

ՀԱՍՏ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES



Журнал основан в 1943 г., выходит 6 раз в год
на русском и армянском языках

ԽՄԻԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ

ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Տ. Ասլանյան, տեխն. գիտ. թեկն. Ս. Վ. Բա-
ղալյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Ա. Հ.
Դարբինյան (պատասխանատու խմբագիր), Երկրա-հանք. գիտ. դոկտ. Ա. Ի.
Կառապետյան, Երկրա-հանք. գիտ. թեկն. է. Խ. Ղուլյան, Երկրա-հանք. գիտ.
թեկն. Բ. Մ. Մելիքսեթյան, Երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Կ. Գ. Շիրինյան, Երկրա-
հանք. գիտ. թեկն. Լ. Տ. Միրիջանյան, է. Ա. Ռոստոմովա (պատասխանատու
քարտուղար), ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, Երկրա-հանք.
գիտ. թեկն. Ա. Ս. Ֆարամազյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ)։

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Член-корр. АрмССР А. Т. Асланян, член-корр. АН АрмССР А. Б.
Багдасарян, канд. техн. наук С. В. Бадалян, академик АН АрмССР А. А.
Габриелян (ответственный редактор), канд. геол.-мин. наук Э. Х. Гулян,
доктор геол.-мин. наук А. Н. Карапетян, канд. геол.-мин. наук Б. М.
Меликсетян, канд. геол.-мин. наук Р. Т. Мириджанян, Э. С. Ростомова
(ответственный секретарь), член-корр. АН АрмССР Г. Н. Тер-Степанян,
канд. геол.-мин. наук А. С. Фарамазян (зам. ответственного редактора),
канд. геол.-мин. наук К. Г. Ширинян.

Խմբագրության հասցեն՝ 375019, Երևան 19, Մարշալ Բաղրամյանի պող., 24ա.

Адрес редакции: 375019, Ереван, 19, пр. Маршала Баграмяна, 24а

© Издательство АН Арм. ССР
Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1985

СОДЕРЖАНИЕ

А. Т. Асланян. Институту геологических наук АН Армянской ССР 50 лет	3
М. А. Сатян. Металлоносные силициты позднемезозойской офиолитовой серии Малого Кавказа	19
Р. Л. Мелконян, М. С. Акопян, Б. И. Романчев. О генезисе трондьемитов Кохб- Шнохского массива	32
К. И. Карапетян. Об игнимбритовой природе артик-туфа (туфолавы арктиско- го типа)	38
А. Х. Мнацаканян, Э. Х. Хуршудян. Изменчивость состава клинопироксенов верхнемелового базальтового комплекса как отражение степени его диф- ференцированности (Иджеванский прогиб)	44
С. О. Ачикгезян. О геодинамическом развитии и металлогении Малого Кав- каза в мезокайнозойе	71

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

№ 5

ճառք XXVІІІІ

1985

ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Ա. Տ. Ասլանյան. Հայկական ՍՍՀ ԳԱ երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի 50 տարին.	3
Մ. Ա. Սաթյան. Փոքր Կովկասի ուշ մեզոզոյան օֆիոլիտային սերիայի մետաղաքեր սիլիցիտները.	13
Ռ. Լ. Մելիճյան, Մ. Ս. Հակոբյան, Բ. Պ. Ռոմանչև. Կողբ-Շենոզի զանգվածի տրոնդեմիտների ծագման վերաբերյալ	32
Կ. Ի. Կարապետյան. Արթիկ-տուֆի իգնիմբրիտային բնույթի մասին (արթիկի տիպի տուֆալավաները)	38
Ա. Խ. Մնացականյան, Է. Ն. Խուրշուդյան. Վերին կավճի բազալտային համալիրի կլինոպիրոքսենների կազմի փոփոխականությունը՝ որպես նրանց տարբերակվածության աստիճանի արտացոլում (Իջևանի ճկվածք)	44
Ս. Հ. Ալիֆգյոզյան. Փոքր Կովկասի գեոդինամիկ շարժացման և գոյացման մասին մեզոկայնոզոյում	71

А. Т. АСЛАНЯН

ИНСТИТУТУ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР 50 ЛЕТ

В статье приводятся сведения об истории организации Института, рассмотрена роль отдельных ученых и центральных научно-исследовательских геологических институтов в становлении Института и в определении его научного профиля. Особо отмечается роль коллектива ученых Института в разработке проблем стратиграфии, тектоники, геодинамики, литологии, магматизма, петрологии, металлогении, геохимии, гидрогеологии и инженерной геологии. Рассмотрен вклад ученых Института в изучение минерально-сырьевых ресурсов республики, в создании новых отраслей горнодобывающей и перерабатывающей промышленности.

Анализируются задачи, стоящие перед коллективом Института в свете новых требований, выдвигаемых партией и правительством перед советской наукой на современном этапе развития нашей страны.

1-го февраля 1935 г. Постановлением Совета Народных Комиссаров Армянской ССР в республике было организовано отделение Закавказского филиала Академии наук СССР. Председателем отделения был утвержден выдающийся геолог страны, всемирно известный петролог, академик Франц Юльевич Левинсон-Лессинг. Этим же постановлением в составе указанного отделения был учрежден Институт геологических наук на базе ранее существовавшего в Ереване личного геологического музея и исследовательской лаборатории известного геолога, профессора Ованеса Тиграновича Карапетяна, назначенного первым директором Института. С тех пор прошло полвека, и сегодня всем нам интересно окинуть взглядом пройденный Институтом путь и попытаться подвести некоторые итоги достижениям Института в его тесных творческих отношениях с родственными организациями республики и Союза.

* *

В истории армянского народа период после установления Советской власти в Восточной Армении считается по праву периодом национального возрождения, при этом имеется в виду, что в прошлой истории, особенно в мрачные времена монголо-татарских, турецких и персидских нашествий, народ был в значительной мере истреблен, цветущие города и села страны были разрушены, сельское хозяйство было разорено, многие культурные очаги оказались уничтоженными, и уже в 1918—1920 гг. армянский народ находился на грани гибели. Установлением Советской власти армянский народ не только был спасен, но и были созданы вполне благоприятные условия для восстановления народного хозяйства и гармоничного созидательно-культурного развития, особенно после вхождения Армянской ССР в состав Союза Советских Социалистических республик (1922 г.). Безусловно, огромное значение для возрождения и дальнейшего развития Армении по пути общественного прогресса имело вхождение Восточной Армении в состав Российского государства в начале XIX века (Туркменчайский договор 1828 г.). Одним из ярких проявлений культурного возрождения армянского народа, несомненно, является создание Академии наук Армянской ССР, объе-

диняющей в настоящее время 32 самостоятельных научно-исследовательских института и ряд проблемных лабораторий, ведущих фундаментальные исследования по важнейшим направлениям естественных, технических, общественных и гуманитарных наук, в т. ч. в области геологических наук. Конечно, научными исследованиями занимались и в далеком прошлом. Касаясь геологии и смежных наук, можно в этой связи отметить, что на месторождениях Армянского нагорья, например, медь добывается вот уже в течение 9000 лет (месторождение Аргана в Армянском Тавре), золото—4500—5000 лет (Зод, Меградзор), железо—3500—4000 лет (Агарцин, Раздан, Гетик), свинец—2500—3000 лет и т. д. Знакомство с системами разработок и разведочных выработок на этих месторождениях показывает, что специалисты тех седых времен руководствовались при поисках и эксплуатации месторождений определенными представлениями и эмпирически установленными закономерностями. Несмотря на эти достижения, в горном искусстве можно говорить твердо о том, что наука как организованная система возникла в Армении лишь после установления Советской власти и по ряду отраслей знаний достигла успехов на уровне мировых достижений именно за последние десятилетия (астрофизика, математика, физика, химия, физиология, геодинамика, металлогения, палеонтология, лингвистика, логика, кибернетика, инженерная сейсмология, точное приборостроение и др.).

В Армении геология, и особенно прикладные ее ответвления, начали развиваться в соответствии с большими требованиями, которые ставились перед страной Ленинским планом ГОЭЛРО (1918—1923 гг.), определившим те основные задачи, которые необходимо было решать для расширения и укрепления материально-сырьевой базы промышленности молодой федерации Советских социалистических республик. С этой целью в стране были созданы центры для подготовки специалистов, предприятия для производства технических и транспортных средств, научно-исследовательские и проектно-конструкторские институты, базы материально-технического снабжения, были разработаны эффективные методы проведения геологоразведочных работ, созданы стандарты и кондиции для категоризации и подсчета запасов полезных ископаемых. Молодая Армянская республика пользовалась указанными возможностями сполна и за короткое время выдвинулась в число важнейших сырьевых баз Союза, где одновременно развивались все важнейшие направления геологической науки как научно-методической основы поисков и разведки полезных ископаемых.

В грозные годы Великой Отечественной войны сотрудники небольшого коллектива Института занимались в основном изучением рудных месторождений республики и в первую очередь медных месторождений Кафан, Алаверди, Шамлуг, снабжавших Алавердский медеплавильный завод медным концентратом, а также медно-молибденовой формации руд, ставшей впоследствии одной из важнейших баз страны по редким и цветным металлам. Сотрудниками Института решались одновременно разнообразные научно-теоретические и прикладные задачи в области гидрогеологии и инженерной геологии (работы Г. Г. Оганезова, А. П. Демехина, А. Н. Назаряна и др.).

Ряд сотрудников Института участвовали в боях на фронтах Великой Отечественной войны и были удостоены боевых наград (Х. А. Аветисян, А. Т. Асланян, Г. П. Багдасарян, К. А. Карамян, И. Г. Магакьян, Г. О. Пиджян).

Институт геологических наук АН Армянской ССР является сегодня крупным специализированным научным геологическим учреждением, насчитывающим в своем составе 420 человек, среди них 10 докторов

наук (в их числе 2 члена-корреспондента АН Армянской ССР), 80 кандидатов наук, 130 инженеров. Научно-исследовательские работы Института были направлены на установление закономерностей геологического строения, тектоно-магматической эволюции, размещения месторождений полезных ископаемых, проявлений геодинамической активности и явились крупным вкладом в дело создания минерально-сырьевой базы, строительной индустрии, систем водоснабжения и инженерно-геологических изысканий в республике.

В Институте развивался и ряд других научных направлений, на базе которых в дальнейшем были организованы Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН Армянской ССР, Институт экономики АН Армянской ССР, Научно-исследовательский горно-металлургический институт (ныне «Армниипроцветмет»), Институт водных проблем.

В различные периоды Институтом руководили известные геологи: О. Т. Карапетян, С. А. Мовсесян, А. П. Демехин, А. Е. Кочарян, академики АН Армянской ССР С. С. Мкртчян и И. Г. Магакьян. С 1975 года Институт возглавляет член-корр. АН Армянской ССР А. Т. Асланян.

Важное значение в определении научного профиля Института имело пребывание в руководстве Армянского отделения Закавказского филиала АН СССР академика Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, под руководством которого был выполнен большой комплекс разносторонних исследований по изучению геологического строения, природных ресурсов и производительных сил Армянской ССР. Большую роль в выяснении особенностей геологии и перспектив рудоносности республики сыграли геолого-съёмочные работы, которые выполнялись в 30-е годы коллективом Геолкома СССР (ныне Ордена Ленина Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт Министерства геологии СССР).

В 1943 г. была организована Академия наук Армянской ССР и Институт геологических наук в установленном порядке вошел в состав Академии наук. До организации АН Армянской ССР и в первые послевоенные годы на территории республики ценные наблюдения проводились силами видных русских ученых и инженеров, работавших в центральных учреждениях Союза. Особого внимания заслуживают труды профессоров: В. Г. Грушевого, В. Н. Котляра, К. Н. Паффенгольца, А. В. Кржечковского, А. Л. Додина, В. П. Ренгартена, И. В. Барканова, М. П. Русакова, В. М. Крейтера, П. И. Лебедева, Б. Л. Личкова, В. Ф. Захарова, Н. П. Батурина, А. Н. Соловкина, Ю. А. Арапова, А. С. Гинзберга, А. Н. Заварицкого, А. Г. Бетехтина. С ними успешно сотрудничали видные армянские ученые профессора: О. Т. Карапетян, Т. А. Джрбашян, Е. Г. Багратуни, П. П. Гамбарян, О. С. Степанян, Г. Г. Оганезов, молодые специалисты: Г. М. Арутюнян, С. А. Мовсесян, С. С. Мкртчян, С. Т. Тигранян, Г. А. Пилюян, П. Е. Маркосян, Г. А. Даллакян, М. И. Мирзоян, Е. А. Петросян, В. Зограбян и другие.

За прошлые годы в Институте выполнены фундаментальные исследования, результатом которых явились:

—биохроностратиграфическая схема расчленения фанерозойских отложений на основе монографического описания различных групп фауны;

—металлогенические карты Армянской ССР и Малого Кавказа, обобщенная металлогеническая карта материков с обстоятельными пояснительными текстами к ним;

—теоретические модели внутреннего строения и тектонической эволюции Земли на количественной основе;

—новая модель формирования офиолитовых поясов Малого Кавказа и Мезотетиса;

—модели глинообразования для различных геодинамических обстановок;

—схема возрастного и формационного расчленения магматических и метаморфических комплексов с выделением связанных с ними рудоносных магматических формаций и геохимических типов гранитоидов;

—изотопные индикаторы процессов породообразования;

—геодинамические модели проявления новейшего и древнего вулканизма, палеовулканологические реконструкции;

—изучение и классификация рудных формаций Армянской ССР, вопросы их типизации в провинциях СССР и структурно-металлогеническое районирование Малого Кавказа;

—теоретические основы поисков меди, молибдена, золота, железа, бентонитов, диатомитов, перлитов, огнеупорных материалов;

—издание десяти томной монографии «Геология Армянской ССР» (геоморфология, стратиграфия, петрография—интрузивные породы и вулканические породы, литология, металлические полезные ископаемые, неметаллические полезные ископаемые, гидрогеология, минеральные воды, геофизика);

—радиогеохронологическая схема расчленения магматических и рудных формаций Армянской ССР и определение ряда реперов к Международной и Советской геохронологической шкале;

—принципы тематического картографирования и оценка горных геосистем;

—новые технологические схемы прямого получения металлов из руд, обеспечивающие комплексное использование минерального сырья и охрану окружающей среды.

Установлены закономерности распределения и формы нахождения главных, редких и благородных элементов в рудных формациях Армянской ССР, которые используются при разработке технологических схем переработки соответствующих руд и попутного извлечения из них благородных и некоторых редких элементов. За эти исследования группа сотрудников Института—И. Г. Магакьян, Г. О. Пиджян (руководители работ), А. С. Фарамазян, Ш. О. Амирян, А. И. Карапетян, В. О. Пароникян, Р. Н. Зарьян, Б. М. Меликсетян и А. Г. Акопян были удостоены Государственной премии Армянской ССР в области науки (1976 г.).

Получены важные экспериментальные результаты по физике горных пород применительно к задачам сейсмотектоники.

На основе широкого использования материалов дистанционного (космического) зондирования Земли составлены специализированные космогеологические карты и геодинамические модели литосферы Армянского нагорья, Анатолийско-Кавказско-Иранского региона, составлена космотектоническая карта Кавказа, Ближнего и Среднего Востока (совместно с МГУ), представляющая значительный теоретический и практический интерес и демонстрировавшаяся на XXVII Международном геологическом конгрессе (1984 г.).

Исследования в области тематического картографирования, обобщенные в «Атласе Армянской ССР», «Климатическом атласе Армянской ССР», «Атласе размещения производительных сил Армянской ССР», имеют важное значение для планирующих органов.

Научно-исследовательские разработки Института широко использованы при составлении Государственной геологической карты Армянской ССР, разномасштабных прогнозно-металлогенических и пометальных карт, тектонической карты Армянской ССР и Кавказа, для

оценки сейсмической опасности различных районов республики, решения задач долгосрочного сейсмического прогноза, при обосновании программ по изучению подземного тепла, комплексному использованию металлических и неметаллических полезных ископаемых, инженерно-геологической оценке территории Армянской ССР. Теоретические разработки в области металлогении и закономерностей формирования медно-молибденовых месторождений использованы в других регионах СССР и за рубежом.

Институт в своих работах широко использовал большой фактический материал, накопленный в процессе поисков и разведки многочисленных месторождений и проявлений на территории республики, а также материалы региональных геолого-геофизических исследований, выполненных Управлением геологии и Управлением цветной металлургии Армянской ССР. Указанные организации внесли крупный вклад в дело открытия и промышленной оценки важнейших месторождений республики. Институтом совместно с Управлением геологии Армянской ССР и Управлением цветной металлургии Армянской ССР выявлены и всесторонне изучены: крупнейшая в стране медно-молибденовая провинция (Каджаран, Агарак, Дастакерт, Варденис, Анкаван); крупные месторождения золота, бентонитов, перлитов, диатомитов, каменной соли; крупный бассейн артезианских пресных вод, позволивший решить проблему орошаемого земледелия в Араратской долине; минеральные воды, на базе которых созданы здравницы общесоюзного значения (Арзни, Джермук, Дилижан, Анкаван). В настоящее время Институт активно участвует в изучении недавно открытого Управлением геологии Армянской ССР Сомхето-Карабахского пояса медно-молибденовой минерализации, связанного с интрузивами тоналитовой формации и пояса золото-полиметаллических руд (Шаумян, Арманис). Следует отметить, что в довоенные годы в республике добывались лишь медные руды и некоторые стройматериалы, в настоящее же время на базе выявленных месторождений медно-молибденовых руд, золота, железа, бентонитов, диатомитов, перлитов, каменной соли созданы и проектируются новые отрасли горнодобывающей и перерабатывающей промышленности.

В 1950 г. за выявление, изучение и передачу в промышленное освоение месторождений медно-молибденовой формации Армянской ССР группа сотрудников Института—С. А. Мовсесян, С. С. Мкртчян, И. Г. Магакьян и работников производственных организаций—Г. М. Арутюнян, В. Г. Грушевой, К. И. Лягин и П. С. Саакян были удостоены Государственной премии СССР. За фундаментальные научные труды в области геологии Армении и сопредельных территорий Государственной премии СССР в области науки был удостоен академик АН Армянской ССР К. Н. Паффенгольц (1950 г.), внесший неоценимый вклад в создании канвы ныне существующих геологических карт Малого Кавказа.

За последние пять лет внедрено в производство 26 разработок Института, в том числе обстоятельные заключения о геологическом строении районов строительства крупных водохранилищ (Егвардское, Ахурянское, Давидбекское, Галаварское, Ахумское и др.); прогнозно-металлогеническая карта Кафанского рудного района; геологическая и геолого-структурная карты Зодского месторождения; карты инженерно-геологического районирования территорий ряда городов (Дилижан, Кафан, Алаверди, Берд, Сисиан, Иджеван); рекомендации по борьбе с оползневыми явлениями и застройке ряда городов; карты разломной тектоники и инженерной геоморфологии территорий Южно-Украинской, Крымской, Запорожской, Армянской (вторая очередь) атомных электростанций и другие.

Институт оказал значительную научно-методическую помощь при проектировании и строительстве туннельных сооружений систем Арпа-Севан, Кировакан—Степанаван, Севан—Дилижан, Каджаран—Кафан, мостов через р.р. Раздан, Агстев, железной дороги Акстафа—Ереван, Ереванского метрополитена, газопроводов, водопроводов и др.

Институт выполняет значительный объем хоздоговорных работ с производственными организациями и в первую очередь с Управлением геологии и Управлением цветной металлургии Армянской ССР. Институт через свои научно-исследовательские базы оказывает оперативную научно-методическую и практическую помощь производственным геологоразведочным организациям и действующим предприятиям в изучении Зодского, Каджаранского, Кафанского, Техутского, Шамлугского, Арманисского и др. месторождений.

По поручению директивных органов составлены заключения об инженерно-геологических условиях и даны рекомендации по борьбе с опасными оползневыми деформациями для целого ряда объектов народного хозяйства и населенных пунктов.

В настоящее время выполняется ответственное задание Совета Министров Армянской ССР по изучению инженерно-геологических условий строительства и эксплуатации ж.-д. трассы Иджеван—Раздан и выдаче рекомендаций по борьбе с деформациями земляных масс трассы.

Институт проводит исследования по реализации Продовольственной программы. Это вопросы направленного изменения физико-механических свойств почв и грунтов в целях их сельскохозяйственного освоения; изучение инженерно-геологических условий районов строительства водохранилищ и рекомендации по использованию стройматериалов для их возведения из прилегающих районов и др. Составлены программы поисковых работ на нефть и газ на территории Армянской ССР, выделены перспективные площади для поисков неостывших магматических резервуаров с целью использования их собственной избыточной энергии.

Институт участвует в разработке одной общесоюзной целевой комплексной научно-технической программы («Развитие работ по использованию материалов космических съемок в отраслях народного хозяйства для изучения природных ресурсов Земли»), двух общесоюзных программ по решению важнейших научно-технических проблем («Комплексное изучение глубинного строения земной коры глубокими и сверхглубокими скважинами и геолого-геофизическими методами и определение перспектив нефтегазоносности и рудоносности основных районов страны» и др.), двух проблем по постановлению ГКНТ СССР («Комплексные исследования, связанные с определением оптимального уровня воды оз. Севан, сохранением ее качества, рациональным использованием и воспроизводством естественных богатств его бассейна» и др.) и пять важнейших научно-технических проблем по Армянской ССР (геохимия главнейших рудообразующих и редких элементов и вторичных ореолов в рудных формациях Армянской ССР, регионально-геологическая характеристика условий строительства водохранилищ и других гидротехнических сооружений на территории Армянской ССР и изучение месторождений стройматериалов для их строительства; геолого-геохимические исследования разреза мезокайнозойских осадочных и вулканогенно-осадочных отложений территории Армянской ССР в связи с проблемой нефтегазоносности; составление Национального атласа Армянской ССР и др.).

Институт активно участвует в разработке программы научно-технического прогресса Армянской ССР (до 2010 г.), являясь головной

организацией по разделу «Природные ресурсы, их рациональное использование и охрана окружающей среды».

Институт осуществляет широкое научное сотрудничество с рядом ведущих научно-исследовательских институтов АН СССР и Минвуза СССР (Институт физики Земли, Институт космических исследований, Геологический институт, Институт геохимии и аналитической химии, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, Институт литосферы, Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, Институт геологии и разработки горючих ископаемых, МГУ, Институт механики МГУ, Ленинградский инженерно-строительный институт и др.). Институт имеет творческие связи с Геологическим институтом и Институтом геофизики АН Грузинской ССР, с Институтом геологии АН Азербайджанской ССР, с Кавказским институтом минерального сырья. Ряд разработок выполняется совместно с Ереванским государственным университетом и Ереванским политехническим институтом им. К. Маркса.

Институт участвует в разработке пяти международных программ (геологические события на рубеже эоцена и олигоцена; магматизм и минерализация в связи с фанерозойскими тектоническими процессами; корреляция доварисских и варисских событий в Альпийско-Средиземноморском поясе и др.), в многостороннем сотрудничестве академий социалистических стран поддерживает научные связи с родственными институтами ЧССР, НРБ, ГДР, Италии, Франции.

Результаты научных разработок Института доложены на многочисленных Международных, Всесоюзных и региональных конгрессах, совещаниях, симпозиумах. (За последние пять лет Институт опубликовал около 30 монографий и более 300 журнальных статей).

Необходимо подчеркнуть, что все геологические работы, выполненные на территории республики, постоянно находились в сфере внимания руководящих партийных и советских органов, Президиума АН Армянской ССР, соответствующих союзных министерств и ведомств.

В настоящее время Институт располагает крупным научным потенциалом для решения на качественно новом уровне фундаментальных и прикладных проблем геологии, особенно в области рудообразования, магматизма, биостратиграфии, литологии, геодинамики, региональной геологии, космогеологии, инженерной геологии, ландшафтоведения.

Большое внимание будет уделено разработке теоретических моделей вещественного состава, тектонической эволюции и физических полей Земли на количественной основе. Дальнейшее развитие получают исследования в области использования аэрокосмической информации и составления космогеологических и космотектонических карт, математического моделирования, глубинного зондирования. Расширение изотопных исследований позволит решить ряд актуальных проблем породы- и рудообразования. Разработки по научно-теоретическим основам поисков месторождений полезных ископаемых и методам количественного металлогенического прогноза будут направлены на решение задач, связанных с обеспечением действующих горнорудных предприятий республики надежными запасами минерального сырья. Серьезное внимание будет уделено разработке мероприятий по рациональному использованию геологической среды в районах с интенсивным развитием горнодобывающей промышленности, гидротехнического и промышленного строительства.

Промышленность Армении была создана почти полностью за время существования Советской власти и у истоков развития важней-

ших отраслей народного хозяйства республики стояла горно-геологическая служба. Были открыты, разведаны и переданы на промышленное освоение крупные запасы золота, цветных, редких и черных металлов, естественных стройматериалов, огнеупорного и кислотоупорного сырья, бентонитов, каменной соли, перлитов, диатомитов, стекольного сырья, минеральных и пресных вод. На базе указанных видов минерального сырья построен ряд крупных промышленных предприятий, которые изменили облик нашей республики и сыграли существенную роль в повышении благосостояния и культурного уровня населения республики.

Как уже указывалось, в нашей стране история добычи меди, золота, железа, свинца насчитывает тысячелетия, и «фонд» легкооткрываемых месторождений практически давно исчерпан. Поэтому на повестку дня со всей остротой поставлен вопрос об установлении более четких и строгих, научно обоснованных закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых и, в частности, вопрос о разработке новых эффективных методов прогноза и поисков месторождений и рудных тел, не обнажающихся на поверхности.

Решение сложных задач, стоящих перед геологической наукой, требует разработки и применения новых, более совершенных теоретических концепций и методов исследований. В отличие от недавнего прошлого, когда ученым были доступны лишь самые верхние слои земной коры (порядка первых нескольких километров), ныне геолого-геофизическая теория охватывает весь разрез земного шара, а современные технические средства позволяют получить важную для практического использования информацию до глубины 100—200 км. Все это позволяет с качественно новых позиций подойти к разработке задач, поставленных перед геологической наукой.

По итогам анализа и обобщения накопленных к настоящему времени материалов создан ряд моделей карты зональности Малого Кавказа и входящего в его состав регионального комплекса Армянской ССР (работы Г. Абиха, Ф. Освальда, К. Н. Паффенгольца, В. П. Ренгартена, И. Г. Магакьяна, С. С. Мкртчяна, В. Е. Хаина, А. А. Габриеляна, А. Т. Асланяна, Р. А. Аракеляна, В. Т. Акопяна, Н. Р. Азаряна и др.). Во всех этих моделях Малый Кавказ фигурирует как выгнутый к северу альпинотипный дугообразный антиклинорий (ороклин), шириною в среднем 180 км (междуречье средних течений Куры и Аракса) и протяженностью 360 км (на территории Советского Закавказья). В пределах мегантиклинория в объеме кембрия-неогена с севера на юг выделяются следующие структурно—фациальные (структурно-металлогенические) зоны шириною 35—40 км каждая: Предмалокавказская (Прикуринская) моноклиналичная зона (выполненная в основном образованиями J, K, p, Ng), Сомхето-Карабахская антиклинорная зона (J, K, p + гранитоиды), Присеванская синклинорная зона (J₃, K, p, Ng + офиолиты K₂ и гранитоиды), Кафано-Базумская зона (J, K, частично p), Ширакско-Багабердский шов (J₃, K, p + офиолиты K₂), Цахкунк-Мегринская антиклинорная зона (pCm, D, C, P, T, p, Ng + гранитоиды), Ереванско-Ордубадская синклинорная зона (S, D, C, P, T, K, p, Ng + офиолиты K₂), Среднеараксинская (pCm, Cm, D, C, P, T, K₂, p, молассы Ng + офиолиты K₂). За пределами государственной границы, параллельно Среднему Араксу протягивается антиклинорный хребет Айоцпар, сложенный отложениями палеозоя, верхнего мела, палеогена и офиолитами нижнего сенона, продолжающимися поперек Аракса на соединение с Вединским поясом на северо-востоке и с Тавро-Загросским поясом на юге (через Ванский траверс). Указанные зоны граничат друг с другом разломами или флексурами глубокого заложения.

ния и по простиранию ундулируют. По данным аэрокосмических исследований и, частично, по данным наземных съемок, через Малый Кавказ прослеживается несколько поперечных и диагональных линейных элементов и регматонидных структур, которые отмечены дробленными породами, очагами землетрясений, минеральными источниками и гидротермальными изменениями.

В крупном плане в пределах Малого Кавказа выделяются три пояса: Антикавказский, Севанский и Приараксинский, из коих первые два в течение палеозоя, мезозоя и палеогена развивались в эвгеосинклинальном режиме, а третий, Приараксинский,—в миогеосинклинальном. Лабильная граница между Антикавказским и Приараксинским поясами—Севанская зона—рассматривается как фронтальный шов между Гондванской и Европейской суперплитами. В эвгеосинклинальной области, являющейся высокоактивной северной приокеанической окраиной Гондваны, сосредоточены громадные массы вулканитов палеогена, мела, юры, палеозоя, гранитоидных интрузивов палеозоя, мезозоя, палеогена и миоцена и почти все более или менее значимые рудные месторождения (меди, свинца, цинка, молибдена, золота, полиметаллов, железа).

