малого Кавказа и некоторые вопросы петрологии габбро-гранитоидных формаций. Тезисы докладов УП Всесоюзного петрографического совещания. Том II. Новосибирск, 1986, с.117-118 (соавторы М.С.Акопян, Б.П.Романчев).
38. Изотопно-кислородные индикаторы процессов дифференциации и ассимиляции. В кн.: Океанический магматизм. Эволюция, геологическая корреляция. М., Наука, 1986, с.133-138 (соавтор М.С.Акопян).
39. Рудный узел Алаверди-Шамлуг-Ахтала (научные основы и методы прогноза рудоносности). Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1986, с.5-184 (соавторы А.И.Карапетян, Ш.О.Амирян, О.П.Гуюмджян, В.О.Пароникян, А.Э.Алтунян, М.С.Азизбекян и др.).
40. Петрология и рудоносность палеоостроводужных габбро-гранитоидных формаций (на примере Малого Кавказа). Роль региональной петрографии в решении глобальных петрологических проблем. Тезисы докладов выездной сессии Межведомственного петрографического комитета. Ереван, 1987, с.21-23.
41. Минералого-геохимические особенности палеоостроводужных габбро-гранитоидных формаций Малого Кавказа как индикаторы их петрогенезиса: В кн.: Оценка перспектив рудоносности геологических формаций при крупномасштабном геологическом картировании и поисках минералого-геохимическими методами. Тезисы докладов Всесоюзного петрологического симпозиума. Л., 1988, с.150.
42. Кохб-Шнохская палеоостроводужная рудно-магматическая система и модель ее формирования. Геохимия, 1989, №12, с. (соавторы А.Т.Асланян, М.С.Акопян, В.О.Пароникян).
43. Новые данные о генезисе Каджаранского медно-молибденового

месторождения. ДАН АрмССР, 1989, т.89, №1, с.26-29.
(соавторы М.С.Акопян, О.Г.Маданян, Р.Н.Таян, Г.Г.Искандарян).

44. Петрология палеоостроводужных габбро-гранитоидных формаций (на примере Малого Кавказа). Докл.сов.геологов на 28 МК, т.13, М.: Наука, 1989, с.166-176. В кн.: Кристаллическая кора в пространстве и времени. Магматизм.

С о д е р ж а н и е

	стр.
1. Общая характеристика работы	3
2. Геология и формационная типизация интрузивных образований	10
3. Особенности вещественного состава интрузивных формаций	16
4. Петрогенетические особенности островодужных гранитоидных формаций	25
5. Металлогенетические особенности и рудоносность островодужных гранитоидных формаций	34
6. Заключение	45
7. Список опубликованных работ автора, положенных в основу доклада	47

ВФ 06103

Заказ 859

Тираж 120

Сдано в производство 9.06.1989 г., подписано к печати
9.06.1989 г., печ. 3,2 л + 2 вкл., усл.печ.3,28 л.,
изд. 2;2 л., бумага № 1, 60x84 1/16.

Эчмиадзинская типография АН Армянской ССР

Leysport

1916