В фанерозойском чехле, залегающем на байкальском фундаменте, выделяются отдельные районы, в пределах которых кора консолидировалась в среднем-верхнем карбоне и в конце триаса (Приараксинский пояс), в конце средней юры и в конце нижнего мела (Антикавказский пояс), в конце нижнего-среднего миоцена и в конце раннего плиоцена (понта). Наиболее мощные оротектонические перестройки в новоальпийское время имели место перед верхним коньяком, в конце сенона-начале палеозоя, в конце майкопа-начале позднего тортона, в конце понта. Среднеплиоценовый-антропогеновый комплекс вулканитов и озерно-речных отложений образует последний структурный этаж регионального комплекса Армении. Во многих случаях они вложены в древние ущелья, глубиной до 1300—1500 м (в т. ч. андезитовые лавы с возрастом 5—6 млн. лет и долеритовые лавы с возрастом 3—4 млн. лет).

В результате детального структурного анализа были установлены некоторые важные генетические особенности тектоники области. Это вергентность пластов на север и на юг в пределах Антикавказского пояса, южная вергентность в Среднеараксинском поясе, наличие поперечных (антикавказских) кулисообразно расположенных, чередующихся в плане антиклиналей и синклиналей внутри выделенных выше тектонических зон общекавказского простирания, выклинивание (вырождение) этих складок в направлении к границам зон, отмеченным глубинными разломами (характерный признак для сдвиговой тектоники), наличие вулканотектонических и вулканоплутонических кольцевых структур, играющих важную роль в локализации гидрогазотермального оруденения, трансформный характер сигмовидного сочленения цепей молодых вулканов и складчатых комплексов их основания (цепи: близмеридиональный Кечутский; близширотный Арагацотнский, близмеридиональный Гегамский, близширотный Варденисский, близмеридиональный Сюникский, близширотный Предкарадагский), близмеридиональное направление главной оси сжимающего деформирующего напряжения, смещение миоценовых складчатых структур в отношении более древних (олигоценовых и доолигоценовых) структур, наличие соляных куполов плоскодонного типа и куполовидные поднятия над ними лавовых покровов верхнего плиоцена, расщепление главного офиолитового пояса от Галатского массива на восток и далее на юго-восток на несколько зон и подзон (Севано-Амасийский, Центально-

Зангезурский, Еревано-Ордубадский, Араратско-Загросский), аутохтонный-парааутохтонный характер становления этого пояса и его ползон, глубоководный характер осадков в офиолитовых трогах на уровне накопления радиоляриевых илов, карбонатных илов и микритовых известняков, преобразование офиолитовых трогов в последующем во флишевые трог.

В современных геодинамических моделях Тавро-Кавказского региона главенствующая роль отводится процессу перманентного сближения Европейской и Гондванской суперплит, субдукции Аравийской плиты под Анатолийско—Армяно—Иранский субконтинент, двусторонней субдукции Рионо-Куринской плиты под Малый Кавказ и Большой Кавказ, крупным горизонтальным сдвигом по Северо-Анатолийскому глубинному разлому, субдукции в среднемеловое время Гондваны под Евразию в Севанском поясе, субдукции на север вдоль Армяно-Северо-Иранской ветви Северо-Анатолийского разлома, контролирующего все крупнейшие землетрясения последних двух тысячелетий. Указанная модель и ее разновидности исходят из трех-четырёхслойной модели земной коры, имеющей мощность 39—52 км (в среднем 44—46 км), т. н. базальтовый слой 16—32 км., гранитный слой 12—22 км. осадочно-вулканогенный чехол до 8 км.

На карте гравитационных аномалий фанерозойские складчатые структуры области наилучшим образом отражаются в редукции Граф-Хантера, близкой к изостатической редукции. Наиболее сильные отрицательные аномалии силы тяжести выражены на Котайкском плато—в районе развития мощных отложений миоцена и палеогена, и в районе Ленинакана. Относительные максимумы тяготы к выступам Сомхето-Карабахской и Среднеараксинской тектонических зон. Для достижения полной изостатической компенсации необходимо добавление к региональному комплексу Малого Кавказа масс, эквивалентных массе 7—8 км слоя, плотностью порядка $2,5 \text{ г/см}^3$.

За последнее десятилетие значительное место в тектонических исследованиях Института заняли начатые по инициативе А. Г. Иосифьяна работы по дешифрированию аэрокосмических фотографий (А. Т. Донабедова, Р. А. Аракеляна, Г. Я. Каца и др.). Результатом их явились карты линеаментов и кольцевых структур Армении, Тавро-Кавказского региона, а также космогектоическая карта Кавказа, Ближнего и Среднего Востока в масштабе 1:5.000.000, составленная совместно Московским государственным университетом и Институтом геологических наук АН АрмССР (редакторы В. Е. Хаин, Г. Я. Кац, А. Т. Асланян).

В последние годы арсенал геологии пополнился новыми методами исследований. В широких масштабах используются космические и аэровысотные снимки, которые дают уникальную информацию, геохимические съемки, сейсмическое электронное зондирование, позволяющие на новом уровне подходить к расшифровке геологического строения и рудоносности крупных регионов. Все шире в практике наших исследований применяются методы изотопного анализа, позволяющие с новых позиций подойти к решению сложных вопросов магмообразования и рудообразования. Большие перспективы имеют недавно начатые у нас работы по применению математических методов и ЭВМ, а также методов космогеологии при решении различных геолого-геофизических задач, в том числе задач по изучению глубинного строения нашей республики и прилегающих к ней областей Кавказа и Передней Азии.

В заключение вкратце остановимся на тех задачах, которыми будет заниматься Институт в ближайшие годы.

В директивных документах к проекту XII пятилетнего плана предусматривается гармоничное и сбалансированное развитие всего народного хозяйства страны, что предполагает опережающую подготовку запасов минерального сырья, как базы для развития целого ряда отраслей промышленности и сельского хозяйства, укрепления обороноспособности государства. Вместе с этим пятилетний план предполагает опережающий рост научных исследований для познания недр, получения принципиально новой информации об их составе, строении и активности, разработки на качественно более высоком уровне закономерностей формирования месторождений полезных ископаемых и процессов геодинамической активности. На основе сплошной геологической съемки страны, в комплексе с геофизическими и геохимическими исследованиями и указанными выше научными разработками будет сделан новый крупный шаг в деле развития геологической теории, будут получены количественные прогнозные оценки и намечены рациональные пути освоения минеральных ресурсов на длительную перспективу.

Как и всегда, в первую очередь должны решаться вопросы обеспечения запасами сырья действующих и проектируемых предприятий горно-добывающей и горно-рудной промышленности, поисков новых видов минерального сырья, инженерной защиты и обоснования строительства объектов народного хозяйства и городских агломераций, дальнейшая разработка и совершенствование научно-теоретических и методических основ поисков месторождений полезных ископаемых и скрытых рудных тел в пределах известных рудных полей, подготовка структурно-геологических и геодинамических карт для долгосрочного прогноза землетрясений, поисков новых для республики источников энергии, новых видов сырья.

В начале X пятилетки был пересмотрен тематический план и применительно к нему разработана новая структура Института. Вместо пообъектного плана был разработан проблемно ориентированный план, причем каждая проблема предусматривает изучение ее в масштабе всей республики и в сравнении с другими районами и краями. В тематический план Института в текущей пятилетке входят 15 проблем, включающих 25 тем. Проблемы эти разрабатываются в 8 отделах, 7 лабораториях и 5 базах и экспедициях Института.

Особенностью тематического плана на XII пятилетку является подчиненность большинства тем целевым комплексным программам общесоюзного и республиканского ранга.

За 50 лет кропотливой работы геологов республики были накоплены факты и сделаны обобщения, которые в значительной своей части вошли в золотой фонд геологии Кавказа и в ряде случаев и в геологическую науку в целом. Парадигмой для этого периода нашей науки была теория геосинклиналей в широком ее понимании. За последние годы главенствующей парадигмой в геологии стала теория плитной тектоники или т. н. новой глобальной тектоники, которая несмотря на некоторые внутренние противоречия и несоответствия фактическим данным и на известную условность двух ее опорных позиций-субдукции и спрединга, продолжает внедряться во все сферы геонаук. Повидимому, в дальнейшем речь пойдет о слиянии обеих этих парадигм и конструировании на их основе единой, более совершенной, богатой эвристическими возможностями парадигмы. В наших дальнейших исследова-

ниях необходимо критически анализировать накопленный материал и эмпирические обобщения под углом зрения как этих теорий, так и одновременно искать новые, более эффективные методы и правильные пути решения этих задач.

В этой связи можно указать на необходимость разработки теоретических аспектов следующих проблем, представляющих в условиях геологической специфики нашей республики наибольший интерес.

Безусловно, народному хозяйству страны нужны инженерные разработки, которые могут быть выполнены отделами, лабораториями и базами Института, параллельно их основной научной тематике. К важнейшим задачам деятельности руководства Института и его подразделений относится вопрос систематической модернизации методики и технических средств исследований.

В области региональной геологии наиболее актуальными следует считать вопросы обоснования возраста отдельных немых вулканогенных толщ в разрезах юры, мела, палеогена, неогена, плиоплейстоцена, пород офиолитовой формации, метасоматитов рудных полей, дальнейшую детализацию биостратиграфии пограничных слоев между пермью и триасом, байосом и батом, титомом и валанжинном, эоценом и олигоценом, плиоценом и плейстоценом, корреляции между молассовыми образованиями миоцена и плиоцена в разных частях республики, составление палеогеографических карт и карт тектонического районирования для переломных этапов истории геологического развития. На новом, более высоком уровне должны изучаться уникальные по обилию и видовому разнообразию фаунистические комплексы палеозоя, мезозоя, палеогена, плейстоцена. Необходимо проведение специальных исследований для проверки вопроса о наличии силура в Армении, поисков первичных залежей галобиевых ракушечников верхнего триаса и отложений лейаса в Севанском и Среднеараксинском тектонических зонах. Для решения актуальной задачи глубинной геологии должны проводиться комплексные исследования по дешифрированию геофизической и геохимической информации о неоднородностях верхней мантии и нижней коры, их возможной связи с особенностями строения коры в целом, и физических свойствах пород и минералов при высоких давлениях и температурах.

В области стратиграфии наиболее важным является вопрос уточнения положения и возраста немых вулканогенных толщ и интрузивных пород, детализация ранее выделенных фаунистически датированных литологических горизонтов, переходных слоев между девоном и карбоном, пермью и триасом, аптом, альбом, сеноманом, эоценом и олигоценом, неогеном и антропогеном, детальное изучение фауны брахиопод и ругоз девона и нижнего карбона, конодонтов палеозоя, аммонитов и склерактиний юры и нижнего мела, иноцерамов и рудистов турона-сенона, нуммулитов палеогена, пелеципод миоцена, элефантинид плиоплейстоцена, расширение исследований планктонной и нанно планктонной фауны, мелких грызунов, споро-пыльцевых комплексов плиоцена и плейстоцена.

Необходимо внедрение новых высокоточных методов радиометрических определений возраста пород—в первую очередь немых вулканических и интрузивных пород и пород из молодых формаций с применением радиоуглеродного и трекового методов, расширение работ по изотопной индикации пород и геохронологической корреляции.

В области геодинамики важнейшей задачей, связанной с решением проблем региональной тектоники, следует считать определение тренда эволюции Земли и совершившихся на ней геологических процессов, скорости протекания этих процессов, анализ взаимодействия системы Земля—Солнце—Луна, определение масштабов изменений объема и

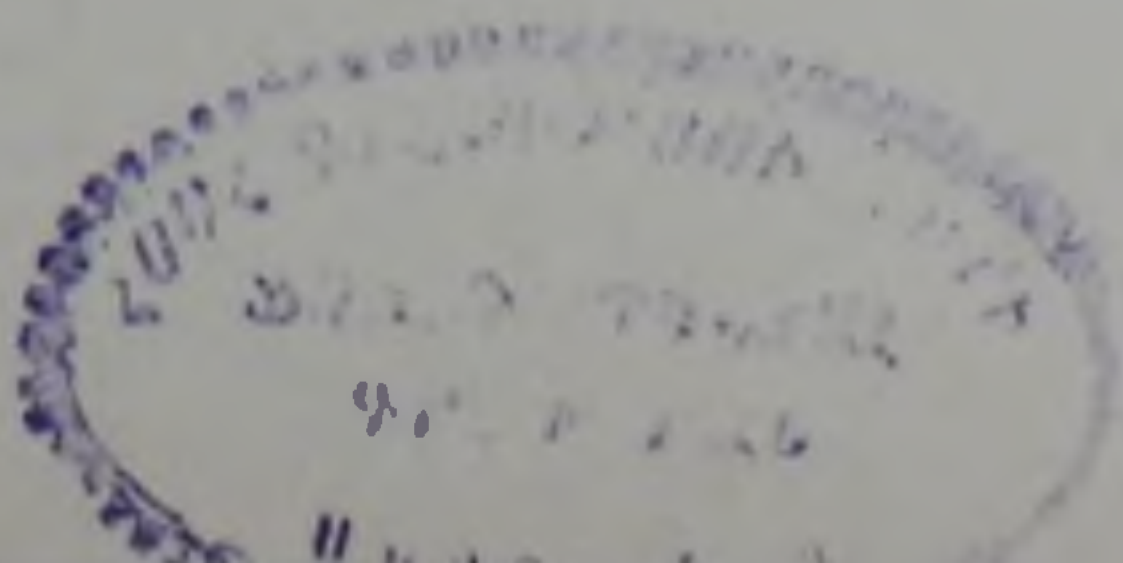
распределения внутренних масс Земли, формирование предметно-ориентированных ограничительных законов (типа известных ограничительных законов физики).

В области магматической геологии и петрологии дальнейшие работы следует направить на решение следующих актуальных задач. Это установление петролого-геохимической специфики докембрийского метаморфизма и магмообразования и воссоздание геодинамической обстановки их проявления. Особое внимание следует уделить проблеме магматизма офиолитовой ассоциации. Несмотря на многолетние исследования в этом направлении, вопросы возраста и характера связи между гипербазитами, базитами и более кислыми разностями пород, как и термобарические условия их становления, нельзя считать окончательно решенными. В последние годы успехи изотопной геохронологии и прежде всего разработка Sm-Nd метода датировки открывают принципиально новые возможности для решения вопроса возраста указанных пород.

В настоящее время в наших исследованиях намечается переход на качественно новый, в том числе изотопный, уровень изучения вещественного состава магматических и метаморфических формаций и слагающих их минералов, и оценка на этой основе геохимической неоднородности земной коры и верхней мантии, а также различных петрогенетических моделей. Специальные исследования намечено провести по изучению флюидного состава разновозрастных магматических и метаморфических формаций, установить их специфику и на этой основе разработать модели эволюции флюидного режима в пространстве и во времени. Весь комплекс этих данных, а также корреляция их с результатами региональных геофизических исследований, позволят подойти к разработке количественных петролого-геофизических моделей формирования и генетической классификации магматических и метаморфических образований, установить закономерности эволюции магматизма и метаморфизма, связь этих процессов со становлением различных типов земной коры и общей геодинамикой. Одновременно эти данные позволят оценить роль магматических и метаморфических образований в формировании месторождений полезных ископаемых, разработать более однозначные петролого-геохимические критерии их рудоносности и выделить рудоносные магматические формации. Необходимо продолжить работы по составлению палеовулканологических карт по отдельным возрастным срезам.

В области рудообразования, металлогении и минеральных ресурсов важнейшей задачей можно считать расширение работ по типизации рудных формаций, выяснению источников рудного вещества, с помощью математической теории распознавания образов, индикации тектоно-магматических рудоносных узлов и геологических формаций с широким использованием аэрокосмических, геохимических, геофизических и изотопных данных, выяснение связи рудных полей с линейными, кольцевыми структурами и конкретными вулкано-плутоническими комплексами и др. Особое внимание должно уделяться закономерностям распределения месторождений нерудного сырья и оценки их ресурсов по важнейшим экономическим районам республики, а также вопросам изучения возможности их использования в новых отраслях производства. При этом необходимо разработать совместно с Управлением геологии, Управлением цветной металлургии, Минпромстройматериалов перспективные планы поисков, детального изучения и использования этих ресурсов.

В области геохимии и минералогии сбор и обработка информации для составления геохимических карт по набору ряда типичных для



территории республики элементов, интерпретация их применимательно к изучению процессов миграции и локализации рудогенных и других элементов, а также решению экологических задач, изучение вопросов типоморфизма минералов, термодинамики и физико-химических особенностей их образования, выполнение экспериментальных работ и других модельных исследований с использованием ЭВМ. Более широкое применение должны найти работы по распознаванию образов (диагностики), количественные методы прогноза полезных ископаемых, многомерному анализу сложно построенных геологических объектов и исследованиям на основе математического моделирования.

В Кафанской металлургической лаборатории должны продолжаться разработки новых экономичных технологичных схем переработки рудного сырья, допускающих возможность максимального извлечения всех наиболее ценных компонентов и исключающих загрязнение окружающей среды. Следует при этом широко привлекать методы термодинамики, физической химии и математического моделирования, экспериментировать в крупнолабораторных и полужаводских масштабах.

Должна быть улучшена техническая база Центральной оптико-аналитической лаборатории Института.

Необходимо осуществить крупные работы для освещения инженерно-геологических условий территории республики, особенно процессов склоновых деформаций и просадочности грунтов. Опыт, накопленный при изучении этих процессов в долине р. Агстев, позволяет надеяться на успешное их решение в масштабе всей республики, особенно при наличии аэровысотных съемок и условии установления режима мониторинга.

Перед географами Института стоят важные задачи по дальнейшему изучению ландшафтов, рекреационных ресурсов, природных памятников и назревших экологических вопросов, подготовки к изданию различных специализированных карт, необходимых для планирующих органов республики. По-прежнему в центре внимания должны находиться проблемы охраны оз. Севан и его обрамления.

В производственных геологических организациях республики имеются высококвалифицированные научные кадры, которые вместе с геологами Академии наук и высших учебных заведений работают над решением ряда актуальных научных проблем. Вместе с этим, научно-исследовательские и учебные заведения по договорам с производственными организациями выполняют работы, имеющие непосредственное прикладное значение. Необходимо и в дальнейшем укреплять это важное звено связи науки с производством, уделяя особое внимание заключению долгосрочных договоров по принципиально важным для практики проблемам.

Совместные усилия экономистов, технологов и геологов требуют решения таких задач как комплексное использование запасов высокомагнезиальных пород бассейна оз. Севан, оливин-магнетитовых руд Горисского района, доломитов и бентонитов Иджеванского района, цеолитов Ноемберянского района, диатомитов и перлитов Сисианского района, создание подземных газохранилищ в пористых породах и антиклинальных структурах, искусственное водонасыщение лавовых покровов, использование подземного тепла и др. Должна быть разработана единая программа по созданию сводной геологической карты, комплексной карты разломной тектоники, геологических формаций и геохимических индикаторов. Такая карта будет использована для прогноза месторождений полезных ископаемых, скоплений пресных и минеральных вод, очагов землетрясений, источников подземного тепла, оползневых процессов и др.

Представляется целесообразным разработать долгосрочные программы комплексных геолого-геофизических и геохимических исследований, имеющих целью оценку перспектив районов, прилегающих к действующим горнорудным предприятиям. В этой связи мы вновь ставим вопрос о необходимости бурения в республике и в первую очередь в рудных ее районах ряда глубоких (1000—2000 м) скважин, которые прольют свет на глубинную структуру и перспективы рудоносности области, обеспечат построение более совершенных и точных прогнозных концепций. В разрабатываемых ныне перспективных планах должно быть уделено значительное внимание также поискам и испытанию новых видов сырья, необходимых для производства ценных технических камней, оптических стекол, искусственных кристаллов, специальных адсорбентов, магнезиальных порошков, удобрений и др.

Более целеустремленными должны быть исследования гидроминеральных ресурсов республики применительно к задачам курортного строительства. В частности, должна быть изучена возможность выявления новых источников целебных минеральных вод в ущелье р. Раздан (на участке между курортом Арзни и сел. Нурнус), в окрестностях г.г. Леникан, Кировакан, Дилижан, Кафан, Степанаван и др. На новом уровне следует вести гидрогеологические исследовательские работы по изучению динамики и режима подлазовых, артезианских, синклинальных и подрусловых вод. Здесь должно широко применяться моделирование с помощью современных счетно-решающих устройств, аналоговых машин и изотопных исследований.

Аэровысотные и спутниковые съемки в новом свете представляют картину оползневых процессов. На полученных фотоснимках очерчивается огромное множество сместившихся блоков горных масс, локализованных в косогорных зонах рельефа и ожидающих для дальнейшего сдвига спускового механизма в виде сейсмических толчков, дополнительного обводнения или искусственной подрезки их основания при строительстве различных сооружений. Составление карты распределения оползневых массивов с учетом информации аэровысотных съемок и изучение механизма их движения являются важнейшей задачей, в решении которой заинтересованы все строительные организации и сельское хозяйство республики. Проведение этой работы поможет повысить качество и эффективность геологических изысканий, проводимых в связи с проектированием и строительством ответственных инженерных сооружений, в их числе большое количество (160) мелких водохранилищ для нужд сельского хозяйства.

Особенности геологического строения, вещественно-минерального состава и тектоно-магматической активности регионального комплекса Армении делают его исключительно благоприятным полигоном для разработки теории целого ряда важнейших вопросов внутреннего строения Земли, глубинных геологических процессов, в том числе процессов миграции и концентрации рудообразующих элементов, а также вероятностно-статистических методов поисков и прогнозирования. Наличие в республике кадров квалифицированных геологов, физиков, астрономов, математиков, экономистов, технологов, а также ряда вычислительных центров позволяет надеяться на успешное решение указанных задач.

Представляется необходимым улучшить и расширить подготовку специалистов в области техники и технологии геологоразведочного производства в Ереванском политехническом институте и геолого-математиков и геофизиков в Ереванском государственном университете. Следует пересмотреть также план подготовки научных кадров

через аспирантуру, имея в виду развитие новых направлений геолого-геофизических, изотопно-геохимических и аэрокосмических исследований. Решение приведенного перечня вопросов предполагает участие в них также специалистов из областей горной техники, технологии, металлургии. Нам представляется, что соподчинение Академии наук Армянской ССР существующего в республике Научно-исследовательского горно-металлургического проектного института Министерства цветной металлургии СССР и расширение тематики его исследований способствовали бы решению указанных вопросов.

Должны быть также приняты меры для повышения эффективности полевых работ геологов—важнейшего условия сбора полноценной и надежной информации, лежащей в основе проектирования дорогостоящих горнопроходческих, буровых и геофизических работ.

Труд геолога требует высоких моральных качеств, физической закалки, профессионального романтизма и большого патриотического настроения. Воспитание молодых специалистов для работы в трудных условиях горного рельефа, подземных выработок, бездорожья, погодных препятствий является делом первостепенной важности, и нам необходимо всемерно содействовать полевым геологическим отрядам в правильной организации труда геологов, материально-технического снабжения, обеспечения рабочей силой поисково-разведочных работ, требуемой техники безопасности.

Необходимо значительно усилить научно-теоретическую основу проводимых в республике геолого-геофизических и поисково-разведочных исследований, повысить качество работ по подсчету и категоризации запасов полезных ископаемых, совершенствовать исследования по установлению кондиций на минеральное сырье с целью максимально возможного использования крупных запасов относительно небогатых забалансовых руд, разработке технологии попутного извлечения в промышленных масштабах ряда ценных редких элементов из перерабатываемых рядовых руд и отходов.

К своему славному пятидесятилетию Институт удостоен высокой правительственной награды. Указом Президиума Верховного Совета СССР за достижения в области развития геологических наук и подготовке научных кадров он награжден Орденом Трудового Красного Знамени. Коллектив Института считает эту награду высокой честью и воспринимает одновременно как большое доверие и высокую ответственность.

Геологи нашей республики, нашего Института, имеющие славные традиции и богатый опыт, не пожалеют сил и энергии, чтобы внести достойный вклад в решение больших и благородных задач, выдвинутых партией и правительством перед советским народом.

Ա. Տ. ԱՍԼԱՆՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԱ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ
ԻՆՍՏԻՏՈՒՏԻ 50 ՏԱՐԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հողվածում տեղեկություններ են բերվում ինստիտուտի ստեղծման պատմության վերաբերյալ, քննարկվում է առանձին գիտնականների և կենտրոնական երկրաբանական գիտահետազոտական ինստիտուտների դերը մեր

Ինստիտուտի կազմավորման և նրա գիտական կողմնորոշման գործում, Հատկապես շեշտվում է Ինստիտուտի գիտնականների դերը շերտագրության, տեկտոնիկայի, երկրադինամիկայի, քարաբանության, մագմատիզմի, ապարաբանության, մետաղածնության, երկրաբիմիայի, ջրաերկրաբանության և ինժեներային երկրաբանության խնդիրների մշակման ասպարեզում: Քըննարկվում է Ինստիտուտի գիտնականների ներդրումը հանրապետության հանքա-հումքային ռեսուրսների ուսումնասիրման, լեռնարդյունահանող և վերամշակող արդյունաբերության նոր բնագավառների ստեղծման մեջ:

Վերլուծվում են Ինստիտուտի առջև դրված խնդիրները կուսակցության և կառավարության կողմից սովետական գիտությանն առաջադրված նոր պահանջների լույսի տակ մեր երկրի զարգացման ժամանակակից փուլում:

A. T. ASLANIAN

THE 50th ANNIVERSARY OF THE INSTITUTE OF GEOLOGICAL SCIENCES OF THE ACADEMY OF SCIENCES OF THE ARMENIAN SSR

A b s t r a c t

The information is brought on the history of the Institute organization, the role of individual scientists and central geological scientific-research institutes is considered in formation of the Institute and in determination of its scientific profile. It is especially marked out the role of the Institute in working out the problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics, lithology, magmatism, petrology, metallogeny, geochemistry, hydrogeology and engineering geology. The Institute scientists contribution is considered to the investigation of our republic raw materials resources, to the creation of new branches of mining and processing industry.

The tasks put before the Institute are analysed in the light of new demands made by the Communist Party and Soviet government in the contemporary stage of our country development.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 5, 19—32, 1985.
УДК:553.241.7:552.58:551.76(479)

M. A. САТИАН

МЕТАЛЛОНОСНЫЕ СИЛИЦИТЫ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ СЕРИИ МАЛОГО КАВКАЗА

Из сравнения структурного положения и состава металлоносных отложений офиолитовых разрезов Малого Кавказа с разрезами Апеннин, Кипра и Бассита предполагаются тектонические условия их возникновения в осевом трое офиолитовых прогибов региона в условиях начального спрединга. Металлоносные силициты могут относиться к новому перспективному виду минерального сырья для комплексного извлечения кремнезема и металлов.

Ինստիտուտի կազմավորման և նրա գիտական կողմնորոշման գործում։
Հատկապես շեշտվում է ինստիտուտի գիտնականների դերը շերտագրության,
տեկտոնիկայի, երկրադինամիկայի, քարաբանության, մագմատիզմի, ապա-
րաբանության, մետաղածնության, երկրաբիմիայի, ջրաերկրաբանության և
ինժեներային երկրաբանության խնդիրների մշակման ասպարեզում։ Քըն-
նարկվում է ինստիտուտի գիտնականների ներդրումը հանրապետության
հանքա-հումքային ռեսուրսների ուսումնասիրման, լեռնարդյունահանող և
վերամշակող արդյունաբերության նոր բնագավառների ստեղծման մեջ։

Վերլուծվում են ինստիտուտի առջև դրված խնդիրները կուսակցության
և կառավարության կողմից սովետական գիտությանն առաջադրված նոր
պահանջների լույսի տակ մեր երկրի զարգացման ժամանակակից փուլում։

A. T. ASLANIAN

THE 50th ANNIVERSARY OF THE INSTITUTE OF GEOLOGICAL SCIENCES OF THE ACADEMY OF SCIENCES OF THE ARMENIAN SSR

A b s t r a c t

The information is brought on the history of the Institute organiza-
tion, the role of individual scientists and central geological scientific-
research institutes is considered in formation of the Institute and in de-
termination of its scientific profile. It is especially marked out the role
of the Institute in working out the problems of stratigraphy, tectonics,
geodynamics, lithology, magmatism, petrology, metallogeny, geochemi-
stry, hydrogeology and engineering geology. The Institute scientists
contribution is considered to the investigation of our republic raw ma-
terials resources, to the creation of new branches of mining and proces-
sing industry.

The tasks put before the Institute are analysed in the light of new
demands made by the Communist Party and Soviet government in the
contemporary stage of our country development.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 5, 19—32, 1985.
УДК:553.241.7:552.58:551.76(479)

M. A. САТИАН

МЕТАЛЛОНОСНЫЕ СИЛИЦИТЫ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ СЕРИИ МАЛОГО КАВКАЗА

Из сравнения структурного положения и состава металлоносных отложений офио-
литовых разрезов Малого Кавказа с разрезами Апеннин, Кипра и Бассита предпо-
лагаются тектонические условия их возникновения в осевом трогге офиолитовых про-
гибов региона в условиях начального спрединга. Металлоносные силициты могут
относиться к новому перспективному виду минерального сырья для комплексного
извлечения кремнезема и металлов.

Металлоносные силициты имеют наибольшее распространение в Севанской офиолитовой зоне, подчиненное в Зангезурской и практически отсутствуют в Вединской зоне (рис. 1). В разрезе кремнисто-эффузивной формации Севанской зоны они ассоциируют с безрудными силицитами в *ритмически* построенных пачках. В основании таких пачек прослеживается несколько слоев микритовых известняков, выше следуют чередующиеся светло-серые и бурые радиоляриты и кремнистые глины, тонкослоистые, с пропластками бурых кремнистых пелитовых туффитов, далее разрез ритмопачки наращивается сургучными радиоляритами, которые сменяются яркокрасными микрозернистыми силицитами с примесью радиоляриевых раковин и, наконец, разрез венчают хрупкие темно-коричневые, с поверхности черные, обычно среднеслоистые, иногда тонкослоистые металлоносные силициты, которые представляют собой пигментированные окислами Fe и Mn

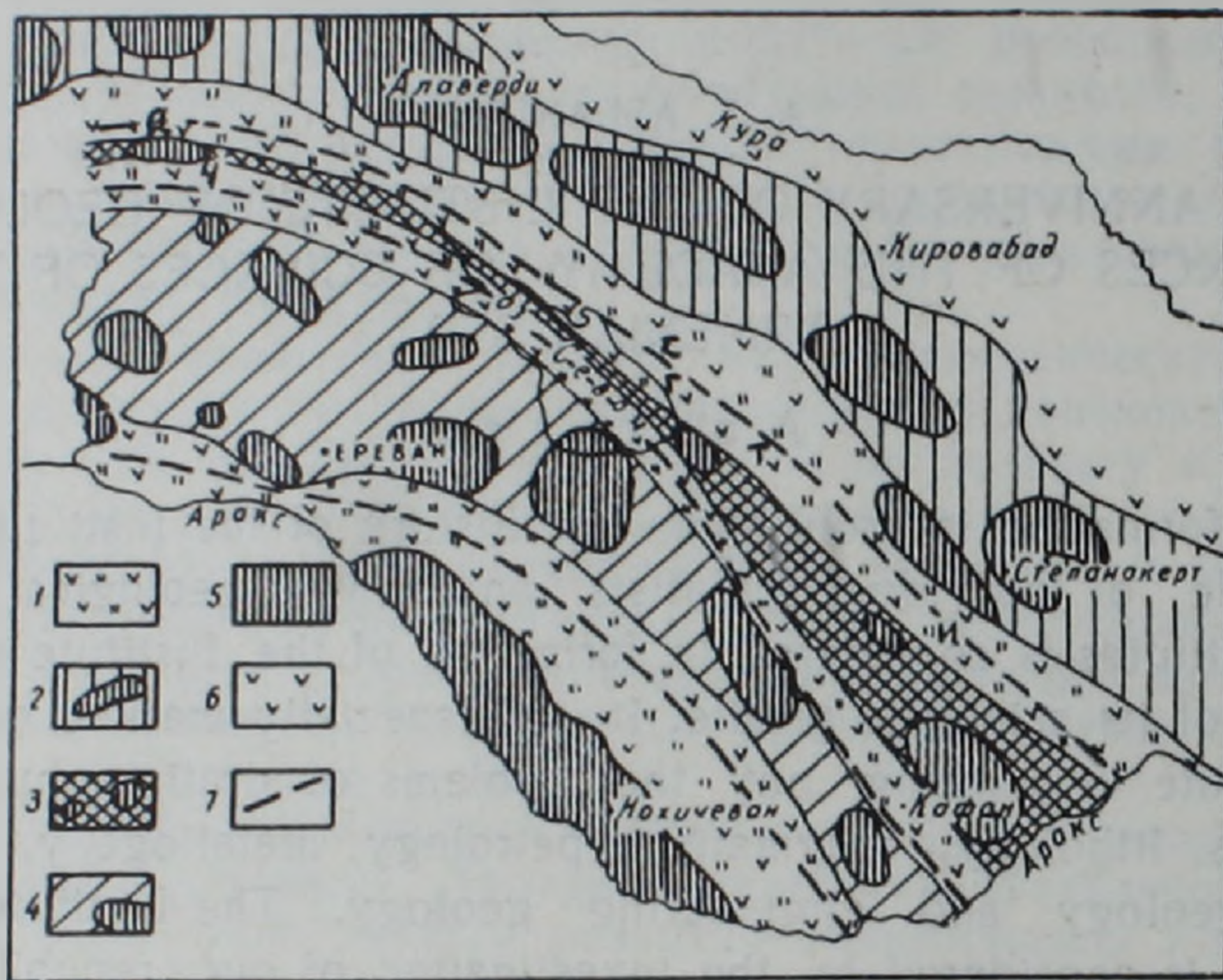


Рис. 1. Схема тектонической зональности Малого Кавказа в средне-позднемеловое время и распределения металлоносных силицитов.

1. Офиолитовые прогибы: Севанский, Зангезурский, Вединский (с северо-востока на юго-запад). 2. Сомхето-Карабахская зона поднятий, включающая мелководные вулканические прогибы. 3. Базумо-Кафанская зона поднятий, включающая мелководные вулканические и осадочные прогибы. 4. Анкаван-Зангезурская (Мегринская) зона поднятий, включающая мелководные осадочные прогибы. 5. Урц-Джультинская зона поднятий, включающая мелководные осадочные прогибы. 6. Предмалокавказский мелководный вулканический прогиб. 7. Осевые части офиолитовых зон. 8. Проявления металлоносных силицитов: а—арчидзорское, ч—чернореченское, с—саринарское, г—гейсуинское, т—тертерское, и—ипякское.

микрозернистые, микрозернисто-радиоляритовые и нередко радиоляритовые разности. В этих своеобразных отложениях нередко пропластки буро-красных кремней с глобулярной структурой. Мощность пачек металлоносных силицитов достигает 10—15 м, по простиранию они прослеживаются в басс. р. Саринар на несколько десятков метров, реже—более сотни метров (рис. 2), быстро выклиниваются или смещаются поперечными простиранию разломами, вновь обнаруживаясь к западу и востоку в виде сопряженных кулисовидно крупных и мелких линз. Соотношение их разнообразно. Имеются примеры, когда металлоносные отложения перекрываются потоком базальтов, но чаще базальты

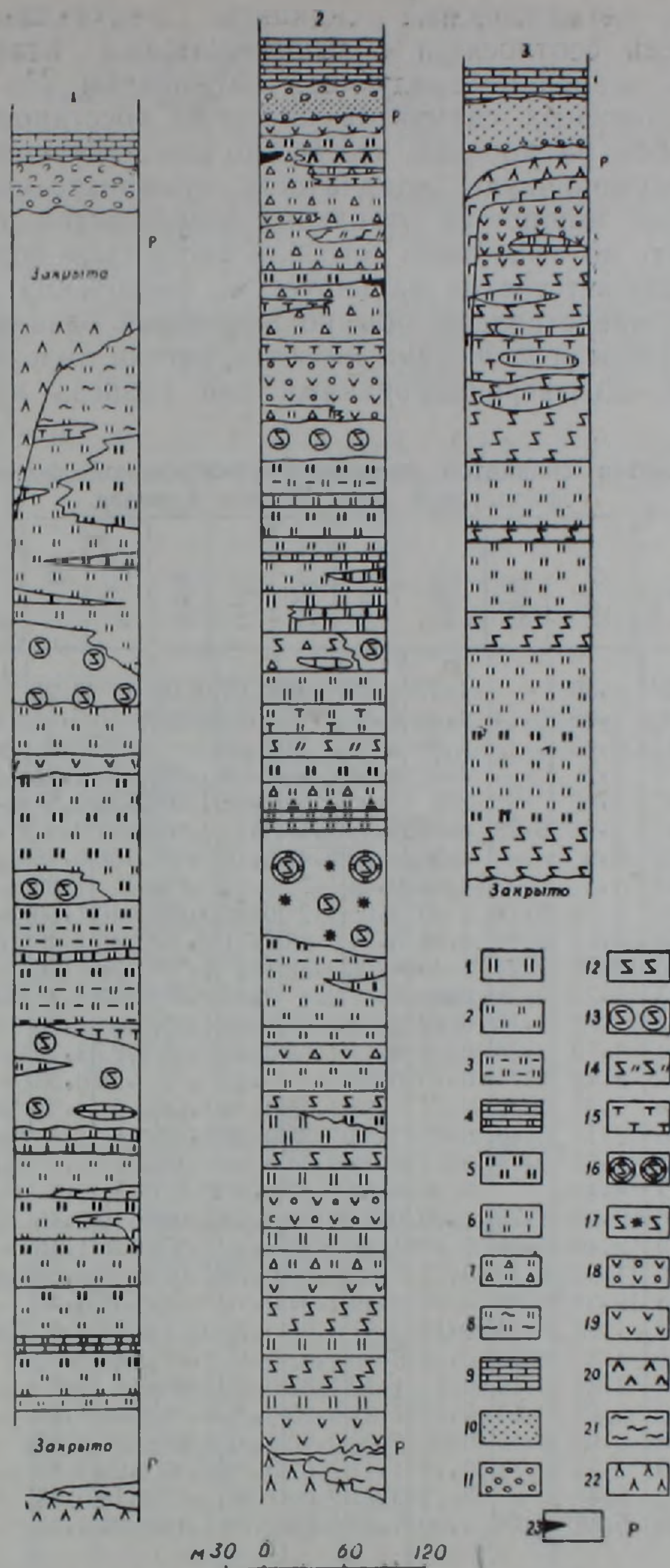


Рис. 2. Типы разрезов зоны максимальных мощностей кремнисто-эффузивной формации Севанской зоны.

1—5. Радиолариты и микрозернистые кремни. 1. Массивные, трещиноватые железисто-кремнистые. 2. Тонкослоистые кремнисто-железистые. 3. Глинистые. 4. Известковистые и микрозернистые известняки с радиоларитами. 5. Железисто-марганцевистые. 6. Фтанитонды. 7. Радиолариты и микрозернистые силициты брекчиевой структуры. 8. Рассланцованные силициты. 9. Известняки микрозернистые. 10. Граувакки. 11. Конгломераты и брекчии. 12. Диабазы, спилиты и спилитовые порфириды. 13. Шаровые спилиты. 14. Спилиты. 15. Туфы дацитов. 16. Шаровые спилиты с радиоларитовыми «рубашками». 17. Спилиты и вариолиты. 18. Миндалекаменные диабазовые порфириды и спилиты. 19. Порфириды базальтовые альбитизированные. 20. Кератофиры (дациты). 21. Метаморфические сланцы. 22. Перидотиты и серпентиниты. 23. Марганцевые руды. 24. Р—разломы. Места разрезов: 1) бассейн р. Сатанахач, 2) бассейн р. Саринар, 3) бассейн р. Шишкая. Севанский хребет.

отсутствуют, и металлоносные силициты, венчающие ритмопачку, стратиграфически соотносятся с вышележащими известняками или радиоляритами основания следующей ритмопачки. По размещению в разрезе металлоносных силицитов нетрудно восстановить положение кровли и подошвы ритмопачек, что важно при картировании, учитывая сложную дисгармоничную складчатость кремнисто-эффузивной формации. Вариации мощностей отдельных компонентов ритмопачек значительны, вплоть до выпадения того или иного типа пород. Суммарная их мощность соответственно варьирует от нескольких до 25—30 метров. Эффузивы представлены обычно шаровыми базальтами, ближе к верхней части разреза *формации* имеются потоки андезитов и дацитов, трахиандезитов. Дифференцированный тип разреза вулканитов наи-

Таблица 1

Химический состав силицитов кремнисто-вулканогечной формации Севанской
офиолитовой зоны Малого Кавказа

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	H ₂ O	п.п.п.	Na ₂ O	K ₂ O	S	P ₂ O ₅	CO ₂	Сумма
1	92,49	—	2,22	1,80	—	1,27	1,12	0,40	0,07	0,18	—	0,25	—	—	—	99,80
2	92,16	—	1,90	1,05	0,14	4,00	0,68	0,11	0,05	0,35	0,13	0,25	0,03	—	—	100,85
3	84,09	0,19	3,13	6,05	0,14	6,06	0,34	0,11	0,06	—	0,15	0,5	—	—	—	100,82
4	80,01	0,29	6,60	7,2	—	4,02	0,95	0,09	0,05	1,05	0,3	0,85	0,03	—	—	100,84
5	87,07	—	4,32	3,00	—	2,8	1,00	0,22	0,06	1,04	0,18	0,8	0,03	—	—	100,52
6	80,85	—	7,42	2,69	0,28	5,54	0,59	0,63	0,17	2,01	0,11	0,4	0,02	—	—	100,71
7	84,03	—	5,25	6,6	—	1,56	0,59	0,43	0,18	1,16	0,06	0,46	0,03	—	—	100,35
8	84,06	0,12	5,12	4,5	—	1,85	0,44	1,77	0,19	1,63	—	1,00	—	0,11	—	100,79
9	79,05	0,16	7,11	5,75	0,14	1,95	1,02	1,25	0,32	2,02	0,40	1,50	—	0,05	—	100,72
10	76,16	—	5,05	9,15	0,14	4,85	0,81	0,28	0,31	2,18	0,40	1,40	0,04	—	—	100,77
11	68,47	0,06	5,60	12,26	2,24	2,40	1,96	2,56	1,47	1,79	0,38	0,26	—	—	—	99,45
12	81,53	0,49	9,13	1,71	0,28	0,09	0,43	2,1	0,11	2,05	0,43	2,1	0,02	0,05	—	100,52
13	90,05	0,12	4,11	1,73	0,16	0,69	0,44	1,07	1,08	1,00	—	1,00	—	0,17	—	100,62
14	71,38	0,35	13,56	4,79	0,28	0,16	0,71	1,69	0,43	2,48	1,0	3,70	0,12	0,11	—	100,76
15	92,03	—	3,12	2,42	0,71	0,10	0,56	—	0,12	0,77	1,25	0,53	—	—	—	100,61
16	89,65	—	1,60	2,32	0,43	0,71	1,33	1,35	0,16	1,68	0,6	0,8	1,02	—	—	100,65
17	89,91	—	1,85	2,13	0,43	0,09	0,63	2,35	0,16	1,52	0,6	1,1	0,03	—	—	100,80
18	80,61	0,39	7,33	7,65	0,14	0,77	0,78	0,74	0,08	1,10	0,22	1,0	0,02	0,05	—	100,88
19	86,62	—	5,22	4,4	—	0,56	0,64	0,43	0,07	0,61	0,8	0,8	—	—	—	100,15
20	90,70	0,10	2,00	2,00	1,76	0,30	0,84	0,40	0,20	1,00	0,10	0,45	—	—	—	99,85
21	83,76	—	7,80	2,40	1,05	0,10	1,40	0,45	0,36	1,50	0,20	1,10	—	—	—	100,06
22	76,29	0,26	4,76	11,95	0,14	3,72	1,52	0,34	0,14	1,07	0,19	0,33	0,02	—	—	100,73
23	71,01	0,39	6,18	19,35	0,56	0,14	0,49	1,04	0,11	1,04	0,13	0,40	—	—	—	100,83
24	69,02	—	4,07	1,25	0,14	20,18	0,87	0,05	0,22	3,65	0,97	0,4	0,03	—	—	100,85
25	71,00	0,35	15,15	4,35	0,32	0,22	0,59	1,42	0,16	2,67	0,53	3,62	—	0,05	—	100,43
26	82,05	—	5,78	4,84	0,14	0,71	1,12	1,32	0,48	2,06	0,6	1,5	—	—	—	100,60
27	91,05	0,21	2,42	0,92	0,53	0,18	1,81	0,25	0,20	0,44	0,04	0,34	—	0,04	1,12	99,55
28	91,94	0,17	2,55	0,90	0,46	0,09	1,08	0,40	0,21	1,05	0,21	0,56	—	0,11	—	99,73
29	71,84	0,55	12,99	2,31	0,74	0,11	1,11	2,07	0,79	2,30	1,09	3,59	—	0,05	—	99,54
30	79,18	0,26	2,70	5,43	—	3,21	3,27	2,06	1,08	1,57	0,18	0,33	—	0,09	—	99,96
31	82,31	0,17	3,13	5,88	0,14	1,00	1,87	2,69	0,70	1,41	0,24	0,43	—	0,09	0,22	100,06

1—11, 24—марганцевистые радиоляриты и радиоляритово-микрозернистые ритмиты, Севанский хр., басс. р. р. Саринар, Гейсу (№ 11—урочище Арчидзор Базумского хребта). 12—17—микрозернистые кремни с реликтами радиолярий и радиоляритово-микрозернистые ритмиты, Севанский хр., (№ 16, 17—Меграшатский хр.). 14, 18, 19—глинистые радиоляриты, Севанский хр., 22, 23—кремни с глобулярной структурой. Севанский хр., 25—26—кремнистые пелитовые туффиты. Базумский и Севанский хр. По данным автора (№ 1—26), лаборатория ИГН; 27—31—радиоляриты и другие силициты басс. р. Тертер. (по Григорьеву, 1979).

более характерен для зон сокращенных мощностей формации. В петрохимическом отношении преобладают базальты субщелочные и щелочные, меньшее место в разрезах принадлежит толеитам. На контак-

тах базальтов с силицитами заметны признаки механической деструкции лавами силицитов (прохождение лав по илу), местами контакты термальные, лавы обычно миндалекаменные с выполнением миндалинокальцитом, микрозернистым кварцем, в подчиненном количестве-халцедоном.

В металлоносных силицитах основная микрозернистая или суборганигенная масса пересекается поздними кварцевыми мелкими прожилками, содержащими минералы окислов марганца и железа. Почти аморфные (рентгено-аморфные) массы марганцевых минералов, а также титита пигментируют основную микрозернисто-кварцевую и органигенную массу породы, подчиняясь ее структурно-текстурному рисунку.

Среднее содержание $Mn=1,68\%$, а $Fe=5,5\%$ (нижним пределом принято содержание $Mn=0,8\%$, при фоновом в безрудных силицитах— $0,20\%$). Сумма металлов Mn и Fe варьирует от 3,7 до $10,5\%$, в среднем составляя $7,2\%$, а отношение марганца к железу от 0,8 до 5,5 при среднем—2,6. В скоплениях марганцевистых минералов выявляются браунит, гаусманит, редко якобит и криптомелан [5].

По сравнению с неметаллоносными силицитами тех же разрезов выявлено повышенное содержание малых элементов группы железа, меди (табл. 2). Среди кремнистых пород имеются не только пропластки, но и секущие тела силицитов с глобулярной структурой, выявленные в ряде пунктов (район с. Ардашеви, Сарыбабинский синклинорий, басс. р. Саринар и др., на Севанском хребте). Обычно они не обогащены Mn , но нередко содержат повышенное количество Fe (табл. 1). Таким образом, весьма вероятно, что это реликты «корневых зон» гидротерм. Высокие значения т. н. модуля экстагивности [7] в металлоносных силицитах (табл. 2), весьма близкие к значению его в подобных современных накоплениях, позволяют в совокупности с вышеприведенными данными полагать, что повышенное содержание марганца и железа, а также некоторых микроэлементов, вероятнее

Таблица 2
Содержание элементов в силицитах из ритмопачек Севанский хребет.

Элементы	<i>Mn-Fe</i> силициты (20)	Радиоля- риты и м з кремни (13)	Глобуляр- ные сили- циты (9)	Туффиты кремнистые пелитовые (8)	Примечание
<i>Fe</i>	5.5	2.5	12.0	2.7	Количественный и приблизженный коли- чественный анализ, лаборатория ИГи АН Арм ССР
<i>Mn</i>	1.68	0.26	0.074	0.17	
<i>Ti</i>	0.09	0.139	0.04	0.32	
<i>Ni</i>	138	61	40	61	
<i>Co</i>	24	9	—	9	
<i>V</i>	60	52	70	72	
<i>Cr</i>	24	23	3	35	
<i>Cu</i>	122	57	12	41	
$\frac{Fe+Mn}{Ti}$	79.7	19.8	301.3	8.9	

Fe, *Mn*, *Ti* даны в %, остальные в г/т, в скобках — количество анализов.

всего связано с осаждением их из гидротерм, поступавших на дно бассейна. Подтверждением эксгальвативной природы рудного вещества служат также повышенный фон микроэлементов. Концентрации всей совокупности микроэлементов обусловлены не только разгрузкой гидротерм на дне бассейна, но и сорбцией микроэлементов на агрегатах гидроокислов Mn, Fe, меньшая доля приходится на привнос микроэлементов с терригенной, вулканообломочной и серпентинитокластической примесью, которые в металлоносных осадках весьма малы (0,0п%). Гидротермы, как полагают, формировались в погребенных магматических массах, в этой связи небезынтересно распределение редкоземельных элементов в металлоносных осадках относительно синхронных базальтов (рис. 3): отрицательные значения для Ta, Nb, P, Zr, Hf, Ti, Cr, Sc; положительные для Yb, Ba, K, Rb, Sm.

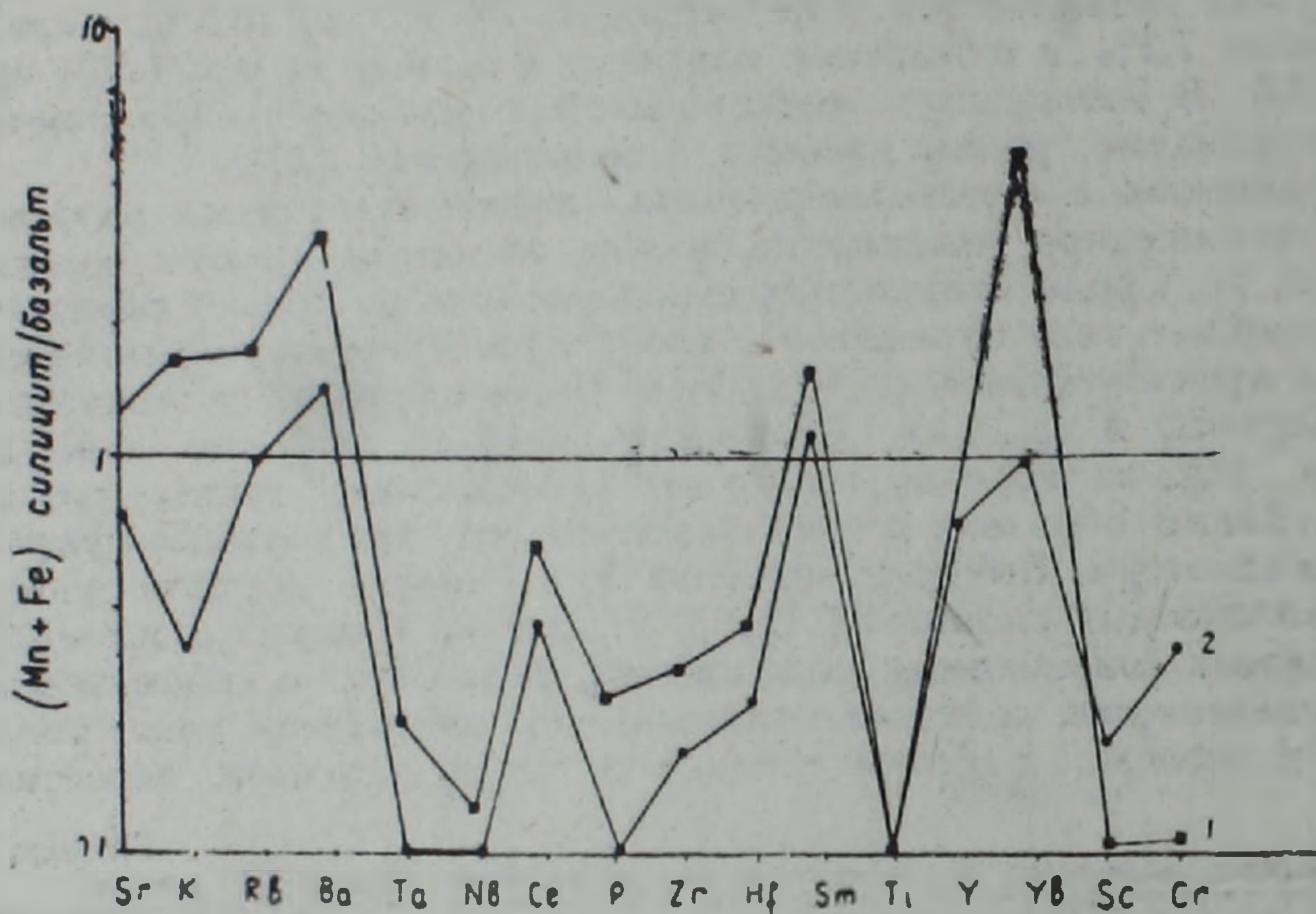


Рис. 3. Распределение микроэлементов в металлоносных силицитах, нормализованное к содержаниям в базальтах (чередующихся с силицитами). 1) нормализовано относительно толеитов; 2) относительно субщелочных и щелочных базальтов.

Остаются весьма слабо изученными флюктуации содержаний и формы нахождения указанных химических элементов прежде всего в магматических породах офиолитовой серии. По-видимому, вызваны они также и фоновыми для данной провинции концентрациями. Уровень их концентрации в силицитах, как известно, зависит и от сорбции на окислах Fe и Mn, а также от привноса обломочного материала. Как видно, вопросы эти требуют специальных исследований.

Перейдем к некоторым примерам металлоносных отложений других офиолитовых зон области Мезотетис.

В Апеннинах и Альпах металлоносные отложения—преимущественно силициты, залегают в основании разреза свиты силицитов непосредственно над базальтами. Помимо повышенного содержания в них Mn и Fe, а также ряда микроэлементов, изотопные соотношения Rb свидетельствуют о доминировании эксгальвативного способа поступления рудного вещества [8]. Над верхними базальтами, во впадинах вулканического палеорельефа, залегают умбры Кипра (Троодос), перекрытые радиоляритами и еще выше по разрезу—известняками (верх-

ний сенон). Окислы марганца, примесь кварца, апатита—таков типовой минеральный состав кипрских умбр, структура их чаще глобулярная, содержание $Si=4,9-22,9\%$; $Al=0,95-6,6\%$; $Fe=5,3-44,0\%$; $Mn=1,6-12,5\%$; обычно менее процента— Mg , Ca , Na , K , Ti , P .

Структурная позиция металлоносных отложений—умбр Баер Басита, в северной Сирии, к востоку от кипрских офиолитов, сходная на поверхности подушечных лав, связанных с дайковым комплексом. В составе умбр преобладают гематит, диоктаэдрический глиноземистый монтмориллонит, постоянным компонентом являются гидроокис-

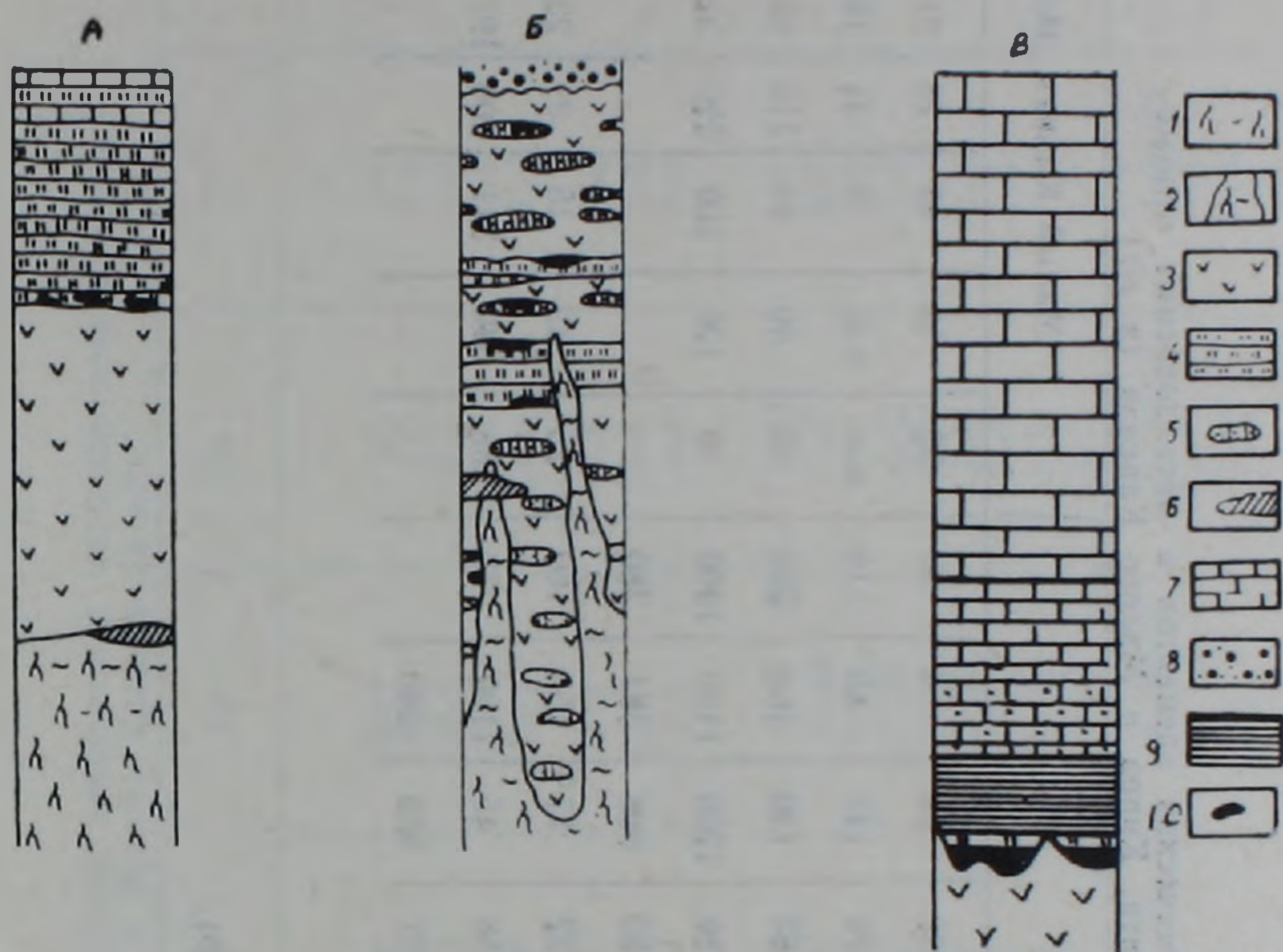


Рис. 4. Схема размещения металлоносных отложений в офиолитовых разрезах Средиземноморья и Передней Азии.

1. Ультрабазиты (и габбро). 2. Серпентинизированные ультрабазиты. 3. Вулканыты. 4. Силициты (радиоляриты и др.). 5. Линзы радиоляритов в ассоциации с известняками. 6. Офикальциты. 7. Известняки (микритовые и др.) 8. Офиолитокластические отложения. 9. Глины (монтмориллонитовые). 10. Металлоносные отложения (силициты, умбры и охры). Обозначения колонок: А) сводный разрез офиолитовой серии Центрального Средиземноморья, Б) сводный разрез офиолитовой серии Малого Кавказа, В) верхняя часть разреза офиолитовой серии Кипра, а также надофиолитового чехла (глины и алевритистые известняки кампана и вышележащие известняки палеогена).

лы марганца. Их химический состав: $Si=13,3-15,5\%$; $Al=4,9-5,5\%$; $Fe=16,9-17,9\%$; $Mn=1,0-3,4\%$; $Mg=1,8-2,3\%$, содержания Ca , Na , K , Ti , P варьируют от долей процента до целого [11]. Разнообразную позицию в разрезе покрова Сумаиль в Омане занимают металлоносные осадки—в пределах нижних и верхних лав и над ними. Обычен парагенез умбр с охрами и в верхних лавах—с кальцилютитам [10]. Краткий обзор показывает существенные различия структурной позиции металлоносных осадков в офиолитовых разрезах Мезотетиса (рис. 4). То же касается и их вещественного состава: в одних районах это типичные умбры и охры, в других—металлоносные силициты; объединяет их повышенное содержание марганца, железа, малых элементов, существенно эксгальтивных. Имеются вариации и уровня их метаморфизма: в Альпах, например, развиты высокометаморфизованные

Таблица 3

Сопоставление содержаний малых химических элементов в металлоносных отложениях офиолитовой серии Бассита, Кипра и Малого Кавказа (в г/т)

	Бассит* умбры			Кипр.* умбры									Малый Кавказ, Мп—Fe—силициты**									
Cr	112	101	52	8	9	9	41	35	38	69	4	92	32	18	43	25	21	32	39	46	32	21
Co	133	95	79	129	133	104	74	57	76	145	85	110	н.о.	н.о.	8	31	18	14	21	19	23	14
Ni	268	347	199	336	368	335	152	100	163	130	164	250	49	49	41	110	59	151	84	92	90	45
Cu	н.о.	593	н.о.	803	1400	1180	421	280	1180	1200	1180	1400	98	136	100	220	34	206	132	144	230	130
Zn	185	96	119	467	381	404	414	306	289	386	301	280										100
Pb	334	86	102	179	190	246	183	158	122	77	155	160	23	39	15	31	23	н.о.	35	50	35	25
Ba	638	102	259	756	1190	1180	310	225	58	45	1190	77	188	340	311	206	197	457	815	466	116	160
Zr	232	146	145	1102	798	591	89	92	427	363	340											37

* По данным [11].

** Атомно-абсорбционный анализ. (ИГиГ СО АН СССР).

Таблица 4

Сопоставление содержаний редкоземельных элементов в металлоносных отложениях
Кипра (Троодос) и Малого Кавказа (в г/т)

	<i>La</i>	<i>Ce</i>	<i>Nd</i>	<i>Sm</i>	<i>Eu</i>	<i>Tb</i>	<i>Yb</i>	<i>Lu</i>	<i>La/Yb</i>
Троодос*									
Умбры	100,9	43,4	91,3	18,6	4,5	2,6	6,2	0,8	16,3
	86,7	135,7	92,4	16,5	4,0	2,8	6,7	1,0	12,9
	95,5	24,3	95,2	20,7	5,1	2,8	7,9	1,0	12,0
	125,9	14,4	99,8	21,8	5,2	2,8	9,9	1,3	12,7
	535,8	72,7	319,7	45,7	13,6	7,9	19,6	2,6	27,3
Охры	55,0	17,2	66,1	14,4	3,5	2,0	5,9	1,0	9,3
	57,38	21,3	56,9	12,2	3,4	1,8	5,2	0,7	11,0
	17,5	13,0	16,9	5,0	1,3	0,6	2,3	0,9	7,6
Малый Кавказ**									
Севанский хребет	45,2	17,9	34,6	6,79	1,48	0,66	2,58	0,5	17,5
	39,5	19,7	34,0	6,45	1,27	0,61	1,78	0,5	22,2
Мп-Fe—силициты	43,7	22,6	42,6	6,44	1,4	0,62	2,5	0,32	17,5
	75,0	23,7	60,6	10,93	4,52	1,16	3,66	0,5	20,5
	51,2	17,3	34,2	6,6	2,84	0,79	2,5	0,51	20,5
	54,6	23,5	36,7	7,19	3,21	0,85	2,97	0,6	18,4
	77,0	33,6	56,5	12,9	5,67	1,51	4,1	0,69	18,8
	69,8	39,2	35,2	8,41	3,91	0,85	3,12	0,64	22,4
	45,8	18,8	28,4	6,83	2,6	0,73	2,38	0,49	19,2
	16,0	19,0	н. о.	3,1	0,7	0,45	1,5	0,25	10,7
Морская вода	0,0034	0,0012	0,0028	0,00045	0,00013	0,00014	0,00082	0,00015	4,1
Мп—конкреции	150	1460	200	55	12	7,5	15	2,7	10
Ср. глины	32	73	33	5,7	1,24	0,85	3,1	0,48	10,3

* По данным [12].

** По автору. Нейтронно-активационный анализ (ИГиГ СО АН СССР).

разности с пьомонитом и сланцевой текстурой, в большинстве же регионов металлоносные силициты метаморфизованы на уровне самых слабых ступеней фации зеленых сланцев с переходом в зону глубинного эпигенеза. Не менее примечательны вариации и возраста этих образований: в Апеннинских и Альпах—верхнеюрский-нижнемеловой, в восточном Средиземноморье—средне-верхнемеловой, на Малом Кавказе—среднемеловой.

Металлоносные отложения довольно часто соседствуют с рудными концентрациями марганца, железа (в окисной форме) и подстилаются базальтами, в которых развиты сульфиды железа и меди (кипрские и другие месторождения). Как видно, по содержанию Fe, отчасти и Mn, а также малых элементов, включая редкие земли (табл. 3, 4), малокавказские металлоносные осадки отличаются сравнительной обедненностью и более высоким La/Yb.

Концентрации металлов, в том числе и микроэлементов, определяются в металлоносных отложениях офиолитовой серии балансом прежде всего седиментогенного и эксгальтативного вещества, а это значит, что если области глубоководного кремненакопления имеют устойчивые, весьма низкие и в целом сходные скорости осаждения кремнезема, то объемы поступающего гидротермального вещества могут резко варьировать. Можно допустить, что в прямой зависимости от скорости спрединга новообразованной коры находится интенсивность циркуляции гидротерм в погребенных вулканитах. Объемы осаждающихся марганца и железа и некоторых микроэлементов будут пропорциональны входящим в соприкосновение с объемом вулканитов фреатических вод, что приводит к возникновению на глубинах порядка 2—3 км гидротермальных систем, поднимающихся к поверхности дна бассейна по зонам трещиноватости [2, 3, 9].

Специфика кипрского и басситского офиолитовых разрезов—наличие толентов типа COX, наряду с проявлением дифференциации к кислым разностям, сопряженность с известково-щелочными и местами с щелочными вулканитами, появление в верхах некоторых разрезов пикритов, присутствие шитед-комплекса, наличие сульфидных медных руд в базальтах—становится особенно отчетливой при сравнении с офиолитовым разрезом Малого Кавказа. Не менее важно развитие крупных месторождений хромитов в полосе от юго-восточного Тавра (Карсанта-Позанта) к Загросу и Оману, наряду со значительными вариациями состава ультрабазитового комплекса. Эти особенности и вулканической, и ультрабазитовой частей разреза определяют в составе металлоносных отложений Бассита и Кипра высокие содержания Ni, Co, Cr, особенно Cu, Zr, Pb. Надо полагать их совместное с Mn и Fe выпадение из гидротерм. Между тем, содержания большинства редкоземельных элементов не отличаются значительной дисперсией, и в их накоплении решающее значение, вероятно, имела сорбция из морской воды на гидроокислах Fe и Mn.

Каковы же были скорости спрединга в офиолитовых трогах Малого Кавказа? Ответ на это можно дать в самой предварительной форме. Геологические и геохимические, а также геофизические данные по региону [1, 4, 6] более удовлетворительно объясняют формирование офиолитовой ассоциации региона в узких трогах типа Красного моря, с повсеместно проявившимся инициальным спредингом новообразованной коры океанического типа. Срединный хребт, подобный COX современных океанов в них не возникал. Срединный хребт в офиолитовых трогах мезозоя региона скорее сопоставим со стадией спрединга Красного моря, где имеется лишь зачаточный, нечетко выраженный срединный хребт. В основу таких реконструкций положен ряд фак-

тических данных и гипотез. Известно, что ввиду резкого различия между скоростью накопления силицитов и скоростью спрединга (последняя на несколько порядков выше), крупных скоплений силицитов в области вершинной части СОХ не происходило. Далее, в СОХ нет типичного для малокавказского разреза чередования толентов с субщелочными и щелочными лавами, нет и кислых дифференциатов базальтоидов (кератофиры малокавказского разреза), немаловажно

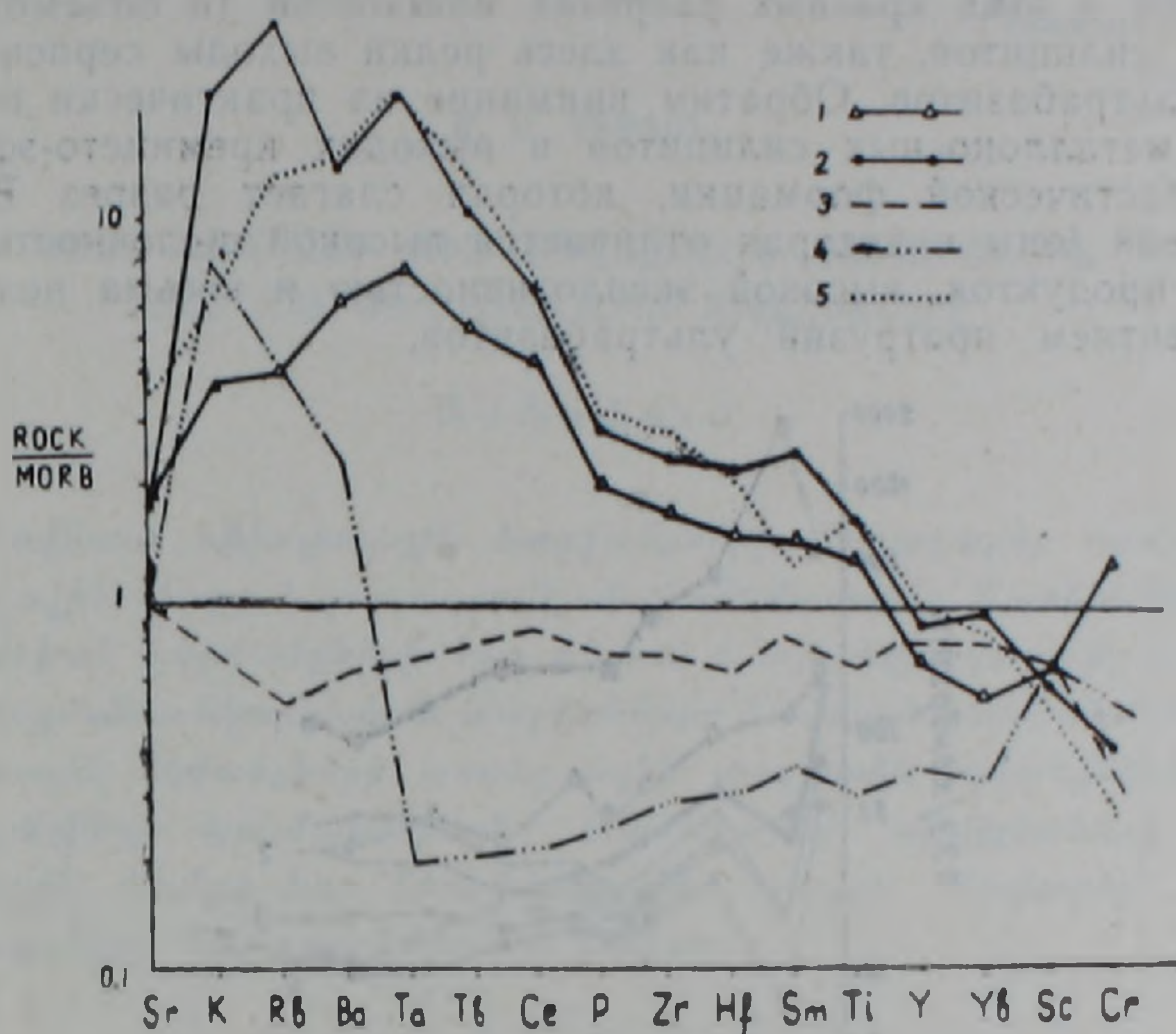


Рис. 5. Распределение микроэлементов в офиолитовых базальтах Малого Кавказа и других регионов области Мезотетис (по Pearce, 1979 с дополнениями). Нормализовано к типичному базальту СОХ: $Sr=120$; $K_2O=0.15$; $Rb=2.0$; $Ba=20$; $Ta=0.18$; $Nb=4$; $Ce=10.0$; $P_2O_5=0.12$; $Zr=90$; $Hf=2.4$; $Sm=3.3$; $TiO_2=1.5$; $Y=30$; $Yb=3.4$; $Sc=40$; $Cr=250$.

1—2. Базальты Севанской зоны: 1—толентовые; 2—субщелочные и щелочные (средние значения из 11 анализов); 3—базальты Троодоса, 4—базальты Омана—верхние пиллоу-лавы; 5—базальты Мамония, Кипр. Для K_2O , P_2O_5 , TiO_2 даны в %, остальные—в г/т. Возраст толщ средне-верхнемеловой (1—4), нижнемезозойский (5).

вновь подчеркнуть геохимическое отличие базальтов региона от таковых СОХ (рис. 5). Наконец, если обратиться к металлоносным осадкам, то наиболее разительное отличие их состоит в том, что в малокавказском разрезе они чередуются с вулканитами, чего не наблюдается в пределах СОХ, а также в том, что состав матрицы здесь кремнистый, тогда как в пределах СОХ матрица преимущественно карбонатная. Обращает внимание и то, что изученным малокавказским металлоносным силицитам свойственны более низкие значения содержания Zr , Y и отношения U/Th (0, n), чем для силицитов СОХ. Некоторое геохимическое сходство с металлоносными осадками СОХ обнаруживает Ce —аномалия (рис. 6). Между тем альтернативная модель—офиолитовый трог (с осевым трогом: «трог в трог») подтверждается многочисленными геолого-геофизическими данными. Помимо приведенных выше, отметим следующие. Офиолитовые сутуры контролируются по результатам сейсмического профилирования глубинными разломами, уходящими в верхнюю мантию. Металлоносные

силициты приурочены к наиболее мощным разрезам кремнисто-эффузивной формации, слагаемым наиболее глубоководной ассоциацией пород и пространственно примыкающей к крупным массивам ультрабазитов. Вся эта полоса в направлении, поперечном простиранию офиолитовой зоны, латерально сменяется маломощными разрезами кремнисто-эффузивной формации, сложенными менее глубоководными и мелководными отложениями, причем отмечается резкое сокращение в этих краевых разрезах мощностей (и объемов) металлоносных силицитов, также как здесь редки выходы серпентинизированных ультрабазитов. Обратим внимание на практически полное отсутствие металлоносных силицитов в выходах кремнисто-эффузивно-вулканокластической формации, которая слагает разрез Вединской офиолитовой зоны и которая отличается высокой щелочностью вулканических продуктов, высокой explosивностью и весьма незначительным развитием протрузий ультрабазитов.

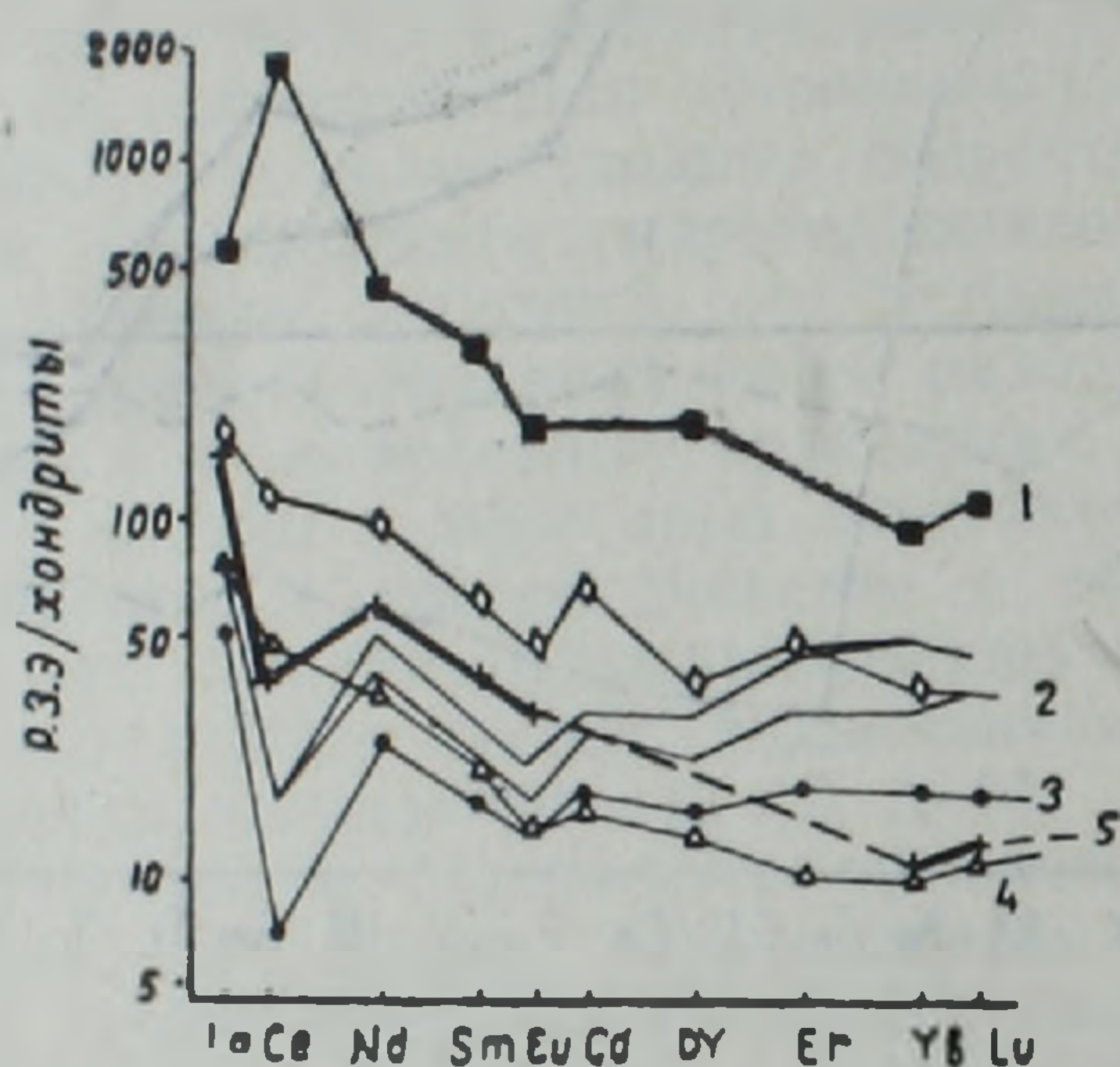


Рис. 6. Распределение редкоземельных элементов в металлоносных отложениях (9 с дополнениями). 1. Среднее для стяжений марганца в океанах. 2. Фосфориты. 3. Металлоносные осадки Восточно-Тихоокеанского поднятия. 4. Пелагические осадки, среднее. 5. Металлоносные силициты Севанского хребта.

Таким образом, намечается корреляция между масштабами проявления металлоносных силицитов и типами офиолитовых разрезов, из чего следует вывод о связи металлоносных силицитов с зонами сравнительно большего растяжения коры и спрединга, в региональном плане—с крупными офиолитовыми прогибами, как Севанский на Малом Кавказе.

На конструктивном этапе воссоздания континентальной коры (граувакковая, известняковая, флишевая и другие формации) накопление металлоносных силицитов резко обрывается.

В эволюции офиолитовых трогов металлоносные отложения обозначают этап, как видно, деструкции континентальной коры и новообразование коры океанического типа в осевой части трогов. Каковы же масштабы их накопления в регионе? На этот важный для практических целей вопрос может дать ответ детальное их картирование и поиски. Ориентировочные цифры по кремнезему и по содержанию металлов-марганца и некоторых малых элементов дают основание надеяться, что эти своеобразные накопления, которым обычно сопутствуют рудные концентрации Mn, в совокупности представляют новый, не

традиционный вид полезных ископаемых, пригодный для комплексного извлечения, прежде всего кремнезема и прочих сопутствующих компонентов; это и сырье для цветного стекла и пигментов, а в ряде случаев и поделочные материалы. Поэтому образования эти уже сегодня представляют практический интерес.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 5.V.1985

Մ. Ա. ՍԱԹՅԱՆ

ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ՈՒՇ ՄԵԶՈԶՈՅԱՆ ՕՖԻՈԼԻՏԱՑԻՆ
ՀԱՄԱՇԱՐՔԻ ՄԵՏԱՂԱՔԵՐ ՍԻԼԻՑԻՏՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Փոքր Կովկասի օֆիոլիտային կտրվածքների մետաղաբեր նստվածքների կառուցվածքային դիրքը և բաղադրության համեմատումը Ապենինների, Կիպրոսի և Բասսիտի կտրվածքների հետ բերում է այն եզրակացության, որ ներանց առաջացման տեկտոնական պայմանները համապատասխանում են մարգի օֆիոլիտային ճկվածքների առանցքային տաշտածե իջվածքներին՝ նախնական սպրեդինգի պայմաններում: Մետաղաբեր սիլիցիտները կարելի է միներալային հումքի նոր հեռանկարային տեսակ համարել՝ սիլիկատոդի և մետաղների համալիր կորզման համար:

M. A. SATIAN

METALLIFEROUS SILICITES OF THE MINOR CAUCASUS LATE
MESOZOIC OPHIOLITE SERIES

A b s t r a c t

Comparison of the Minor Caucasus ophiolite sections metalliferous sediments structural setting and composition with those of the Apennines, Cyprus and Bassite shows the tectonic conditions of their formation to be connected with axial troughs of the region ophiolite depressions under conditions of an initial spreading. The metalliferous silicites may serve as a perspective type of raw materials for the complex extraction of silica and metals.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т., Сатян М. А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1977, т. 30, № 4—5, с. 13—26.
2. Лисицин А. П. Процессы океанической седиментации. М.: Наука, 1978, с. 392
3. Лисицин А. П. История металлоносных осадков океана. В кн.: Океанология. Геология океана. М.: Наука, 1980, с. 309—319.
4. Сатян М. А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР (Малый Кавказ).—Ереван: Изд. АН АрмССР: 1979, с. 167.

5. Сатиан М. А., Яшвили Л. П. О проявлении марганцевых руд в породах кремнисто-вулканогенной формации Севанского хребта—ДАН АрмССР, 1976, т. XII, № 2, с. 119—121.
6. Сатиан М. А. Офиолитовые прогибы Мезотетиса. Ереван: Изд. АН АрмССР. 1984, с. 195.
7. Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанического литогенеза. М.: Наука, 1976, с. 299.
8. Barrett T. The Pb isotopic composition of Jurassic cherts overlying ophiolites in the North Apennines, Italy. „Earth and Planetary science Letters“, 49, 1980, p. p. 193—204.
9. Bonatti E. Metallogenesis at oceanic spreading centers. „Annual review of Earth and Planetary sciences“, vol. 3, 1975, p. p. 401—430.
10. Fleet A. J., Robertson A. A. F. Ocean-ridge metalliferous and pelagic sediments of the Samail Nappe, Oman. „J. geol. Soc. London“, v. 137, 1980, p. p. 403—422.
11. Parrot J—F., Delaune-Mayere M. Les terres d'ombre du Bassit (Nord-Quest Syrien)—comparaison avec les terres similaires du Troodos (Chypre). Cah. ORSTOM, ser. Geol., vol. VI, № 2, 1974, p. p. 147—160.
12. Robertson A. H. F., Fleet A. J. The origin of rare earths in metalliferous sediments of the Troodos massif, Cyprus. „Earth and Planetary Sciences Letters“ v. 28, 1976, p. p. 385—394.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 5, 32—38, 1985.
УДК:552.32(479.25)

Р. Л. МЕЛКОНЯН, М. С. АКОПЯН, Б. П. РОМАНЧЕВ

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ТРОНДЬЕМИТОВ КОХБ-ШНОХСКОГО МАССИВА

В пределах раннемелового Кохб-Шнохского массива обнажаются дайкообразные и неправильной формы тела трондьемитов, которые по особенностям химизма и минерального сложения резко отличаются от пород различных фаз массива и не укладываются в общий тренд их формирования.

На основании результатов их кислородно-изотопного исследования и изучения расплавных включений установлены четкие различия между трондьемитами и породами различных фаз массива, свидетельствующие о различиях в составах исходных магматических расплавов. Температура исходного расплава трондьемитов в глубинном магматическом очаге, находящемся в верхней мантии, составляла ~1400°С. Установлены две стадии кристаллизации расплава—первый на уровне «базальтового» слоя коры, второй—«гранитно-метаморфического», причем второй этап кристаллизации сопровождался ассимиляцией кислого материала.

Проблема происхождения трондьемитов, плагиогранитов и других близких по составу пород является одной из актуальных в современной петрологии. В настоящее время имеется обширная литература, в частности, суммированная в специальном сборнике [8], в котором приведены сведения, характеризующие их геологическую позицию, химизм, минеральный состав, геохимические особенности. На основании этих данных, а также результатов экспериментальных исследований разработаны различные модели их формирования [4, 7, 8 и др.]. При этом, подавляющее большинство исследований проведено на древнейших-докембрийских комплексах, в то время как данные для более молодых мезо-кайнозойских образований единичны. Следует также отметить, что представления о термобарических условиях их формирования основываются, как правило, на результатах экспериментальных работ, поскольку на трондьемитах и плагиогранитах исследования с использованием методов термометрии включений в минералах, равно как и изотопно-термометрические исследования, насколько нам известно, ранее не проводились. В этом аспекте результаты петрографо-ми-

ՀԱՐԱՎ-ԱՐԵՎԵԼՅԱՆ ՋԱՆԳԵԶՈՒՐԻ ՎԵՐԻՆ ՅՈՒՐԱՅԻ ՀԱՍԱԿԻ
ԲԱՐՋԻԿԱՅԻՆ ԼԱՎԱՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հափանի անտիկլինորիումի վերին յուրայի հասակի հրաբխածին ապարներում լայն տարածում ունեն բարձրկային լավաները, որոնք ճեղքվածքային բնույթի հրաբխային ժայթքումների արդյունք են: Բարձրկային լավաներն առաջացել են հիմնային կամ միջին կազմի մագմայի դիֆերենցիացիայի հետևանքով, որի նյութերի մեջ գերակշռողն անդեզիտաբազալտային տարատեսակն է: Բարձրկային լավաները ձևավորվել են ծանծաղ ծովային պայմաններում:

R. A. MANDALIAN, R. N. ZARIAN, J. H. STEPANIAN

THE UPPER JURASSIC PILLOW LAVAS OF THE
SOUTH—EASTERN ZANGUEZOO

A b s t r a c t

The south-eastern Zanguezoor (Armenian SSR) Upper Jurassic pillow lavas morphology, petrography, chemical composition, paragenesis are characterized. It is established the fissure eruptions of pillow lavas to have taken place in shallow sea conditions parallel to the carbonate sedimentation.

ЛИТЕРАТУРА

1. Власов Г. М., Попкова М. И. Вулканы как стратиграфические и тектонические вехи.—В кн.: Расчленение и корреляция осадочных толщ. М., Наука, 1978.
2. Мандалян Р. А. Эффузивно-гналокластитовая ассоциация в верхнеюрском вулканогенно-нижнемеловом вулканогенно-осадочном комплексе Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР. Науки о Земле, т. XXXI, № 6, 1978.
3. Мандалян Р. А. Вулканогенно-карбонатная формация верхней юры—нижнего мела северной части Армянской ССР (литология, основные черты палеовулканизма, полезные ископаемые).—В кн.: Стратиграфия и литология Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1979.
4. Мандалян Р. А. Смешанные карбонатно-эффузивные образования и их генезис (на примере верхнеюрских-нижнемеловых вулканогенно-осадочных формаций Армянской ССР.—В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата (эпигенез и начальный метаморфизм, М., Наука, 1981.
5. Панов Д. И. О стратиграфии юрских отложений Анатолии. Известия вузов. Геология и разведка, № 2, 1972.
6. Sugimura A. Zonal arrangement of some gophysical and petrological features in Japan and its environs. — J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. 2, 12, 1960.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 3, 30—40, 1985.

Дж. В. МХИТАРЯН, С. А. АРАКЕЛЯН

ЖИЛЬНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ МЕГРАДЗОРСКОГО
РУДНОГО ПОЛЯ И ИХ РОЛЬ В ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ

В статье рассматриваются вопросы классификации жильно-магматических пород Меградзорского рудного поля, их петрографические и петрохимические особенности, а также возрастные взаимоотношения между собой и оруденением.

Результаты исследований свидетельствуют, что во времени и в пространстве наиболее близки к оруденению минетты, по контактам которых локализованы почти все промышленные рудные жилы месторождения.

Изучение дайковых образований и их взаимоотношений с оруденением занимает важное место в комплексе методов исследований рудных полей и месторождений [1, 4, 5, 6]. Во многих случаях оно помогает выяснению места оруденения в общей эволюции рудоносных магматических очагов. Анализ возрастных взаимоотношений даек между собой и с рудами необходим также для определения последовательности развития тех структурных элементов, которые маркируются дайками и рудными жилами. Именно с этой точки зрения представляет определенный интерес развитие разнообразных по составу и возрасту даек в исследованном рудном поле.

Для рудного поля в целом характерно резко выраженное блоковое строение, сложное (стадийное) развитие минерализации [2, 7, 10]. Рудные жилы сконцентрированы в зоне деформационного влияния Мармарикского разлома и занимают субпараллельное к нему положение,

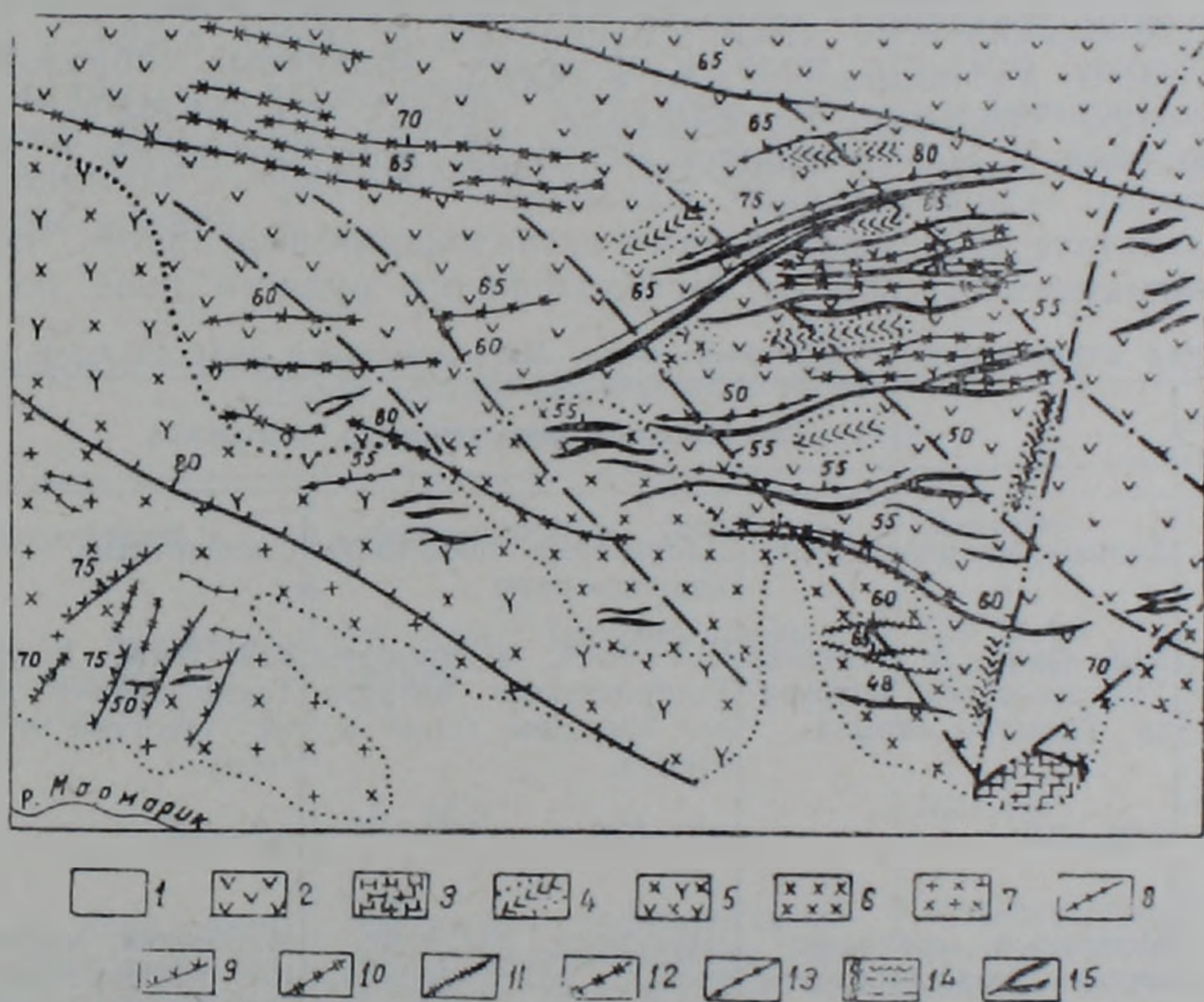


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Меградзорского золоторудного месторождения. Составил Дж. В. Мхитарян по данным личных исследований с использованием материалов Меградзорской ГРП. 1. Чет-вертичные аллювиально-делювиальные, озерные и другие отложения. 2. Андезиты и их пирокластиты; средний эоцен. 3. Кварц-слюдистые-хлоритовые метаморфические сланцы; верхний протерозой. 4. Субвулканические тела андезитов, андезито-дацитов; средний-верхний эоцен. 5. Граноснениты, кварцевые снениты; нижний олигоцен. 6. Монцониты, микромонцониты, монцоснениты; верхний эоцен-нижний олигоцен. 7. Кварцевые диориты, гранодиориты; неокм. 8. Аплиты, аплито-пегматиты. 9. Диоритовые порфиры, микродиориты. 10. Спессартиты. 11. Монцонит-порфиры. 12. Сненит-порфиры, граносненит-порфиры. 13. Минетты. 14. Разрывные нарушения: а) швы глубинных разломов; б) поперечные разрывы; г) мелкие разрывы. 15. Кварц-сульфидные жилы.

имея при этом различные падения—северное в висячем крыле разлома и южное—в лежащем.

Изучением интрузивных образований Меградзорского рудного поля и связанных с ними вопросов эндогенной минерализации занимались Г. П. Багдасарян [3], Б. М. Меликсетян [9], З. О. Чибухчян [11] и др. Почти все исследователи подразделяют их на древние и молодые. Древние интрузивы, представленные среднеюрскими плагиогранитами и меловыми тоналитами, обнажаются исключительно в пределах южной половины рудного поля. Из них плагиограниты выступают в толще кристаллических сланцев в виде ряда мелких выходов с прихотливой конфигурацией и многочисленными отходящими от них апофизами, часто мигматизирующими вмещающие сланцы. Большинство из них обнажается вдоль северо-восточных, близмеридиональных разрывов. В целом для плагиогранитов отмечается бедность дайковыми телами, что характерно для плагиогранитных комплексов [8]. Тоналиты слагают крупный штокообразный массив (Такярлинский), вытянутый в северо-западном направлении. В пределах рудного поля он ограничивается разломами: Мармарикским с севера и Анкаванским—с юга.

Интрузивы третичного возраста развиты, главным образом, в северном блоке рудного поля, в пределах эоценовых образований (рис. 1). Представлены они породами сиенит-монционитового ряда (Меградзорский и Цахкашенский массивы), приуроченными к зонам долгоживущих северо-западных разломов.

В результате проведенного нами исследования выяснилось, что жильно-магматические породы Меградзорского рудного поля по воз-

Общая характеристика жильных пород Меградзорского рудного поля

Характеристика пород	Дайки неокомского интрузивного комплекса		
	Аплиты, микропегматиты	Диоритовые порфириды, микродиориты	Спессартиты
Наименование даек	Аплиты, микропегматиты	Диоритовые порфириды, микродиориты	Спессартиты
Геологическая позиция	ЮЗ блок, в пределах Такярлинского интрузива. Трещины отрыва.	ЮЗ блок, в пределах Такярлинского интрузива. Трещины скола и отрыва.	ЮЗ блок, в пределах Такярлинского интрузива. Трещины отрыва и скола.
Асцидность (л)	0,05—0,5	0,2—40,0	0,2—5,0
Текстуры и структуры	Массивная, среднезернистая, мелкозернистая; панидиоморфнозернистая, микропегматитовая.	Массивная, среднезернистая, мелкозернистая; субпараллельно-порфировая, субпараллельно-флюидальная, полифировая; микропорфировая, миндалекаменная.	Массивная, мелкозернистая; порфировая, микропегматитовая.
Минеральный состав	Биотит, олигоклаз, плагиоклаз, кварц, апатит, циркон, сфен, рудный	Пироксен, (авгит, гиперстен), амфибол, ортоклаз, плагиоклаз, апатит, сфен, рудный.	Амфибол, ортоклаз, плагиоклаз, кварц, сфен, рудный.
Вторичные изменения	Серицитизация, окварцевание, березитизация.	Хлоритизация, эпидотизация.	Хлоритизация, эпидотизация, пиритизация.
Взаимоотношение с оруденением	Дорудные	Дорудные	Дорудные

расту, химизму и петрографическому составу также можно объединить в две основные группы: а) дайки неокомского интрузивного комплекса; б) дайки верхнеэоцен-нижнеолигоценового интрузивного комплекса (табл. 1).

Дайки первой группы, являющиеся, по-видимому, жильными отщеплениями Такярлинского интрузива, широко развиты в южной половине рудного поля, в пределах одноименного интрузива и в кристаллических сланцах. В последних они внедрены согласно осевой поверхности сланцеватости и подвергнуты метаморфизму низких ступеней. В эту группу, согласно последовательности их образования входят аплиты, микропегматиты, диоритовые порфиристы, микродиориты и спессартиты. Размещение большинства из них подчинено трещинам близмеридионального и северо-восточного простирания. Возрастные взаимоотношения даек этой группы обосновываются геологическими данными. Наиболее ранними из них являются аплиты и микропегматиты, которые часто пересекаются диоритовыми порфиристами и спессартитами. Пересечение дайки диоритового порфириста маломощной дайкой спессартита наблюдалось в керне скв. 120. Наконец, все перечисленные дайки этой группы пересекаются кварцевыми жилами, причем в большинстве случаев дайки ориентированы почти перпендикулярно кварцевым жилам, что четко выявляется при сопоставлении диаграмм 2а и 2б, построенных по замсам элементов их залегания. Петрографическое описание и морфологические особенности даек этой группы приведены в табл. 1.

Таблица 1

Дайки верхнеэоцен-нижнеолигоценового интрузивного комплекса		
Монцонит-порфиры	Сиенит-порфиры (бостониты)	Минетты
СВ блок, в пределах развития монцонитов. Трещины отрыва и скола.	СВ блок. Трещины скола и отрыва.	СВ блок. Трещины скола.
0,5—3,0	0,5—60,0	0,2—3,0
Массивная, порфировая; гипидиоморфнозернистая, переходная к монцонитовой.	Массивная, полнокристаллическая, среднезернистая; трахитонидная, переходная к бостонитовой.	Полнокристаллическая среднезернистая; сериально-порфировая, лампрофировая.
Пироксен, амфибол, ортоклаз, плагиоклаз, апатит, сфен, рудный.	Амфибол, биотит, мусковит, ортоклаз, плагиоклаз, кварц, апатит, сфен, рудный.	Пироксен (авгит), биотит, мусковит, карбонат, хлорит, апатит, рутил, рудный.
Хлоритизация, эпидотизация, каолинизация.	Хлоритизация, серицитизация, эпидотизация, каолинизация, окварцевание, карбонатизация, пиритизация.	Хлоритизация, серицитизация, березитизация, карбонатизация, каолинизация, окварцевание, пиритизация.
Дорудные	Дорудные	Дорудные

Диоритовые порфириды и микродиориты часто образуют «узлы», участки сгущения. Они прослеживаются на расстоянии от нескольких десятков метров до 2—3 км, при мощности до 40 м. Ориентировка их различная (рис. 2), но чаще всего встречаются дайки близмеридионального, северо-восточного простирания с падением на запад и северо-запад. Морфологические особенности даек диоритовых порфиридов свидетельствуют о том, что магматический расплав заполнял в основном трещины скола, реже отрыва, возникшие в местах выкручива-

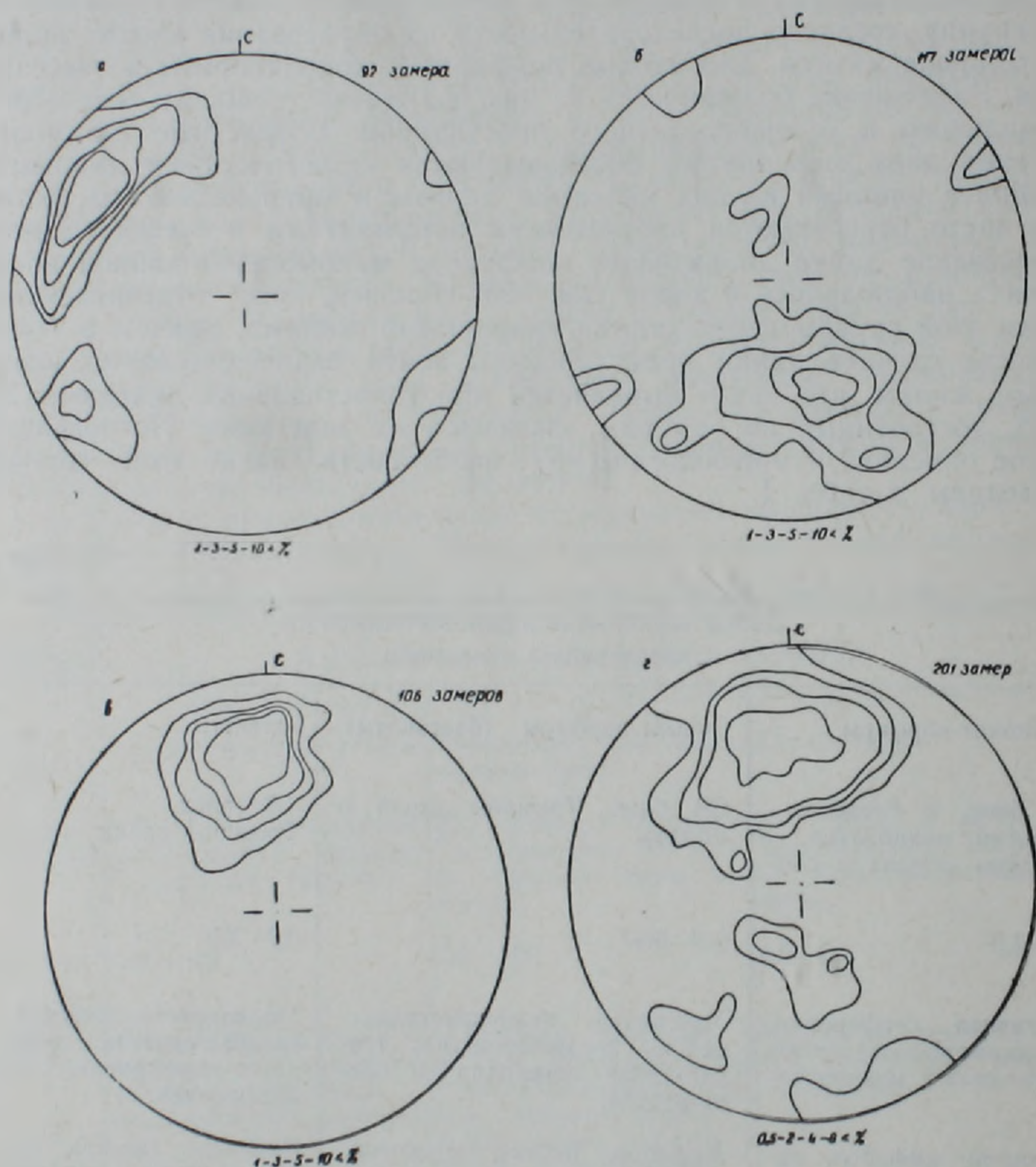


Рис. 2. Диаграммы: а) ориентировки даек неокомского интрузивного комплекса; б) минерализованных зон в юго-западной части рудного поля; в) ориентировки даек верхнеоцен-нижнеолигоценового интрузивного комплекса; г) минерализованных зон в северо-восточной части рудного поля.

ния мелких складок, т. е. на участках максимального растяжения. Спессартиты также пространственно тесно ассоциируют с Такярлинской интрузией. Залечивают они систему трещин преимущественно северо-восточного и близмеридионального простирания. Мощность даек колеблется от первых десятков сантиметров до 5 м. Иногда по их

контактам отмечается редкая вкрапленность пирита, а прожилки их, пересекая дайки, выклиниваются на расстоянии 10—15 см.

По особенностям химизма (табл. 2) дайки неокомского интрузивного комплекса характеризуются повышенной щелочностью (при постоянном преобладании Na_2O над K_2O), непостоянством отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, повышенным щелочно-известковым индексом (a/c), что позволяет допустить генетическую связь их с Такярлинской интрузией.

Дайки верхнеэоцен-нижнеолигоценового интрузивного комплекса развиты в северном блоке рудного поля. Среди них выделяются: монцонит-порфиры, сиенит-порфиры и минетты. Краткое петрографическое описание этих пород приведено в табл. I.

Геологические данные позволяют допустить, что наиболее молодыми из них являются минетты. Так, в северо-западной части рудного поля, у подножья г. Тежсар, параллельные дайки сиенит-порфиров секутся дайкой минетты. Взаимопересечения монцонит-порфиров с сиенит-порфирами, по полевым наблюдениям, не отмечались, однако косвенные факторы свидетельствуют о более молодом возрасте последних. Монцонит-порфиры пространственно приурочены к эндоконтакту Меградзорской интрузии и, очевидно, генетически связаны с ее монцонитовой фазой. Об этом свидетельствуют структурно-текстурные особенности (структура порфировая, с полнокристаллической мелкозернистой основной массой гипидноморфнозернистой структуры, переходной к монцонитовой), отчетливый ксеноморфизм калишпата относительно плагиоклаза, незначительное количество или отсутствие кварца, наличие пироксена, оторочки калишпата вокруг плагиоклаза и др. По минеральному составу дайки сиенит-порфиров очень близки к кварц-содержащим лейкократовым сиенитам Цахкашенского массива, что позволяет считать те и другие производными единого магматического очага.

Петрохимические особенности даек верхнеэоцен-нижнеолигоценового интрузивного комплекса (табл. 2) свидетельствуют об их принадлежности к субщелочным разностям. При увеличении кислотности отмечается общая тенденция повышения суммы щелочей. Наиболее кислые разности даек (монцонит-порфиры, сиенит-порфиры) мало чем отличаются от нормальных монцонитов и сиенитов, что указывает на их генетическую взаимосвязь соответственно с Меградзорским и Цахкашенским интрузивами. Минетты же характеризуются недосыщенностью SiO_2 (особенно авгитовые разности), резким преобладанием K_2O над Na_2O , повышенной известковистостью и магнезиальностью, что позволяет отнести их к ряду щелочных лампрофиров.

Дайки щелочных пород играют значительную роль в формировании структуры месторождения. Их пространственная ориентировка, морфологические особенности и характер контактов однозначно свидетельствуют о том, что они маркируют мобильные трещины скалывания, возникшие в додайковом и дайковом этапах. Возникновение этой системы трещин происходило, очевидно, в условиях субгоризонтального сжатия в близширотном направлении, что сопровождалось формированием линейных складок в среднеэоценовых породах. Поэтому нередко дайки субщелочных пород размещаются согласно осевой поверхности отмеченных складок, имеющих обычно запад-северо-западное простиранье.

Детальным картированием и документацией горных выработок установлено, что практически все крупные рудные жилы месторождения (1, 2, 9, «сленая» и др.) залегают согласно с дайками минетт, и

Таблица 2

Химический состав основных разновидностей даечных пород
Меградзорского рудного поля и их числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ № п/п	№ образ- цов	П о р о д ы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	H ₂ O	CO ₂	п.п.п.	Сумма
------------	--------------------	-------------	------------------	------------------	--------------------------------	--------------------------------	-----	-----	-----	-----	-------------------	------------------	-------------------------------	---	------------------	-----------------	--------	-------

Дайки неокомского интрузивного комплекса

1.	616	Аплит	64,5	0,65	14,93	3,15	4,04	0,14	1,32	4,62	3,70	3,40	0,28	—	0,10	—	0,05	100,89
2.	743	Диоритовый порфирит	55,40	1,65	17,36	4,31	4,85	0,18	4,05	4,69	5,20	1,30	0,23	—	0,03	—	1,01	100,35
3.	120/9	Спессартит	51,45	1,55	19,38	5,96	3,53	0,22	4,67	5,25	4,20	0,55	0,13	—	—	—	2,95	99,89

Дайки верхнеэоцен-нижнеолигоценового интрузивного комплекса

4.	562	Монцонит-п. рфир	55,38	0,85	21,22	0,48	4,26	0,14	2,33	5,53	4,50	4,10	0,43	—	—	—	1,20	100,47
5.	736	Сиенит-порфир	51,77	1,2	19,50	5,17	2,84	0,16	2,34	5,81	3,30	5,80	0,17	—	—	—	2,59	100,65
6.	80/3	Авгитовая минетта	39,8	0,78	11,34	5,23	5,04	0,63	9,99	14,00	0,57	4,60	0,28	—	0,15	5,00	2,45	99,86
7.	79/94	Минетта	49,21	0,60	17,90	8,82	3,69	0,21	3,72	6,37	0,20	4,30	0,23	0,01	0,41	—	3,91	100,58

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ № п/п	№ образ- цов	П о р о д ы	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	t	φ	п	Q	a/c	Аналитик	Автор
1.	616	Аплит	12,9	3,4	10,8	72,9	—	59,4	20,6	20,0	0,8	31,2	62,5	19,6	3,8	Мартirosян Р.	Мхигарян
2.	743	Диоритовый порфирит	13,5	5,0	16,2	65,3	—	52,6	42,7	4,7	2,1	25,6	85,7	1,4	2,7	Нерсисян К.	—
3.	120/9	Спессартит	10,3	6,7	20,6	62,4	15,9	44,1	40,0	—	2,2	15,2	93,2	2,5	1,5	Чаталян С.	—
4.	562	Монцонит-порфир	17,0	6,5	9,4	67,1	—	51,1	43,5	5,4	1,2	4,5	62,4	6,3	2,6	Чаталян С.	—
5.	736	Сиенит-порфир	16,7	5,5	14,0	63,8	—	56,2	29,7	14,1	1,7	34,4	46,1	11,3	3,0	Нерсисян К.	—
6.	80/3	Авгитовая минетта	8,2	3,7	41,3	46,8	—	24,6	42,0	33,4	1,7	11,2	15,5	26,5	2,2	Еганян Э.	—
7.	79/94	Минетта	7,4	8,6	21,3	62,6	9,2	58,1	32,7	—	1,0	3,9	6,1	1,9	0,9	Оганесян Л.	—

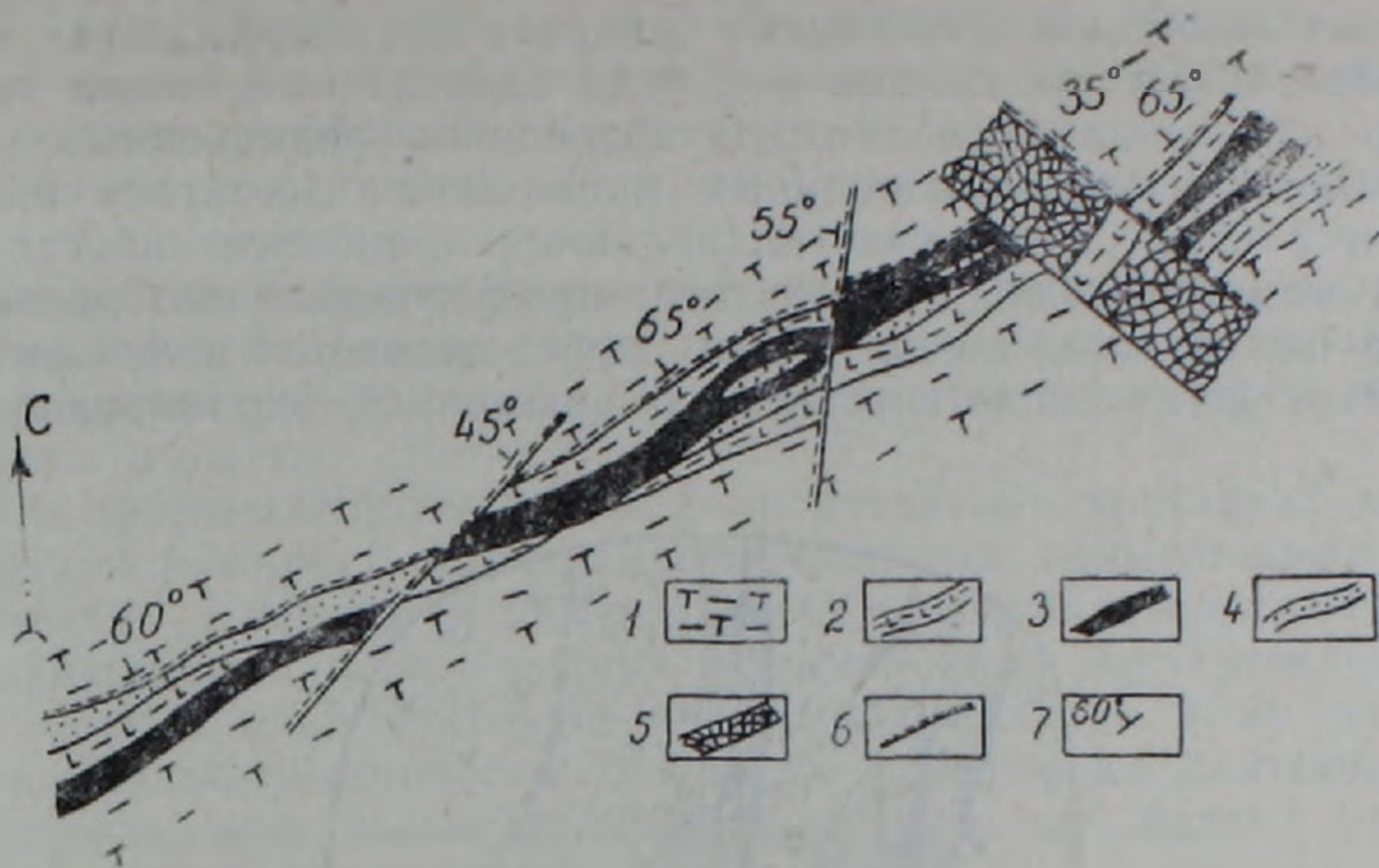


Рис. 3. Взаимоотношение авгитовой минетты с рудной жилой № 2 (шт. 6). 1. Туфоалевролит. 2. Авгитовая минетта. 3. Рудная жила. 4. Прожилково-вкрапленная минерализация. 5. Зона брекчирования. 6. Мелкие разрывы с глиной трения. 7. Элементы залегания.

по их падению и простиранию прослеживаются на несколько сот метров. Результаты статистической обработки данных элементов залегания даек субщелочных пород и минерализованных трещин в пределах месторождения также указывают на их полное совпадение (рис. 2в 2г). Аналогичное взаимоотношение между минеттой и жилой 2 показано на рис. 3. Как видно, на одних участках одна и та же рудная жила залегает в лежащем боку дайки, на других—в висячем или в пределах самой дайки. Такое поведение жил объясняется тем, что последние локализованы в более прямолинейных трещинах скола. Местами, особенно в интенсивно проработанных участках рудовмещающего разрыва, отмечается сложное переплетение дайки и сульфидно-кварцевой жилы. Здесь вдоль контактов дайки наблюдаются тектонические срывы с зеркалами и бороздами скольжения, с развитием глины трения от зеленовато-серого до черного цвета. В этих участках дайки и их мелкие апофизы подвергаются интенсивной березитизации и несут богатое прожилково-вкрапленное оруденение.

Амплитуды смещений вдоль даек в дорудное время не выявлены. В некоторых участках по первому рудному телу (шт. 50, 73) устанавливаются лишь внутриминерализационные сбросовые подвижки, амплитуда смещения которых не превышает 20 см. В шт. 73 (рис. 4) задокументирован фрагмент рудного тела I, где система субпараллельных минерализованных трещин прослеживающаяся от жилы, смещена в контакте дайки на 10—20 см; причем если смещения более крупных жил, выполненных сложными минеральными парагенезисами, достигают 0,2 м, то мономинеральные-пиритовые и карбонатные прожилки смещены вдвое меньше. Это объясняется тем, что подвижки по альбандам даек происходили и в рудном этапе формирования месторождения, т. е. между отложениями руд различных стадий минерализации. Аналогичные взаимоотношения дайковых пород с оруденением наблюдаются практически во всех промышленных рудных телах месторождения, что дает основание судить как об их дорудном возрасте, так и о неоднократности подвижек вдоль их контактов.

Минетты обычно несут следы катаклаза и брекчирования сцементированных жильным карбонатом кварцем и сульфидами. Размеры минерализованных прожилков в дайках зависят от степени гидротермального изменения последних. В интенсивно измененных участках протяженность минерализованных прожилков достигает 0,5 м, при мощности 2—3 см. Такие участки являются наиболее обогащенными рудными компонентами. Кроме того, продуктивные интервалы отмечаются в тех случаях, когда жила прослеживается в лежащем боку дайки. Этот факт свидетельствует о возможной экранирующей роли минетт.



Рис. 4. Соотношение минетты с жилой № 1 (шт. 73, штр. 9 инт. 110 м.). 1. Андезиты. 2. Измененная минетта. 3. Кварцевая безрудная жила. 4. Березиты. 5. Полиметаллические прожилки. 6. Пиритовые прожилки. 7. Пржилки карбоната. 8. Глинка трения.

В локализации и распределении оруденения и возможной экранирующей роли важное значение приобретают физико-механические свойства минетт. Данные, полученные нами, показывают, что они обладают высокой эффективной пористостью (5,43) и относительно низкими упругими ($3,9 \cdot 10^5 \text{ кг/см}^2$) и прочностными показателями и более податливы брекчированию и развитию в них мелких трещин. Близкой с минеттами эффективной пористостью обладают породы даек сиенит-порфиров.

Исследования жильных пород и их взаимоотношений с оруденением позволяют сделать следующие выводы:

1. Жильные породы рудного поля Меградзорского месторождения по петрографическому составу, особенностям химизма и приуроченности к магматическим образованиям различных возрастов подразделяются на две группы—дайки неокомского гранитоидного интрузивного комплекса и дайки верхнеэоцен-нижнеолигоценового сиенит-монцитового интрузивного комплекса.

Первая группа даек, представленная аплитами, микропегматитами,

диоритовыми порфиритами, микродиоритами и спессартитами, развиты в юго-западном блоке рудного поля. Вторая группа развита в северо-восточном блоке и представлена в порядке внедрения монцонит-порфирами, сиенит-порфирами и минеттами.

2. Взаимоотношение рудной минерализации с жильно-магматическими образованиями (пересечение даек жилами и прожилками сульфидов, цементация брекчированных пород рудоносными растворами, гидротермальное изменение пород и др.) однозначно указывает на их дорудный возраст. Во времени и в пространстве наиболее близки к оруденению минетты.

3. Все промышленные рудные тела развиты в контактах даек сиенит-порфиров и минетт, являющихся участками, испытавшими повторное раскрытие в период рудообразования. Это свидетельствует о том, что на дайковом и рудном этапах формирования месторождения сохранялся единый план тектонических деформаций. К тому же благоприятные физико-механические свойства отмеченных дайковых пород способствовали максимальной концентрации в них мелких рудолокализирующих систем трещин.

Основываясь на вышеизложенном, для обнаружения новых рудных тел поисковые работы следует сосредоточить на участках развития субщелочных даек сиенит-монцонитового интрузивного комплекса, контролируемых разрывными нарушениями близширотного простирания.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 25.1.1984.

Ջ. Վ. ՄԽԻԹԱՐՅԱՆ, Ս. Ա. ԱՌԱՔԵԼՅԱՆ

ՄԵԴՐԱԶՈՐԻ ՀԱՆՔԱԴԱՇՏԻ ԵՐԱԿԱՅԻՆ-ՄԱԳՄԱՏԻԿ ԱՊԱՐԵՆՆՐԸ ԵՎ ՆՐԱՆՑ ԴԵՐԸ ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ ՏԵՂԱԲԱՇԽՄԱՆ ՄԵՋ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում բերված են Մեդրաձորի հանքադաշտի երակային ապարների դասակարգումն ըստ ապարադրական և ապարաքիմիական հատկանիշների: Հիմնվելով երկրաբանական տվյալների վրա բացահայտված են նրանց հասակային փոխհարաբերությունները ինչպես միմյանց միջև, այնպես էլ հանքայնացման հետ կապված:

Ուսումնասիրությունները ցույց են տալիս, որ հասակային տեսակետից հանքայնացմանն ավելի մոտ են վերին էոցեն-օլիգոցենի հասակի ենթաալկալային ինտրուզիաների հետ կապված դայկաները՝ միներալները: Նրանք բնութագրվում են համեմատաբար բարձր օգտակար ծակոտկենությունով, որը կարևոր նախապայման է հանդիսանում նրանց ինտենսիվ ճեղքավորման և հանքանյութերի նստեցման համար: Նրբեմն նրանք որպես էկրան են հանդես գալիս ջրաջերմային լուծույթների ճանապարհին: Դրանով է բացատրվում այն հանգամանքը, որ բոլոր խոշոր հանքամարմինները բացառապես ներդաշնակ են տեղադրված վերոհիշյալ դայկաներին:

VEINED-MAGMATIC ROCKS OF THE MEGHRADZOR ORE FIELD AND THEIR ROLE IN THE ORE LOCALIZATION

A b s t r a c t

The Meghradzor ore field veined-magmatic rocks classification, petrographical and petrochemical properties as well as the age interrelations between themselves and the mineralization are considered in this paper. The investigation results show the time and spatial closeness of both the minettes and the mineralization formation. The majority of commercial ore veins are located along the contacts of minettes.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Х. М. Дайки и оруденение. М: Госгеолтехиздат, 1957. 225 с.
2. Амирян Ш. О. К условиям образования Меградзорского золоторудного месторождения.—Записки Арм. отд. ВМО. Ереван, 1970, вып. 4, с. 117—130.
3. Багдасарян Г. П. Основные этапы развития интрузивного магматизма территории Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1977, т. XXX, № 4—5.
4. Бородаевский Н. И. Материалы по методам изучения структур и геологической перспективной оценки месторождений золота.—Тр. ЦНИГРИ, М., 1960, вып. 35., 406с.
5. Вольфсон Ф. И. К вопросу о соотношении оруденения эндогенных месторождений с дайками интрузивных пород. Сб. Ин-та цветн. металлов и золота им. М. И. Калинина. 1955. № 25.
6. Заварицкий А. Н. Граниты и аплиты. ЗВМО 1950. № 2.
7. Карапетян А. И., Атабекян М. Х. О возрасте и генетической связи оруденения Меградзорского золоторудного месторождения Армянской ССР.—Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1969. т. XXII, № 4, с. 40—47.
8. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М.: Изд. «Недра», 1934.
9. Меликсетян Б. М. Минералогия, геохимия и петрологические особенности Тежсарского щелочного комплекса. В кн.: Интрузивные комплексы главнейших рудных районов Армянской ССР, Изд. АН Арм. ССР. 1971.
10. Синанян Г. А. Основные черты структуры Меградзорского рудного поля. Труды ЦНИГРИ. 1968, вып. 79.
11. Чибухчян З. О. Некоторые итоги определения абсолютного возраста интрузивных комплексов дисперсионным методом (на примере интрузий Центральной складчатой зоны Армении). Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1966, № 6.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 3, 40—47, 1985.

Р. Т. МИРИДЖАНЫАН, К. С. ВАРТАНЯН

ИЗМЕНЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОРОД С ГЛУБИНОЙ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

Приводятся данные о характере распределения температуры на глубине до 6 км. Распределение температуры соответствует схеме теплового потока, отражающей общекавказскую ориентацию наиболее крупных геотектонических структур. Контрастность температуры с глубиной увеличивается.

5. Сатиан М. А., Яшвили Л. П. О проявлении марганцевых руд в породах кремнисто-вулканогенной формации Севанского хребта—ДАН АрмССР, 1976, т. XII, № 2, с. 119—121.
6. Сатиан М. А. Офиолитовые прогибы Мезотетиса. Ереван: Изд. АН АрмССР. 1984, с. 195.
7. Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанического литогенеза. М.: Наука, 1976, с. 299.
8. Barrett T. The Pb isotopic composition of Jurassic cherts overlying ophiolites in the North Apennines, Italy. „Earth and Planetary science Letters“, 49, 1980, p. p. 193—204.
9. Bonatti E. Metallogenesis at oceanic spreading centers. „Annual review of Earth and Planetary sciences“, vol. 3, 1975, p. p. 401—430.
10. Fleet A. J., Robertson A. A. F. Ocean-ridge metalliferous and pelagic sediments of the Semail Nappe, Oman. „J. geol. Soc. London“, v. 137, 1980, p. p. 403—422.
11. Parrot J—F., Delaune-Mayer M. Les terres d'ombre du Bassit (Nord-Quest Syrien)—comparaison avec les terres similaires du Troodos (Chypre). Cah. ORSTOM, ser. Geol., vol. VI, № 2, 1974, p. p. 147—160.
12. Robertson A. H. F., Fleet A. J. The origin of rare earths in metalliferous sediments of the Troodos massif, Cyprus. „Earth and Planetary Sciences Letters“ v. 28, 1976, p. p. 385—394.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 5, 32—38, 1985.
УДК:552.32(479.25)

Р. Л. МЕЛКОНЯН, М. С. АКОПЯН, Б. П. РОМАНЧЕВ

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ТРОНДЬЕМИТОВ КОХБ-ШНОХСКОГО МАССИВА

В пределах раннемелового Кохб-Шнохского массива обнажаются дайкообразные и неправильной формы тела трондьемитов, которые по особенностям химизма и минерального сложения резко отличаются от пород различных фаз массива и не укладываются в общий тренд их формирования.

На основании результатов их кислородно-изотопного исследования и изучения расплавных включений установлены четкие различия между трондьемитами и породами различных фаз массива, свидетельствующие о различиях в составах исходных магматических расплавов. Температура исходного расплава трондьемитов в глубинном магматическом очаге, находящемся в верхней мантии, составляла ~1400°С. Установлены две стадии кристаллизации расплава—первый на уровне «базальтового» слоя коры, второй—«гранитно-метаморфического», причем второй этап кристаллизации сопровождался ассимиляцией кислого материала.

Проблема происхождения трондьемитов, плагиогранитов и других близких по составу пород является одной из актуальных в современной петрологии. В настоящее время имеется обширная литература, в частности, суммированная в специальном сборнике [8], в котором приведены сведения, характеризующие их геологическую позицию, химизм, минеральный состав, геохимические особенности. На основании этих данных, а также результатов экспериментальных исследований разработаны различные модели их формирования [4, 7, 8 и др.]. При этом, подавляющее большинство исследований проведено на древнейших-докембрийских комплексах, в то время как данные для более молодых мезо-кайнозойских образований единичны. Следует также отметить, что представления о термобарических условиях их формирования основываются, как правило, на результатах экспериментальных работ, поскольку на трондьемитах и плагиогранитах исследования с использованием методов термометрии включений в минералах, равно как и изотопно-термометрические исследования, насколько нам известно, ранее не проводились. В этом аспекте результаты петрографо-ми-

нералогического и кислородно-изотопного изучения трондьемитов Кохб-Шнохского интрузива, на основе которых рассмотрены вопросы их происхождения, представляют определенный интерес.

Кохб-Шнохский массив размещен в северо-западной части Сомхето-Кафанской палеоостроводужной постройки, в пределах Алавердского антиклинория. Резко преобладающая часть массива сложена биотит-роговообманковыми кварцевыми диоритами и тоналитами (I фаза), в контактовых частях широко развиты пегматиты, аплиты, реже гранит-порфиры (II фаза), а также штокообразные близповерхностные тела лейкократовых гранитов (III фаза). Радиологический возраст указанных пород, согласно результатам К—Аг датировки, колеблется в интервале 130—145 млн. лет, и хорошо согласуется с известными геологическими данными [1 и др.]. Кварцевые диориты и тоналиты западной эндоконтактной части массива пересекаются дайками и неправильной формы телами трондьемитов, плагиоклазитов, плагиогранитов. Радиологический возраст этих пород, ввиду низких содержаний калия, калий-аргоновой датировке не поддается. Выходы их, как правило, контролируются зонами разломов северо-восточного (вдоль рч. Дуканадзор—левый приток р. Шнох), реже—близширотного (юго-восточнее сел. Техут—вдоль русла р. Шнох) простирания. Это серые, беловато-серые, мелко-среднезернистые, обычно резко порфировидные, лейкократовые породы. Первичные минералы, составляющие 96—99% объема пород, — плагиоклаз (56—63%) и кварц (37—43%); в плагиоклазитах количество кварца резко уменьшается (до 1%). Акцессорные минералы — сфен, рутил, ильменит, циркон, апатит, лейкоксен, магнетит и др. Структура — порфировидная, с паналлотриоморфно-зернистой структурой основной массы. Порфировидные интрателлурические выделения плагиоклаза представлены крупными (до 1—1.5 см) обычно зональными (№ 40—18) зернами, центральные части которых (№ 40—30) корродируются более кислыми зонами (№ 27—18), относящимися к поздним стадиям кристаллизации. Наличие плагиоклазов различных генераций, отличающихся по своему составу, явно указывает на изменение физико-химического равновесия в магматической системе, в период предшествовавший внедрению трондьемитов в верхние структурные этажи земной коры.

По особенностям минерального состава рассматриваемые породы резко отличаются от пород различных фаз Кохб-Шнохского массива (табл. 1).

Таблица 1

Количественно-минеральный состав пород Кохб-Шнохского массива (об. %)

П о р о д а	Пл	Ор	Кв	Ро	Би	Хл	Мт	Ац
Кварцевый диорит	45.4	3.0	24.4	7.1	7.3	4.1	5.1	3.6
Гранит-порфир	19.1	33.9	42.1	—	4.4	—	0.4	0.1
Лейкогранит	15.7	42.9	40.5	—	0.4	—	0.5	—
Трондьемит	61.4	—	38.1	—	—	—	0.3	0.2

Пл—плагиоклаз, Ор—ортоклаз, Кв—кварц, Ро—роговая обманка, Би—биотит, Хл—хлорит, Мт—магнетит, Ац—акцессории.

В ряду пород кварцевый диорит—гранит-порфир—лейкогранит происходит закономерное увеличение содержаний кремнекислоты и щелочей, в то время как химический состав трондьемитов не укладывается в указанный тренд формирования и характеризуется отчетливой спецификой химизма (табл. 2).

Таблица 2

Химический состав пород Кохб-Шнохского массива

Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Σ
Кварцевый диорит	61.82	0.70	15.54	4.85	3.43	0.09	2.29	5.33	3.90	1.80	0.76
Гранит-порфир	74.59	0.14	13.00	1.46	1.04	0.02	0.41	0.91	3.70	4.20	0.30
Лейкогранит	76.32	0.11	13.41	0.45	0.72	сл.	0.26	0.61	4.10	4.70	0.26
Трондьемит	66.00	0.29	18.30	2.14	1.53	0.01	0.48	6.00	5.80	0.33	—

Это прежде всего максимально высокие содержания алюминия и кальция и резкий дефицит калия, по сравнению с кварцевыми диоритами, гранит-порфирами и лейкогранитами. Кроме того, породы различных фаз Кохб-Шнохского массива относятся к известково-щелочной серии, в то время как фигуративные точки трондьемитов, как и плагиогранитов среднеюрской плагиогранитной формации, ложатся в поле пород толеитовой серии.

Для установления генезиса трондьемитов и выявления физико-химических параметров формирования всей ассоциации пород Кохб-Шнохского массива нами проведен комплекс исследований с использованием методов кислородно-изотопной геохимии и термометрии включений в минералах.

Ранее проведенные геолого-петрографические, минералого-геохимические и кислородно-изотопные исследования пород массива [1, 5, 6 и др.] позволили установить базитовый состав исходного расплава и существенную роль в формировании пород ряда кварцевый диорит—лейкогранит, процессов ассимиляции кислого материала в пределах «гранитно-метаморфического» слоя коры. Закономерное изменение кислородно-изотопного состава пород и минералов (табл. 3), как и их химизма (см. табл. 2), от ранних фаз к поздним резко нарушается при переходе к трондьемитам, что свидетельствует об отсутствии связи между процессами формирования трондьемитов и пород различных фаз массива.

Таблица 3

Изотопный состав кислорода пород и минералов Кохбского массива ($\delta^{18}O$, ‰)

Типы пород	Порода	Кв	Пл	Мт
Кварцевый диорит	+7.1	+6.8	+8.2	-1.7
Гранит-порфир	+8.1	+7.2	—	-1.5
Лейкогранит	+8.5	+7.5	+8.8	-1.0
Трондьемит	+6.8	+7.0	+5.6; +6.8	+4.1

Кроме того, наличие в интрателлурических выделениях плагиоклаза трондьемитов изотопной записи, характерной для мантийных пород (+5,6‰) и в то же время отсутствие таковой в породах всех фаз Кохб-Шнохского массива, в том числе наиболее ранних, не позволяет считать трондьемиты производными одного очага, по меньшей мере, начиная с момента становления кварцевых диоритов. Однако, эти данные не исключают возможности генетической связи между рассматриваемыми породами на более ранних этапах эволюции исходного базитового расплава. Для оценки этой возможности рассмотрим результаты кислородно-изотопных и термометрических исследований в расплавных включениях.

Ранее нами отмечалось [1], что температура кристаллизации трондъемитов, оцененная кислородно-изотопными геотермометрами (плагноклаз-магнетит, кварц-магнетит) превышает 1000°C; согласно расчетам она составляет ~1400°C. Эта температура значительно превышает близкиевидусные температуры, установленные по термометрии включений расплавов для интрателлурических выделений плагноклаза—1130—1140°C (табл. 4).

Таблица 4

Температура формирования пород Кохб-Шнохского массива по данным гомогенизации включений в минералах

П о р о д ы	Минерал	$t_{ли.} \text{ } ^\circ\text{C}$	$t_{гом.} \text{ } ^\circ\text{C}$
Кварцевый диорит	Кв	580	910—930
Аплит	Кв	550	860—890
Лейкогранит	Кв	500	760—780
Трондъемит	Пл—I	700	1130—1140
	Пл—II	550	930—940
	Кв	550	940—950

В то же время она несет в себе определенную информацию о температурной эволюции расплава, поскольку минералы изотопно равновесны [1]. Эта температура, по всей вероятности, характеризует начальную температуру магматического расплава, сохранение изотопной записи которой можно объяснить быстрым его охлаждением до температуры кристаллизации интрателлурического плагноклаза (1130—1140°C). Значительное изменение температуры ликвидуса (~250°C) при сохранении изотопной записи 1400°C можно объяснить лишь изменением внешнего давления, т. е. подъемом расплава, поскольку изотопное фракционирование не зависит от давления [8], в то время как изменение химического состава расплава привело бы к изотопным сдвигам. Кроме того быстрый подъем расплава и быстрое его охлаждение может обеспечиваться наличием соответствующих тектонических структур и небольшими объемами перемещаемого расплава, что мы и имеем в реальной геологической ситуации (приуроченность трондъемитов к зонам разломов, небольшие размеры тел, резко порфировидная структура пород и т. д.). В пользу быстрого подъема и охлаждения расплава свидетельствует новое резкое изменение температуры ликвидуса (от 1130—1140°C) при сохранении интрателлурических выделений плагноклаза.

Исходя из зависимости температуры ликвидуса расплава от давления, можно оценить глубину магматического очага и соответственно примерные глубины начала кристаллизации плагноклазов различных генераций. Согласно расчетам магматический очаг, для которого зафиксирована температура 1400°C, находился в верхней мантии на глубине порядка 100 км¹.

Первый этап кристаллизации (выделение интрателлурического плагноклаза), с учетом мощности земной коры рассматриваемого региона—40—43 км, происходил в нижней части «базальтового» слоя коры, в то время как кристаллизация плагноклаза поздних генераций началась в «гранитно-метаморфическом» слое коры. С расчетными глубинами различных стадий кристаллизации согласуется и специфич-

¹ Полученные значения хорошо согласуются с данными И. Иодера и К. Тилли о повышении температуры выплавления базальта с глубиной, которая на уровне 95 км достигает величины 1440°C [3].

ка состава минералов-узников. Исследование фазового состава включений в минералах позволило установить, что набор некоторых характерных минералов-узников в интрателлурическом плагиоклазе-пироксен, биотит, не характерен для минерального сложения трондjemитов и может рассматриваться в качестве ксеногенных компонентов, захваченных при перемещении исходного расплава через «базальтовый» слой коры. В то же время минералы-узники расплавных включений плагиоклаза поздних генераций имеют лейкократовый состав, отличаются от таковых интрателлурического плагиоклаза и аналогичны минералам-узникам в расплавных включениях минералов из пород различных фаз Кохб-Шнохского массива. Отметим, что для этих пород, как и для плагиоклазов поздних генераций трондjemитов, установлена контаминация кислым материалом в пределах «гранитно-метаморфического» слоя.

Рассмотрим возможность генетической связи трондjemитов и пород различных фаз Кохб-Шнохского массива на уровне глубинного магматического очага. При наличии генетической связи между ними изотопные составы кварца и магнетита трондjemитов и кварцевых диоритов должны соответствовать распределению между высокотемпературными и низкотемпературными производными единого очага, т. е. в кварцевых диоритах кварц должен иметь более тяжелый, а магнетит — легкий кислородно-изотопный состав по сравнению с аналогичными минералами в трондjemитах. В действительности же такое соотношение отмечается лишь для магнетитов, в то время как для кварца наблюдается обратная картина (см. табл. 3). Это обстоятельство позволяет считать породы различных фаз Кохб-Шнохского массива и трондjemиты производными различных магматических очагов.

Обсуждение геологических, петрографо-минералогических и кислородно-изотопных данных позволяет наметить механизм становления трондjemитов. Из верхнемантийного магматического очага расплав с температурой 1400°C , близкий по составу к анортозитам, вдоль тектонического нарушения был выжат в верхние части земной коры. При прохождении через подошву «базальтового» слоя началась кристаллизация интрателлурического плагиоклаза ($T=1130-1140^{\circ}\text{C}$), спровоцированная, по-видимому, диспергированными частицами минералов, захваченных в «базальтовом» слое коры. Дальнейший подъем и вторая стадия кристаллизации происходила в «гранитно-метаморфическом» слое коры, при температуре $930-940^{\circ}\text{C}$, и сопровождалась ассимиляцией кислого материала. Кристаллизация расплава завершилась на более высоких уровнях при температуре 550°C .

Приуроченность трондjemитов в основном к тектоническим нарушениям северо-восточного простирания и значительная глубина магматического очага приводят к мысли о возможной активизации, по-видимому, в среднемеловое время древних, глубинных северо-восточных структур, характерных для Сомхето-Карабахской зоны.

Բ. Լ. ՄԵԼՔՈՆՅԱՆ, Մ. Ս. ՀԱԿՈՐՅԱՆ, Ի. Պ. ԹՈՄԱՆՉԵՎ

ԿՈՂՐ-ՇՆՈՂԻ ԶԱՆԳՎԱԾԻ ՏՐՈՆԴԵՄԻՏՆԵՐԻ ԾԱԳՄԱՆ ՎԵՐԱԲԵՐՅԱԼ

Ա Մ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Վաղ կավճի հասակի Կողր-Շնողի զանգվածների սահմաններում մերկանում են դաշկանման և անկանոն ձևեր ունեցող տրոնդյեմիտների մարմիններ:

Միներալային կառուցվածքի (աղյուսակ 1) և քիմիական կազմի (աղյուսակ 2) յուրահատկություններով նրանք կտրուկ կերպով տարբերվում են ներժայթքուկի տարբեր փուլերի ապարներից և չեն համապատասխանում նրանց առաջացման համընդհանուր ուղղվածությունը:

Թթվածնա-իզոտոպային հետազոտությունների արդյունքների, ինչպես նաև հալոցքային ներփակումների ուսումնասիրման հիման վրա հաստատված են տրոնդյեմիտների և զանգվածի տարբեր փուլերի ապարների միջև եղած պարզորոշ տարբերությունները, որոնք վկայում են նախնական մագմատիկ հալոցքների կազմերի տարբերության մասին: Վերին պատյանում տեղադրված խորքային մագմատիկ օջախում տրոնդյեմիտների նախնական հալոցքի ջերմաստիճանը եղել է մոտ 1400°C : Հալոցքի բյուրեղացման երկու փուլ է սահմանված, որոնցից առաջինը գտնվում է երկրակեղևի «բազալտային» շերտի մակարդակի վրա, իսկ երկրորդը՝ «գրանիտ-մետամորֆայինի», ըստ որում բյուրեղացման երկրորդ փուլն ուղեկցվել է հալոցքի կողմից թթու կազմ ունեցող նյութի յուրացմամբ:

R. L. MELKONIAN, M. S. HAKOPIAN, B. P. ROMANCHEV

ON THE ORIGIN OF KOGHB-SHENOGH MASSIF TRONDHJEMITES

A b s t r a c t

Dike-shaped and irregular bodies of trondhjemites are exposed within the limits of the Early Cretaceous Koghb-Shenogh massif. By peculiarities of their mineralogical (table 1) and chemical (table 2) composition the trondhjemites differ from the intrusion various phases rocks and have their own trend of evolution.

On the basis of oxygen-isotopical and melt inclusions investigations clear differences between both trondhjemites and other phases rocks are established indicative of distinctions between the compositions of initial magmatic melts. The temperature of trondhjemites initial melt disposed in the upper mantle abyssal magmatic chamber, approximately makes 1400°C . Two stages of melt crystallization are established: the first one is connected with the „basaltic“ layer of the Earth's crust and the second one is on the level of the „granitic-metamorphic“ layer, the second stage being accompanied by an assimilation of some acidic substance.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акопян М. С., Мелконян Р. Л. К петрологии интрузивных комплексов Алавердского рудного района в свете изотопно-кислородных данных.—«Геохимия», 1981, № 6.
2. Асланян А. Т. Стратиграфия юрских отложений Северной Армении. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1949.
3. Иодер И., Тилли К. Происхождение базальтовой магмы. М., «Мир», 1965.

4. Лобач-Жученко С. Б. Тоналит-плагиогранитные серии архея Карелии: геологические типы и петрогенезис. В кн. «Петрология», секц. С 09, докл., т. 9 М., «Наука», 1984.
5. Мелконян Р. Л. Петрология, минералогия и геохимия интрузивных комплексов Алавердского рудного района. В кн. «Петрология и геохимия интрузивных комплексов некоторых рудных районов Армянской ССР». Изд. АН АрмССР. 1976.
6. Мелконян Р. Л., Романчев Б. П. Условия формирования некоторых габбро-гранитондных формаций Армении. «Геохимия», № 6, 1985, с. 808—820.
7. Сайз У. Б. Полигенные трондjemиты. В кн. «Петрология», секц. С 09, докл., т. 9. М., «Наука», 1984.
8. Трондjemиты, дациты и связанные с ними породы. М., «Мир», 1983, с. 488.
9. Clalton R. N., Goldsmith et al. Limits on the effect of pressure on isotopic fractionation. *Geochem. et cosmochim. Acta*, vol. 39, № 8, 1975.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 5, 38—44, 1985.

УДК:553.53:552.313

К. И. КАРАПЕТЯН

ОБ ИГНИМБРИТОВОЙ ПРИРОДЕ АРТИК-ТУФА («ТУФОЛАВЫ АРТИКСКОГО ТИПА»)

В статье приводятся геологические данные, на основании которых делается вывод об игнимбритовом, а не лавовом происхождении «туфолав арктического типа».

Игнимбриты и туфолавы продолжают вызывать повышенный интерес, определяемый неясностью, даже загадочностью целого круга вопросов, связанных с их образованием. Касается это в первую очередь туфолав (игниспумиты, пенистые потоки и т. п.) и, конечно же, четвертичных туфолав территории Армянской ССР, нахождение и определение которых этим термином Г. Абихом [1] фактически положило начало проблеме вулканических пород, обладающих признаками как лав, так и игнимбритов.

Ныне¹ к породам этого разряда относят широко известные, так называемые, «туфолавы арктического типа» или «артик-туф», залегающие на ЮВ, Ю, ЮЗ, З и СЗ склонах массива г. Арагац и, частично, выходящие за его пределы. Находятся они в тесной ассоциации с типичными игнимбритами, имеют дацитовый и андезитово-дацитовый состав и образуют потоки и покровы протяженностью до 20 км и мощностью до 20—25 м. Это розовая, сиреневая с многими оттенками, красноватая, пепельно-серая, темно-серая, даже черно-серая, обычно мягкая порода, включающая шлаковые, пемзовые и шлаково-пемзовые фьямме, обломки инородных пород, фенокристаллы и обломки плагиоклаза, гиперстена, клинопироксена и, изредка, роговой обманки. Матрица лишена обломочной структуры и имеет стекловатое, нередко тонкополосчатое, флюидальное строение, местами содержит редкие микролиты плагиоклаза и бывает пористой.

Именно такие, «лавовые» структуры матрицы, которой в принципе артик-туф отличается от классических игнимбритов, являются главным доводом его лавового происхождения [14, 12, 13, 11, 16, 17, 2, 3, 5, 19—22 и др.]; кроме этого ссылаются также на наклонную, по ходу

¹ Г. Абих [1]. П. И. Лебедев [12, 13] и, вначале, А. А. Адамян [2] относили к туфолavam и так называемые «пламенные туфы». Исследования А. Н. Заварицкого, К. Г. Шириняна и др. не оставляют сомнения в том, что эти образования являются типичными игнимбритами.

4. Лобач-Жученко С. Б. Тоналит-плагиогранитные серии архея Карелии: геологические типы и петрогенезис. В кн. «Петрология», секц. С 09, докл., т. 9 М., «Наука», 1984.
5. Мелконян Р. Л. Петрология, минералогия и геохимия интрузивных комплексов Алавердского рудного района. В кн. «Петрология и геохимия интрузивных комплексов некоторых рудных районов Армянской ССР». Изд. АН АрмССР. 1976.
6. Мелконян Р. Л., Романчев Б. П. Условия формирования некоторых габбро-гранитондных формаций Армении. «Геохимия», № 6, 1985, с. 808—820.
7. Сайз У. Б. Полигенные трондjemиты. В кн. «Петрология», секц. С 09, докл., т. 9. М., «Наука», 1984.
8. Трондjemиты, дациты и связанные с ними породы. М., «Мир», 1983, с. 488.
9. Clalton R. N., Goldsmith et al. Limits on the effect of pressure on isotopic fractionation. *Geochem. et cosmochim. Acta*, vol. 39, № 8, 1975.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 5, 38—44, 1985.

УДК:553.53:552.313

К. И. КАРАПЕТЯН

ОБ ИГНИМБРИТОВОЙ ПРИРОДЕ АРТИК-ТУФА («ТУФОЛАВЫ АРТИКСКОГО ТИПА»)

В статье приводятся геологические данные, на основании которых делается вывод об игнимбритовом, а не лавовом происхождении «туфолав арктикского типа».

Игнимбриты и туфолавы продолжают вызывать повышенный интерес, определяемый неясностью, даже загадочностью целого круга вопросов, связанных с их образованием. Касается это в первую очередь туфолав (игниспумиты, пенистые потоки и т. п.) и, конечно же, четвертичных туфолав территории Армянской ССР, нахождение и определение которых этим термином Г. Абихом [1] фактически положило начало проблеме вулканических пород, обладающих признаками как лав, так и игнимбритов.

Ныне¹ к породам этого разряда относят широко известные, так называемые, «туфолавы арктикского типа» или «артик-туф», залегающие на ЮВ, Ю, ЮЗ, З и СЗ склонах массива г. Арагац и, частично, выходящие за его пределы. Находятся они в тесной ассоциации с типичными игнимбритами, имеют дацитовый и андезитово-дацитовый состав и образуют потоки и покровы протяженностью до 20 км и мощностью до 20—25 м. Это розовая, сиреневая с многими оттенками, красноватая, пепельно-серая, темно-серая, даже черно-серая, обычно мягкая порода, включающая шлаковые, пемзовые и шлаково-пемзовые фьямме, обломки инородных пород, фенокристаллы и обломки плагиоклаза, гиперстена, клинопироксена и, изредка, роговой обманки. Матрица лишена обломочной структуры и имеет стекловатое, нередко тонкополосчатое, флюидальное строение, местами содержит редкие микролиты плагиоклаза и бывает пористой.

Именно такие, «лавовые» структуры матрицы, которой в принципе артик-туф отличается от классических игнимбритов, являются главным доводом его лавового происхождения [14, 12, 13, 11, 16, 17, 2, 3, 5, 19—22 и др.]; кроме этого ссылаются также на наклонную, по ходу

¹ Г. Абих [1]. П. И. Лебедев [12, 13] и, вначале, А. А. Адамян [2] относили к туфолavam и так называемые «пламенные туфы». Исследования А. Н. Заварицкого, К. Г. Шириняна и др. не оставляют сомнения в том, что эти образования являются типичными игнимбритами.

течения, поверхность потоков артик-туфа и отсутствие в их основании рыхлых пемзовых слоев, что якобы не типично для игнимбритов¹.

К игнимбрикам артик-туф впервые отнес А. Н. Заварицкий [7, 8]. Он и его последователи полагают, что матрица из пирокластической в «лавовую» переродилась в результате «интенсивного сваривания» (спекания) пепловых частиц, фактически относя артик-туф к фациальной разновидности игнимбритов [8, 9, 10, 15, 6].

Примечательно, что многие авторы, независимо от того, какой версии они придерживаются, в определении генезиса артик-туфа решающее слово оставляют за тщательным изучением геологии.

Действительно, специальное изучение показало, что есть геологические факты, бесспорно говорящие о игнимбритовом происхождении артик-туфа. К таковым, в первую очередь, относятся: а) характер взаимоотношения артик-туфа с типичными игнимбриками и б) залегание тех и других на вершинах и склонах шлаковых конусов.

Наиболее выразительными оказались данные, полученные на Ю и ЮВ склонах г. Арагац и примыкающих к ним плато, главным образом, на Шамирамском.

Артик-туфы здесь заключены между двумя потоками игнимбритов—«нижних» и «верхних» (названия условные). Нижние игнимбриты, часто слабоспекшиеся, содержат относительно небольшое количество крупных ($>2,5$ см) фьямме и, как правило, практически неокислены, окрашены в черно-серый, черный цвет; обычно их мощность только иногда превосходит 0,8—1,0 м. В верхних игнимбриках больше крупных фьямме, обыкновенно они интенсивно окислены, иногда по всей мощности, местами достигающей 2—2,5 м. Для тех и для других характерны: стекловатые и пемзовые фьямме, многочисленные ксенолиты, фенокристаллы и обломки плагиоклаза, гиперстена и клинопироксена, пепловая структура матрицы, колебание состава, обычно в границах андезит—дацит.

Эта обычная «триада» местами дополняется горизонтом игнимбритов, выделенных автором как «игнимбриты антарутского подтипа», мощностью редко более 1,5 м, которые вклиниваются между артик-туфом и верхними игнимбриками. Для этих пород, в общем, характерно окисление до буроватых цветов, интенсивное спекание, шлаковые и стекловатые фьямме, обилие ксенолитов, вкрапленники и обломки плагиоклаза, гиперстена и клинопироксена и паратакситовая матрица: последняя ставит их структурно в промежуточное положение между типичными игнимбриками и артик-туфом. Состав их дацитовый и андезито-дацитовый.

Все эти породы, включая и артик-туф, непосредственно налегают друг на друга, образуя в контактах, как выяснилось, своеобразные зоны смешения. Зоны смешения, имеющие весьма нечеткие границы, охватывают обе контактирующие породы и выражаются, главным образом, во взаимном проникновении фьямме; мощность их редко превышает 40 см. Как закон, большая часть зоны приходится на нижележащую породу; наиболее условны границы зон смешения между артик-туфом и игнимбриками антарутского подтипа—местами создается впечатление постепенного перехода между ними.

Сжатая характеристика соотношений артик-туфа и игнимбритов позволяет считать, что извержения всех четырех типов пород следовали друг за другом, с незначительными промежутками времени, и ос-

¹ Надо сразу оговориться, что и в основании многих типичных игнимбритов пемзовые слои отсутствуют, а сами они на склонах г. Арагац часто имеют наклонные (до 8—10°) по ходу перемещения, а местами (западная окраина с. Бюракан) и крутые (до 30—32°) поверхности.

ывали они одновременно, как единая масса («остывшая единица» по Смигу [18]).

Потоки этой остывшей единицы, двигаясь с СВ и С, со стороны г. Арагац, обтекали и иногда поднимались по склонам встречных возвышенностей, в том числе андезито-базальтовых и андезитовых шлаковых конусов Шамирамского плато.

Факт залегания игнимбритов на вершинах и склонах шлаковых конусов известен со времен П. И. Лебедева [12], который, имея в виду Шамирамское плато, писал: «Плато это сложено из туфовых лав (речь идет о т. н. «пламенных туфах—К. К.), очевидно, в крайне жидкоплавком состоянии спустившихся с Алагеза и местами поднявшихся на существовавшие к этому времени шлаковые конусы, местами же только обтекавших их» (стр. 143). К сожалению, это высказывание, а также новые находки такого аномального залегания К. Г. Шириняном, В. Т. Амаряном и Ю. Г. Гукасяном не привлекли внимания специалистов при толковании механизма движения игнимбритообразующих потоков¹.

Очень наглядно налегание пород остывшей единицы на склоны и вершины конусов Шамирам-1 и Кармратар-1, которые первыми оказались на пути движения потоков.

Шамирам-1 (СЗ Кызыл) представлен шлаковым конусом диаметром основания до 1450 м и высотой около 200 м; коничность вулкана

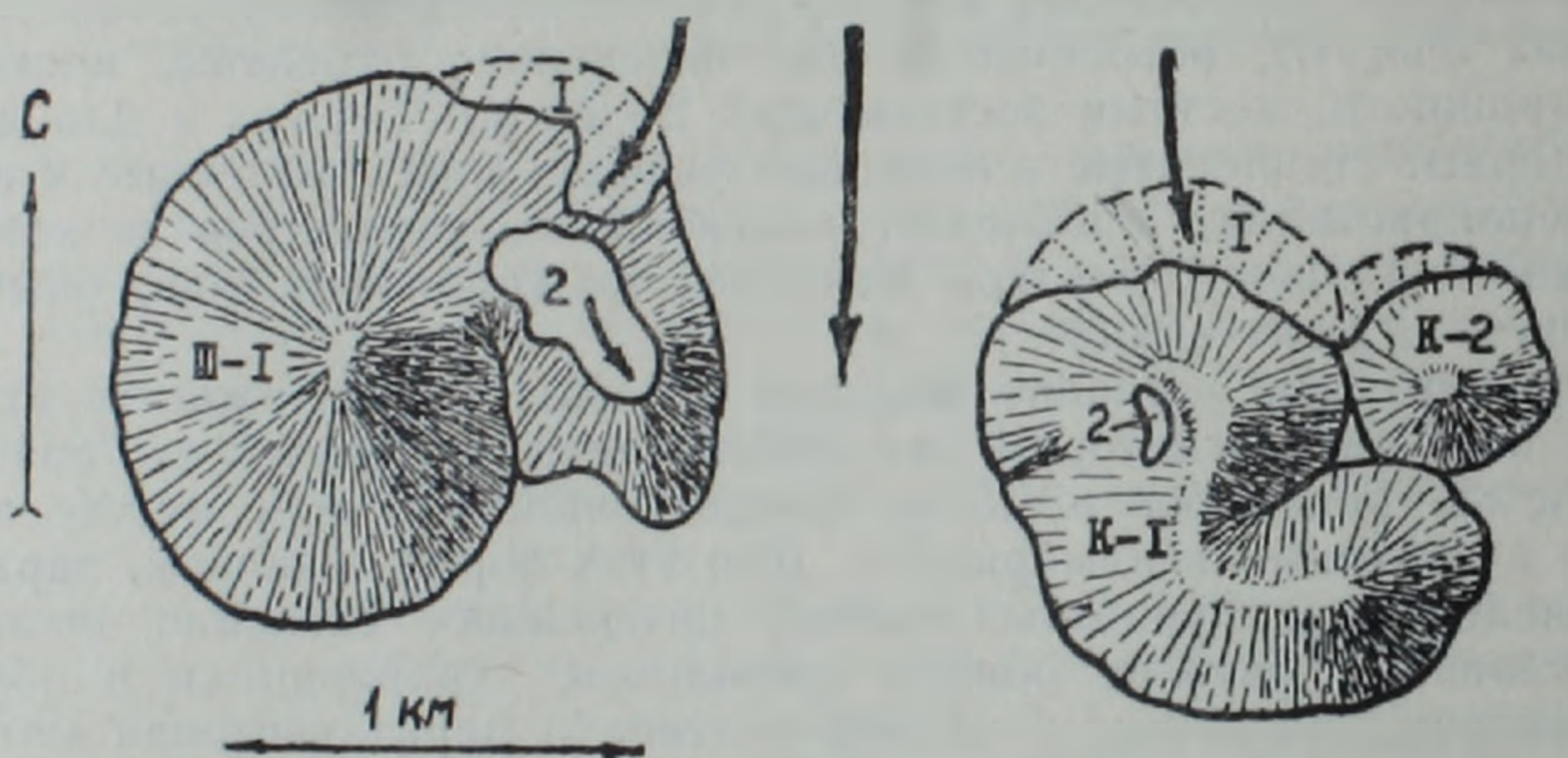


Рис. 1. Залегание игнимбритов (в том числе и артик-туфа) на шлаковых конусах Шамирам—1 (Ш—1), Кармратар—1 (К—1) и Кармратар—2 (К—2). 1—склоновые залежи, 2—вершинные залежи. Стрелками показано направление движения пепловых потоков.

нарушена глубокой, широкой балкой ЮЮВ направления, отчленяющей восточную, суженную и пониженную ($h=120\div125$ м) часть, имеющую плоскую, выровненную поверхность. Менее значительная балка прорезает СВ склон вулкана. Нижние, верхние игнимбриты и, как удалось установить, артик-туф покрывают СВ и, частично, С склоны и уплощенную восточную вершинную часть конуса.

Склоновая залежь хорошо наблюдается в СВ балке. Нижние игнимбриты, образующие пласт мощностью 0,6—0,8 м, поднимаются по склону, угол которого постепенно возрастает от $8-10^\circ$ до $16-18^\circ$, до высоты 105—110 м. Выстилая дно балки и протягиваясь более чем

¹ Очень интересные факты такого залегания, не столь уж редкие для игнимбритов Армянской ССР, судя по литературным источникам, в других регионах пока не известны.

на 4/5 длины склона ($\sim 350-355$ м), они выступают непрерывным карнизом по правой бровке-«водоразделу». Несколько «отстает» от них артик-туф: он занимает примерно нижние 2/3 склона и заполняет только ложевую часть балки, где его мощность составляет 1,2—1,5 м. Только в нижней четверти склона сохранились верхние игнимбриты, имеющие мощность 1,0—1,3 м; выше по склону они встречаются отдельными глыбами.

После небольшого «разрыва» в верхах склонов, где эти породы не сохранились, они появляются вновь, слагая упомянутую вершинную залежь. Залежь, вытянутая к ЮВ на 500 м при максимальной ширине около 250 м, имеет плоскую, ровную поверхность и со всех сторон, кроме северо-западной, ограничена карнизом высотой 0,5—8,5 м. Наиболее полный разрез вскрыт в ССВ части, где карниз нависает над СВ балкой, по которой и поднимались породы все той же «триады».

В этом месте намечается широкая и неглубокая балка, которая, протягиваясь из южных румбов под незначительным уклоном, переходит в крутую СВ, склоновую балку. Здесь, в поперечном разрезе залежи, видно, что нижние игнимбриты выстилают балку, теряя в мощности к бортам от 2,0 до 0,5 м. Артик-туф выравнивает прогиб, выклиниваясь к его краям; максимальная его мощность около 5,0 м. Завершающие разрез верхние игнимбриты, мощностью 1,3—1,5 м, по краям балки уже непосредственно налегают на нижние игнимбриты. Такое налегание характерно для большей части карниза, ограничивающего залежь с остальных сторон.

Близка картина на расположенном к востоку шлаковом конусе Кармратар-1 (СВ Кызыл, Кызыл). Конус этот, диаметром основания 1375 м и высотой около 180 м, рассечен глубокой СВ балкой, придающей ему форму подковы; вторая балка, более обширная, в общем не нарушая морфологии вулкана, вложена в ЗЮЗ склон.

Нижние игнимбриты здесь поднимаются примерно на 75—80 м, образуя карниз-воротник высотой 0,8—1,0 м и покрывая свыше 1/3 северных склонов; крутизна их поверхности, на протяжении этих 200—220 м, постепенно возрастает от 9—10° до 13—14°. Верхние игнимбриты в сплошном покрове, толщиной 1,0—1,4 м, сохранились только в самых низах склонов.

К В и ЮВ игнимбриты вторгаются в седловину между Кармратаром-1 и небольшим шлаковым же конусом Кармратар-2 и протягиваются далее, покрывая северные склоны последнего. Над седловиной нижние игнимбриты прогибаются, мощность их возрастает до 1,5—1,6 м, а на них уже залегает артик-туф. Артик-туф, в общем, выравнивающий кромку карниза, выклинивается к краям седловины, имея над ее осью мощность 5,8—6,0 м. На его поверхности сохранились единичные плиты игнимбритов антарутского подтипа, а еще дальше от карниза—глыбы верхних игнимбритов.

Другая залежь, имеющая в плане серповидную форму, находится к западу от вершины; вложена она в верховья ЗЮЗ балки, нависая над ней карнизом длиной около 200 м.

Основание разреза слагают выстилающие балку нижние игнимбриты; мощность их к середине возрастает от 0,6—0,8 до 1,2—1,4 м. Расположенный выше артик-туф уже фактически выравнивает впадину—имея над осью мощность 9—9,5 м, он к склонам балки выклинивается. Следующие затем игнимбриты антарутского подтипа и верхние игнимбриты выдержаны в мощности (0,8—1,2 м и 0,9—1,1 м—соответственно): последние образуют ровную поверхность залежи, на которой расположена средневековая крепость. Высота поверхности залежи около 155 м.

Описанные условия залегания, особенно на Шамираме-1, с несомненностью указывают на то, что потоки артик-туфа, так же как и потоки типичных игнимбритов, перемещались вверх по склонам крутизной до 18° , преодолевая расстояния более 400—450 м и высоты свыше 150 м. Такого рода движение возможно для стелющихся потоков аэрозольного типа, обладающих чрезвычайно высокой скоростью, а, следовательно, и турбулентным характером, но ни в коей мере не для потоков лав, движущей силой которых является сила тяжести.

Уже этого достаточно для утверждения, что во время транспортировки и отложения материал, из которого консолидировался артик-туф, консистенционно не отличался от игнимбритообразующей массы пепловых потоков, и что «лавовые» структуры матрицы являются вторичными.

На первично рыхлое состояние артик-туфа указывает и важный факт наличия зон смещения: главным условием их образования, если учесть взаимный «обмен» комками пемз и лав, преобразуемых затем в фьямме, является движение рыхлой породы по рыхлому же основанию.

Таким образом, приведенные геологические данные однозначно говорят о том, что артик-туф является не туфолавой (игниспумитом, кластолавой, пенным потоком), а игнимбритом (спекшимся туфом), правда с перерожденной матрицей.

Второй, очень важный вывод, вытекающий из изложенного—переплавление стекловатых частиц с полной утратой пирокластической структуры, в чем еще есть сомнения у многих исследователей, является, таким образом, неопровержимым фактом. Причины такого перерождения матрицы требуют специального исследования, которому будет посвящена отдельная статья.

Институт
геологических наук
АН АрмССР

Поступила 19.III. 1985.

Կ. Ի. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ԱՐԹԻԿ-ՏՈՒՖԻ ԻԳՆԻՄԲՐԻՏԱՅԻՆ ԲՆՈՒՅԹԻ ՄԱՍԻՆ
(«ԱՐԹԻԿԻ ՏԻՊԻ ՏՈՒՖԱԼԱՎԱՆԵՐԸ»)

Ա մ փ ո փ ու մ

Ինչպես իգնիմբրիտների, այնպես էլ լավաների հատկանիշներ ունեցող տուֆալավաների ծագման հարցը մինչև օրս էլ մնում է վիճելի: Տուֆալավաներին են վերագրում լայն ճանաչում գտած դացիտային և անդեզիտադացիտային կազմի արթիկ-տուֆերը, որոնք տիպիկ իգնիմբրիտներից տարբերվում են հիմնական զանգվածի ապակենման կառուցվածքով, որն առավել բնորոշ է թթու կազմի լավաներին:

Հոդվածում երկրաբանական տվյալներ են բերված, որոնք վկայում են այն մասին, որ արթիկ-տուֆերը, ինչպես և իգնիմբրիտները, հանդիսանում են մոխրային հոսքերի առաջացումների Այդ տվյալների թվին են պատկանում ա) արթիկ-տուֆերը, ինչպես և իգնիմբրիտները, իրենց շարժման ըն-

թացքում ոչ միայն շրջանցել են իրենց ճանապարհին հանդիպած խարամային կոները, այլև բարձրացել են նրանց լանջն ի վեր՝ նստեցնել նրանց գագաթներին. բ) արթիկ-տուֆերի և նրանց ստորին ու վերին մասերում տեղադրված տիպիկ իգնիմբրիտների կոնտակտներում առաջանում են միախառնման զոնաներ, որոնք հիմնականում արտահայտված են ֆյամմենների փոխադարձ ներթափանցմամբ:

K. I. KARAPETIAN

ON THE IGNIMBRITIC NATURE OF ARTIK-TUFFS („WELDED TUFFS OF THE ARTIK TYPE“)

A b s t r a c t

The origin of welded tuffs, which show indications of both ignimbrites and lavas, is a debatable problem. The well-known Artik-tuffs of dacitic and andesite-dacitic composition are attributed to welded tuffs, which differ from typical ignimbrites by vitreous textures of matrix being characteristic for the groundmass of acidic lavas.

Geological data are brought showing the Artik-tuffs, as the ignimbrites, to be formed as a result of deposition by nuées ardentes. Some of those data are followings: 1) during their movement the Artik-tuffs, as the typical ignimbrites, not only have flowed round slag cones, but have raised uphills and deposited on their summits, 2) in contacts of Artik-tuffs with under- and overlying typical ignimbrites, with which they form a „cooled down unit“, confusion zones are formed, which are expressed by reciprocal penetration of the liamme.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абих Г. Геология Армянского нагорья. Западная часть.—Зап. Кавказ. отд. Русск. геогр. об-ва, Пятигорск; кн. 21, 1899, 202 с.
2. Адамян А. А. Туфы и туфолавы южных склонов массива г. Арагац.—Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, 1951, т. 4, № 3, с. 231—247.
3. Адамян А. А. К вопросу о происхождении туфо-туфоловых отложений Армении.—В кн.: Туфолавы и игнимбриты, М.: Изд. АН СССР, 1961, с. 61—65.
4. Амарян В. М. О генезисе туфов и «туфолав» Армении.—В кн.: Вулканические и вулкано-плутонические формации, М.: Изд. Наука, 1966, с. 134—139.
5. Белянкин Д. С. К вопросу о туфовых лавах Армении.—Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 3, с. 141—144.
6. Горшков Г. С. О строении вулкана Арагац и его игнимбритах.—В кн.: Туфолавы и игнимбриты, М.: Изд. АН СССР, 1961, с. 66—71.
7. Заварицкий А. Н. О четвертичных вулканических туфах и туфоловах Армении.—Вестник АН СССР, 1945, № 10—11, с. 18—24.
8. Заварицкий А. Н. О четвертичных вулканических туфах Армении.—ДАН СССР, 1946, т. 53, № 8, с. 733—735.
9. Заварицкий А. Н. Игнимбриты Армении.—Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 3, с. 3—18.
10. Заварицкий А. Н. По поводу замечаний П. И. Лебедева о природе туфовых лав Армении.—Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 2, с. 125—126.
11. Залесский Б. В., Петров В. П. Артикское месторождение туфовых лав.—Тр. Петрограф. ин-та, М.: 1931, вып. 1, с. 71—87.

12. Лебедев П. И. Вулкан Алагез и его лавы.—Тр. СОИС, серия закавказ., Л. изд. АН СССР и Упр. водн. хоз-ва ССР Армении, 1931, вып. 3, 379 с.
13. Лебедев П. И. К вопросу о природе туфовых лав вулкана Алагез.—Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 6, с. 119—120.
14. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Армянское вулканическое нагорье.—Природа, 1928, № 5, с. 430—436.
15. Мкртчян К. А. Некоторые замечания о генезисе туфов арктического типа (Армянская ССР).—Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 5, с. 119—126.
16. Петров В. П. Игнимбриты и туфолавы; еще о природе арктик-туфа.—В кн.: Туфолавы, М.: Изд. АН СССР, 1957, с. 17—25.
17. Петров В. П. Петрографический облик игнимбритов и туфовых лав и их место среди горных пород, промежуточных между лавами и туфами.—В кн.: Туфолавы и игнимбриты, М.: Изд. АН СССР, 1961, с. 24—38.
18. Смит Р. Л. Потоки вулканического пепла.—В кн.: Проблемы палеовулканизма, М.: ИЛ, 1963, с. 307—370.
19. Ширинян К. Г. Стратиграфическое расчленение четвертичной туфо-туфолоавовой толщи области г. Арагац.—В кн.: Вопросы геологии и гидрогеологии Армянской ССР, Ереван: Изд. АН АрмССР, 1956, с. 74—82.
20. Ширинян К. Г. Игнимбриты и туфолавы (принципы классификации и условия формирования на примере Армении).—В кн.: Туфолавы и игнимбриты, М.: Изд. АН СССР, 1961, с. 47—61.
21. Ширинян К. Г. Вулканические туфы и туфолавы Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1961, 160 с.
22. Ширинян К. Г. Игнимбритовый вулканизм.—В кн.: Позднеорогенный кислый вулканизм Армянской ССР, Ереван: Изд. АН АрмССР, 1971, с. 89—96.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 5, 44—71, 1985.
УДК:552.333.552.12:551.763.3

А. Х. МНАЦАКАНЯН, Э. Х. ХУРШУДЯН

ИЗМЕНЧИВОСТЬ СОСТАВА КЛИНОПИРОКСЕНОВ ВЕРХНЕМЕЛОВОГО БАЗАЛЬТОВОГО КОМПЛЕКСА КАК ОТРАЖЕНИЕ СТЕПЕНИ ЕГО ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОСТИ (ИДЖЕВАНСКИЙ ПРОГИБ)

Клинопироксены различных генераций в последовательно залегающих пластах брекчий, потоках и силлах верхнемеловых базальтов Иджеванского прогиба варьируют от диопсид-салитов до авгитов ($\text{Si}_2\text{Fe}^{+2}\text{Mg}_4 \leftrightarrow \text{Al}^{\text{IV}}\text{Fe}^{+3}\text{Ca}_4$). Эти замещения вызывают закономерные вариации таких параметров элементарной ячейки, как *c* и *b*. Устанавливаются два типа зональности: *прерывистая* ($\text{Si}_{10}\text{Mg}_9\text{Fe}^{+2} \leftrightarrow \text{Al}^{\text{IV}}\text{Fe}^{+3}\text{Ti}_6$), связанная со сменой $\text{Amf} \rightarrow \text{Cpx}$ парагенезиса фенокристаллов на $\text{Ol} \rightarrow \text{Cpx}$ в различных фракциях базальтово-осадочного расплава в условиях повышения *T* и падения $P_{\text{H}_2\text{O}}$ и *непрерывная* ($\text{Al}^{\text{IV}}\text{Ca}_7\text{Fe}^{+3} \leftrightarrow \text{Si}_{10}\text{Fe}^{+2}\text{Al}^{\text{IV}}$), связанная со сменой интрателлурического этапа на эруптивный и прекращением кристаллизации вкрапленников оливина в условиях падения *T* и дегазации.

Существенная роль клинопироксенов в петрогенезисе базальтов определяется тем, что их кристаллическая структура вмещает все главные катионы базальтовых систем и является индикатором химизма вмещающей среды. Состав клинопироксенов и ведущие изоморфные пары элементов отражают принадлежность базальтовых серий к различным геологическим ассоциациям [5, 14, 17]. Характерные для клинопироксенов зональные структуры фиксируют изменения *T*°, химизма силикатной части расплава и режима летучих, в частности, SiO_2 , TiO_2 , Ca/Al по [19, 20], Si/Al , Fe/Mg по [15], Si/Al и $P_{\text{H}_2\text{O}}$ в связи с прерывистой кристаллизацией лейцита по [16], Si , ΣFe и FeO , определяющими по [21] гетеровалентные $\text{SiFe}^{+2} \leftrightarrow \text{Al}^{\text{IV}}\text{Fe}^{+3}$ замещения.

В статье приводятся результаты химических и микрозондовых анализов различных генераций клинопироксенов верхнеконьяк-сантон-

12. Лебедев П. И. Вулкан Алагез и его лавы.—Тр. СОИС, серия закавказ.. Л. изд. АН СССР и Упр. водн. хоз-ва ССР Армении, 1931, вып. 3, 379 с.
13. Лебедев П. И. К вопросу о природе туфовых лав вулкана Алагез.—Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 6, с. 119—120.
14. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Армянское вулканическое нагорье.—Природа, 1928, № 5, с. 430—436.
15. Мкртчян К. А. Некоторые замечания о генезисе туфов арктического типа (Армянская ССР).—Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 5, с. 119—126.
16. Петров В. П. Игнимбриты и туфолавы; еще о природе арктик-туфа.—В кн.: Туфолавы, М.: Изд. АН СССР, 1957. с. 17—25.
17. Петров В. П. Петрографический облик игнимбритов и туфовых лав и их место среди горных пород, промежуточных между лавами и туфами.—В кн.: Туфолавы и игнимбриты, М.: Изд. АН СССР, 1961, с. 24—38.
18. Смит Р. Л. Потоки вулканического пепла.—В кн.: Проблемы палеовулканизма, М.: ИЛ, 1963, с. 307—370.
19. Ширинян К. Г. Стратиграфическое расчленение четвертичной туфо-туфолоавовой толщи области г. Арагац.—В кн.: Вопросы геологии и гидрогеологии Армянской ССР, Ереван: Изд. АН АрмССР, 1956, с. 74—82.
20. Ширинян К. Г. Игнимбриты и туфолавы (принципы классификации и условия формирования на примере Армении).—В кн.: Туфолавы и игнимбриты, М.: Изд. АН СССР, 1961, с. 47—61.
21. Ширинян К. Г. Вулканические туфы и туфолавы Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1961, 160 с.
22. Ширинян К. Г. Игнимбритовый вулканизм.—В кн.: Позднеорогенный кислый вулканизм Армянской ССР, Ереван: Изд. АН АрмССР, 1971, с. 89—96.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 5, 44—71, 1985.
УДК:552.333.552.12:551.763.3

А. Х. МНАЦАКАНЯН, Э. Х. ХУРШУДЯН

ИЗМЕНЧИВОСТЬ СОСТАВА КЛИНОПИРОКСЕНОВ ВЕРХНЕМЕЛОВОГО БАЗАЛЬТОВОГО КОМПЛЕКСА КАК ОТРАЖЕНИЕ СТЕПЕНИ ЕГО ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОСТИ (ИДЖЕВАНСКИЙ ПРОГИБ)

Клинопироксены различных генераций в последовательно залегающих пластах брекчий, потоках и силлах верхнемеловых базальтов Иджеванского прогиба варьируют от диопсид-салитов до авгитов ($\text{Si}_7\text{Fe}^{+2}\text{Mg}_4 \leftrightarrow \text{Al}^{\text{IV}}\text{Fe}^{+3}\text{Ca}_4$). Эти замещения вызывают закономерные вариации таких параметров элементарной ячейки, как c и b . Устанавливаются два типа зональности: *прерывистая* ($\text{Si}_{10}\text{Mg}_9\text{Fe}^{+2} \leftrightarrow \text{Al}^{\text{IV}}\text{Fe}^{+3}\text{Ti}_6$), связанная со сменой $\text{Amf} \rightarrow \text{Cpx}$ парагенезиса фенокристаллов на $\text{Ol} \rightarrow \text{Cpx}$ в различных фракциях базальтово-осадочного расплава в условиях повышения T и падения $P_{\text{H}_2\text{O}}$ и *непрерывная* ($\text{Al}^{\text{IV}}\text{Ca}_7\text{Fe}^{+3} \leftrightarrow \text{Si}_{10}\text{Fe}^{+2}\text{Al}^{\text{IV}}$), связанная со сменой интрателлурического этапа на эруптивный и прекращением кристаллизации вкрапленников оливина в условиях падения T и дегазации.

Существенная роль клинопироксенов в петрогенезисе базальтов определяется тем, что их кристаллическая структура вмещает все главные катионы базальтовых систем и является индикатором химизма вмещающей среды. Состав клинопироксенов и ведущие изоморфные пары элементов отражают принадлежность базальтовых серий к различным геологическим ассоциациям [5, 14, 17]. Характерные для клинопироксенов зональные структуры фиксируют изменения T° , химизма силикатной части расплава и режима летучих, в частности, SiO_2 , TiO_2 , Ca/Al по [19, 20], Si/Al , Fe/Mg по [15], Si/Al и $P_{\text{H}_2\text{O}}$ в связи с прерывистой кристаллизацией лейцита по [16], Si , ΣFe и FeO , определяющими по [21] гетеровалентные $\text{SiFe}^{+2} \leftrightarrow \text{Al}^{\text{IV}}\text{Fe}^{+3}$ замещения.

В статье приводятся результаты химических и микрозондовых анализов различных генераций клинопироксенов верхнеконьяк-сантон-

ских базальтовых потоков, даек и силлоз Иджеванского прогиба. Этот минерал представляет особый интерес как фаза, которая в изученном базальтовом комплексе кристаллизуется на всех этапах длительной эволюции очага.

Антидромная последовательность извержений базальтов и появление наиболее легкоплавких порций на самых ранних этапах вулканизма, а также прерывистая смена парагенезисов фенокристаллов в последовательно поступающих порциях расплава указывают на глубоко зашедшую флюидно-магматическую дифференциацию, обусловившую вертикальное расслоение магматической колонны и накопление летучих в ее верхних частях с последующей дегазацией [8]. Одновременно, общий порядок смены ассоциаций указывает на условия сохраняющегося подтока тепла из области первичного выплавления магмы.

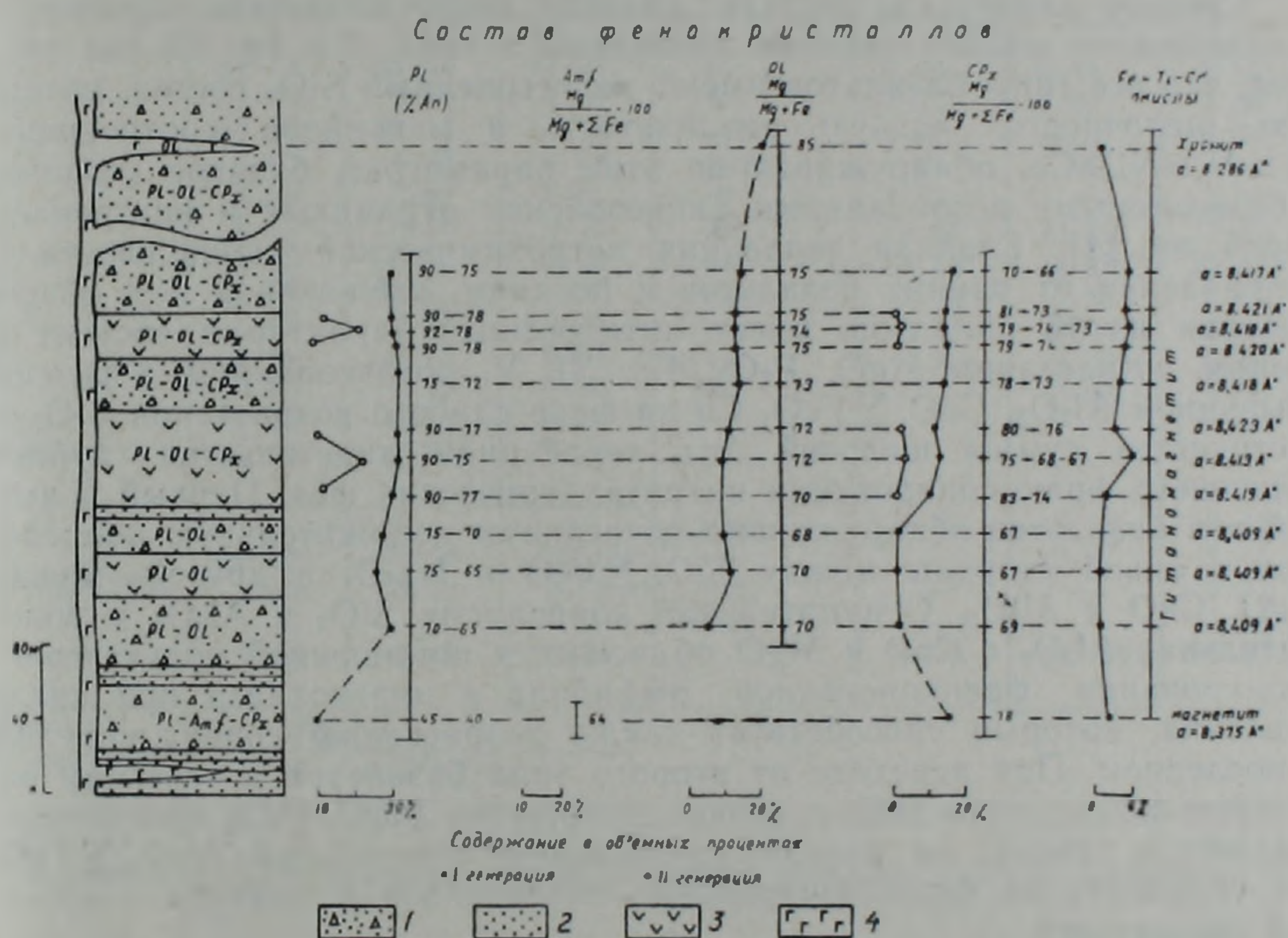


Рис. 1. Разрез средней части верхнеконьяк-нижнесантонского вулканического комплекса Иджеванского прогиба (с. Ачаджур) и ассоциации фенокристаллов изученных минералого-петрографических типов базальтов. 1. Пласты эпикластических брекчий. 2. Прослон туфопесчаников. 3. Потоки плагиоклаз-оливиновых и плагиоклаз-оливиноклинопироксеновых базальтов. 4. Силлы оливиновых долеритов.

Петрография и химизм. Базальты верхнеконьяк-сантонского комплекса Иджеванского прогиба дифференцированы по составу и представлены тремя минералого-петрографическими типами, формирование которых шло с определенными временными перерывами. На примере детального изучения средней части опорного Ачаджурского разреза (рис. 1) устанавливается следующая последовательность их формирования: 1) Pl—Amf—Cpx базальты слагают в основании приведенного фрагмента горизонт грубообломочных эпикластических и шлаковых брекчий. Они обладают порфировой структурой со стекловатой гнилопилитовой основной массой, содержащей первые мелкие выделения

оливина; 2) Pl—Ol и Pl—Ol—Cpx полифировые базальты и долериты—наиболее характерный для изученного комплекса петрографический тип, образующий мощные пласты брекчий и потоки. Ему свойственны сериально-порфировая структура, разновозрастные ассоциации фенокристаллов, общее высокое их содержание и мелкосреднекристаллическая микродолеритовая основная масса, облик которой слабо зависит от температурной зональности потоков. Из особенностей, важных для дальнейшего рассмотрения вариаций состава клинопироксенов, подчеркнем, что в участках медленного охлаждения крупных потоков возрастает количество вкрапленников плагиоклаза II генерации и магнетита, а также степень окисленности последнего. 3) Ol долериты—монофировый тип со среднекристаллической долеритовой или призматически-зернистой основной массой, образующий пластовые тела и дайки на разных горизонтах комплекса.

Средние химические составы, главные петрохимические параметры и содержание микроэлементов приведены в табл. 1 и 1а. Из нее следует, что все типы базальтов имеют недосыщенный SiO_2 состав, натровую щелочность, низкую титанистость и мантийное соотношение $\text{Cr} > \text{V} > \text{Ni} \geq \text{Co}$, обнаруживая по этим параметрам близкое сходство с базальтовыми ассоциациями кайнозойских окраинных и внутренних морей по [1]. Главная тенденция петрохимической изменчивости в направлении от ранних базальтов к поздним, выявленная для общей выборки из 45 анализов, имеет антидромный характер и состоит в резком возрастании MgO , P_2O_5 , Cr, Ni, V, согласованном с резким убыванием Al_2O_3 , CaO, ΣFeO , Co на фоне слабого возрастания SiO_2 и постоянства суммы щелочей. Эта тенденция—свидетельство глубоко зашедшего фракционирования интрателлурических фаз. Первый и второй тип базальтов обнаруживают отчетливую положительную корреляцию с одной стороны между SiO_2 , ΣFeO и Na_2O , с другой—между MgO , CaO и Al_2O_3 . Отрицательная корреляция SiO_2 и Al_2O_3 и положительная Al_2O_3 с CaO и MgO объясняется повышенной ролью фракционирования фенокристаллов амфибола и плагиоклаза при спаде давления, который способствует также возрастанию содержания Al в последнем. При переходе от второго типа базальтов к третьему некое возрастание SiO_2 и резкое повышение MgO , P_2O_5 противопоставляются такому же резкому уменьшению содержаний Al_2O_3 , ΣFeO , что указывает на фракционирование плагиоклаза и оливина с отсадкой последнего.

Для изученной возрастной последовательности характерна дискретная смена парагенезисов вкрапленников по следующей схеме: плагиоклаз (№ 45—40) + базальтическая роговая обманка ($m=64\%$) + клинопироксен (диопсид-салит) + магнетит → плагиоклаз (№ 90—75) + оливин (Fo_{76-55}) + клинопироксен (авгит) + титаномagnetит → оливин (Fo_{85}) + хромшпинель. Отмеченное возрастание кальциевости плагиоклаза, глиноземистости клинопироксена, титанистости магнетита при переходе от первого типа базальтов ко второму, резкое возрастание магниальности оливина и появление хромшпинели в базальтах третьего типа очевидно указывает на дискретное смещение интрателлурической кристаллизации каждой фракции расплава в область все более и более высоких температур. При этом заметно возрастает как степень порфировости, так и степень кристалличности основной массы. Эти особенности свидетельствуют об условиях прогрессивной дегазации, «осушения» пересыщенного летучими расплава. Pl—Amf—Cpx базальты представляют наиболее приповерхностную и водонасыщенную его фракцию, имеющую низкую степень плавления, при которой

CaO преимущественно входит во вкрапленники, а FeO и MgO—в основную массу. Pl—Ol и Pl—Ol—Cpx базальты отвечают той стадии, когда частичное плавление исходного вещества достигает максимального объема. В этих условиях, после прорыва на поверхность и спада внешнего давления в очаге ускоренно повышается устойчивость высокоанортитового плагиоклаза, усиливается его фракционирование и появляется характерная низкобарная высокотемпературная ассоциация фенокристаллов ранней интрателлурической стадии (плагиоклаз+оливин). При этом приповерхностная амфибол—клинопироксеновая

Таблица 1
Средние химические составы, нормы и тренд изменчивости базальтов верхнемелового комплекса Иджеванского прогиба

Окислы	I	II	III	Нормы	I	II	III
	n=5	n=30	n=11				
SiO ₂	44.74	46.24	47.28	ap	0.34	0.34	0.67
TiO ₂	1.16	0.90	1.04	il	2.28	1.67	1.97
Al ₂ O ₃	18.16	18.15	13.98	mt	7.87	7.18	5.79
Fe ₂ O ₃	6.83	4.93	4.02	hem	1.44	—	—
FeO	3.49	7.09	6.35	or	5.57	4.45	5.00
MnO	0.17	0.18	0.18	ab	20.97	23.59	19.41
MgO	6.39	5.73	12.00	an	34.49	34.85	25.31
CaO	11.06	11.17	.50	ne	1.14	0.85	—
Na ₂ O	2.69	2.93	2.27	di { wo en fs	8.48	8.94	9.06
K ₂ O	0.89	0.75	0.84		7.33	5.42	6.63
H ₂ O	0.98	0.47	0.55		—	3.03	1.58
T ₂ O ₅	0.16	0.18	0.35				
п.п.п.	2.46	1.22	2.26				
Σ	99.08	99.94	100.62	ol { fo fa	6.04	6.19	10.41
Mg/Mg+ΣFe	0.63	0.52	0.72	hy { en ₁ fs ₁	—	3.67	2.45
Fe ⁺³ /Fe ⁺² +Fe ⁺³	0.66	0.41	0.38		—	—	8.55
					95.96	100.18	1.98
							98.80
I фактор CW=63 %	Mg ₉ P ₉ Si ₇ Al ₉ Ca ₇ ΣFe ₄ Na ₄						

I—Pl—Amf—Cpx базальты; II—Pl—Ol—Cpx базальты; III—Ol долериты.

Таблица 1а

	Средние содержания микроэлементов*		
	I	II	III
	n=6	n=15	n=10
V	0.035	0.034	0.062
Cr	0.044	0.047	0.150
Co	0.004	0.0047	0.0017
Ni	0.004	0.0035	0.053
Cu	0.0009	0.0215	0.003
Sc	0.0041	0.0027	0.003
V/Cr	0.80	0.79	0.51
Co/Ni	1.00	1.30	0.40

* По результатам количественного спектрального анализа; ИГН АН АрмССР. аналитик С. А. Мнацаканян.

ассоциация как неустойчивая претерпевает диссоциацию, рекристаллизацию с частичным растворением и становится для данных базальтов реликтовой. Выделение оливиновой фазы в них определяет авгитовый состав появляющихся вслед за ней вкрапленников клинопироксена. Последний продолжает выделяться и на более поздних этапах интрателлурической кристаллизации, когда исчезает оливин, и на эффузивном этапе, постоянно ассоциируя с плагиоклазом. Оливиновые долериты, внедрившиеся после интенсивного выноса из очага летучих компонентов и завершения эффузивно-эксплозивных процессов, являются наиболее высокотемпературной и глубинной фракцией с характерной аккумулятивной ассоциацией фенокристаллов. Она соответствует наиболее высокой степени плавления, при которой глиноземистые фазы переходят в расплав.

Химизм клинопироксенов. В различных типах изученных базальтов клинопироксен образует зерна разных генераций. В Pl—Amf—Cpx базальтах это в основном мегакристаллы и гломеропорфировые сростки слабозонального строения со следами рекристаллизации и редкие точечные выделения в стекловатом базисе. В Pl—Ol—Cpx базальтах кристаллизация клинопироксена имеет длительный характер: устанавливаются два поколения фенокристаллов зонального строения (мегакристаллы и микрофенокристаллы), а также призматические выделения в основной массе. Ol долериты содержат клинопироксен только эффузивной стадии кристаллизации.

Мономинеральные фракции клинопироксенов под бинокуляром представляют смеси разноокрашенных разновидностей. Их по крайней мере три: 1) светлая, ярко-травяно-зеленая, отвечающая диопсид-салиту; 2) интенсивно-зеленая и 3) буровато-зеленая до светло-коричневой, отвечающие авгиту. Наблюдаются также и обломки с постепенными переходами окраски, но в различных телах или на разных горизонтах потоков преобладающими оказываются те или иные разновидности. Характерно, что в Pl—Amf—Cpx базальтах пироксеновая фаза представлена почти исключительно светло-окрашенным диопсид-салитом. В потоках Pl—Ol—Cpx базальтов встречаются все три разновидности, но существенно преобладают интенсивно-зеленая (зоны закали) и буровато-зеленая, светло-коричневая (зоны медленного охлаждения). В Ol долеритах клинопироксен основной массы представлен светлоокрашенным диопсид-салитом.

Химические анализы, кристаллохимические формулы, параметры состава и физические свойства каждой из выделенных разновидностей клинопироксенов приведены в табл. 2, 3, 4. В табл. 5 сведены результаты микронзондовых анализов зональных фенокристаллов и зерен эффузивной стадии кристаллизации. Определения проводились в прозрачно-полированных шлифах, при этом, учитывая рекомендации И. Я. Ценер [13], преимущественно выбирались близкие к базальным сечения, в которых границы зон перпендикулярны плоскости шлифа и срез проходит ближе к ядру кристалла.

Во всех анализах сумма весовых процентов приведена к 100%. Качество выполненных анализов оценивалось на основании четырех последовательных операций, суммированных в работе [17]. Удовлетворительным признавался анализ, в котором после расчета формулы на 6 атомов кислорода: 1) сумма $Si + Al^{IV} = 2.00 \pm 0.02$; 2) сумма октаэдрических катионов ($Mn, Fe^{+2}, Fe^{+3}, Mg, Ti, Al^{IV}$) > 0.98 ; 3) сумма катионов в позиции $M(2) = 1.00 \pm 0.02$; 4) баланс зарядов ($VI Al + Fe^{+3} + 2 VI Ti + 4 = IV Al + M Na$) уравнивался с точностью ± 0.03 . С по-

Таблица 2

Химический состав, кристаллохимические формулы и физические свойства светлой
разности клинопироксенов из исследованных базальтов

Компо- ненты, па- раметры	1	2	3	4	5	6	7	8
<i>SiO₂</i>	49.45	49.52	49.90	50.24	50.25	50.45	50.63	50.62
<i>TiO₂</i>	0.48	0.76	0.85	0.50	0.56	0.60	0.55	0.75
<i>Al₂O₃</i>	4.79	5.08	4.95	4.64	3.98	3.36	3.87	3.91
<i>Fe₂O₃</i>	4.03	3.10	1.33	3.25	4.13	2.90	3.31	3.07
<i>FeO</i>	3.56	3.58	4.99	3.57	3.52	4.15	3.80	4.28
<i>MnO</i>	0.12	0.14	—	0.18	0.16	0.13	0.14	0.19
<i>MgO</i>	14.70	14.57	15.28	15.05	14.85	15.19	15.03	15.80
<i>CaO</i>	22.52	22.79	22.35	22.19	21.83	22.64	22.29	20.74
<i>Na₂O</i>	0.32	0.40	0.32	0.30	0.62	0.52	0.32	0.59
<i>K₂O</i>	0.03	0.06	0.03	0.06	0.10	0.06	0.05	0.05
Кристаллохимические формулы в расчете на 4 катиона								
<i>Si</i>	1.828	1.826	1.836	1.850	1.854	1.857	1.867	1.858
<i>Al</i>	0.172	0.174	0.164	0.150	0.146	0.143	0.133	0.142
	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
<i>Al</i>	0.037	0.047	0.053	0.049	0.027	0.003	0.035	0.026
<i>Ti</i>	0.013	0.020	0.024	0.013	0.015	0.018	0.014	0.022
<i>Fe⁺³</i>	0.111	0.084	0.035	0.089	0.115	0.080	0.093	0.084
<i>Mg</i>	0.810	0.800	0.833	0.828	0.816	0.834	0.824	0.865
<i>Fe⁺²</i>	0.029	0.049	0.055	0.021	0.026	0.065	0.034	0.003
	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
<i>Fe⁺²</i>	0.082	0.063	0.099	0.090	0.083	0.063	0.084	0.129
<i>Mn</i>	0.002	0.004	—	0.007	0.004	0.005	0.004	0.006
<i>Ca</i>	0.890	0.902	0.870	0.877	0.865	0.893	0.883	0.817
<i>Na</i>	0.022	0.027	0.022	0.022	0.044	0.035	0.022	0.044
<i>K</i>	0.004	0.004	—	0.004	0.004	0.005	0.004	0.004
	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.01	0.99	1.00

Продолжение таблицы 2

Соотношения атомов								
<i>Mg/Mg+Σ Fe</i>	0.78	0.80	0.81	0.81	0.77	0.80	0.79	0.80
<i>Ca</i>	46.3	47.5	46.2	46.0	45.4	46.1	46.0	43.0
<i>Σ Fe</i>	11.6	10.3	9.9	10.5	11.8	10.8	11.0	11.4
<i>Mg</i>	42.1	42.2	43.8	43.5	42.8	43.1	43.0	45.6
<i>Si/Al</i>	8.7	8.2	8.5	9.3	10.7	12.7	11.1	11.1
<i>+2V</i>	50°	54°	50°	50°	53°	53°	52°	54°
<i>Ng' (±0.003)</i>	1.706	1.704	1.706	1.707	1.712	1.708	1.706	1.708
<i>Np'</i>	1.682	1.680	1.682	1.682	1.687	1.689	1.682	1.678
<i>asinβ (Å)</i>	9.360	9.360	9.360	9.355	9.360	9.355	9.359	9.355
<i>a</i>	9.744	9.740	9.738	9.739	9.745	9.740	9.744	9.753
<i>b</i>	8.914	8.911	8.897	8.897	8.898	8.897	8.906	8.904
<i>csinβ</i>	5.062	5.050	5.052	5.045	5.062	5.059	5.053	5.056
<i>c</i>	5.256	5.255	5.247	5.252	5.265	5.267	5.261	5.271
<i>β</i>	73°49	73°56	73°59	73°52	73°50	73°51	73°51	73°38

1—обр. 20016, плагиоклаз-оливин-клинопироксеновый долерит из субвулканического
тела, с. Хаштарак; 2—обр. 2072, плагиоклаз-оливин-клинопироксеновый базальт из
дайки, лев. борт р. Агстев; 3—обр. 2086, мегакристалл (2×3 см) из плагиоклаз-оли-
вин-клинопироксенового долерита, с. Хаштарак; 4—обр. 2071, плагиоклаз-оливин-
клинопироксеновый базальт из лавового потока, с. Ачаджур; 5—обр. 2077с, плагиок-
лаз-амфибол-клинопироксеновый базальт из обломков в вулканических брекчиях,
с. Ачаджур; 6—обр. 2076—плагиоклаз-оливин-клинопироксеновый базальт из лаво-
вого потока, лев. борт р. Агстев; 7—обр. 2070—оливин-плагиоклаз-клинопироксено-
вый долерит из лавового потока, с. Ачаджур; 8—обр. 20—клинопироксен из основ-
ной массы оливиновых долеритов, пластовое тело, с. Саригюх.

Химический состав, кристаллохимические формулы и физические свойства интенсивно-зеленой разности клинопироксенов из исследованных базальтов

Компо- ненты, па- раметры	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
<i>SiO₂</i>	46.10	46.53	46.70	45.70	46.72	46.87	46.89	46.89	46.91	46.97	47.03	47.04	47.06	47.11	47.36	47.39	48.16
<i>TiO₂</i>	0.74	0.95	0.76	1.01	0.84	0.90	0.86	1.00	0.68	0.81	0.90	0.90	0.82	1.00	1.04	0.50	0.73
<i>Al₂O₃</i>	7.30	6.22	6.68	7.03	7.33	6.26	6.95	7.64	6.71	6.63	7.67	8.53	6.40	7.38	6.26	6.14	6.20
<i>Fe₂O₃</i>	5.64	5.20	3.32	4.24	3.18	5.96	4.45	5.23	3.73	6.00	5.43	5.90	3.11	5.65	2.92	3.96	4.04
<i>FeO</i>	3.69	5.28	5.87	4.82	5.06	3.59	5.04	2.97	5.38	3.27	3.73	2.97	6.39	3.12	6.58	4.10	4.43
<i>MnO</i>	0.08	0.19	0.19	0.25	0.22	0.07	0.04	0.14	0.01	0.14	0.18	0.18	0.08	0.14	—	0.14	0.08
<i>MgO</i>	14.04	14.33	13.75	13.77	14.43	13.80	13.72	13.96	13.93	14.01	13.65	13.21	14.01	14.46	13.92	14.54	14.17
<i>CaO</i>	21.89	21.76	22.13	21.66	22.01	21.79	21.35	21.07	21.96	21.74	20.32	20.18	21.63	20.04	21.34	22.60	21.61
<i>Na₂O</i>	0.47	0.50	0.45	0.46	0.20	0.68	0.64	1.00	0.63	0.38	1.00	1.00	0.45	1.00	0.50	0.56	0.58
<i>K₂O</i>	0.05	0.17	0.15	0.06	0.01	0.08	0.06	0.10	0.06	0.05	0.09	0.09	0.05	0.10	0.08	0.07	—
Кристаллохимические формулы в расчете на 4 катиона																	
<i>Si</i>	1.709	1.724	1.728	1.732	1.730	1.741	1.736	1.727	1.734	1.747	1.739	1.740	1.745	1.734	1.755	1.746	1.782
<i>Al</i>	0.291	0.272	0.272	0.268	0.270	0.259	0.264	0.273	0.266	0.253	0.261	0.260	0.255	0.266	0.245	0.254	0.217
	2.00	1.99	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
<i>Al</i>	0.030	—	0.023	0.039	0.050	0.018	0.043	0.059	0.027	0.037	0.072	0.109	0.026	0.058	0.032	0.012	0.054
<i>Ti</i>	0.020	0.027	0.022	0.029	0.022	0.025	0.024	0.029	0.020	0.022	0.024	0.024	0.023	0.029	0.029	0.013	0.022
<i>Fe⁺³</i>	0.156	0.116	0.093	0.121	0.089	0.170	0.124	0.146	0.102	0.169	0.151	0.164	0.085	0.155	0.080	0.111	0.111
<i>Mg</i>	0.772	0.787	0.757	0.759	0.795	0.763	0.756	0.765	0.767	0.773	0.751	0.727	0.772	0.793	0.770	0.799	0.779
<i>Fe⁺²</i>	0.022	0.070	0.106	0.053	0.045	0.025	0.053	0.001	0.082	0.003	0.002	—	0.094	—	0.089	0.066	0.034
	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.09	—	1.00	1.00	1.02	1.00	1.03	1.00	1.00	1.00
<i>Fe⁺²</i>	0.092	0.095	0.076	0.096	0.113	0.086	0.103	0.090	0.083	0.100	0.114	0.091	0.104	0.095	0.113	0.060	0.103
<i>Mn</i>	0.002	0.007	0.007	0.009	0.007	0.002	0.002	0.004	—	0.004	0.007	0.007	0.002	0.004	—	0.004	0.002
<i>Ca</i>	0.870	0.859	0.877	0.859	0.871	0.867	0.847	0.831	0.869	0.865	0.805	0.801	0.859	0.791	0.848	0.892	0.855
<i>Na</i>	0.031	0.036	0.031	0.031	0.009	0.040	0.044	0.071	0.044	0.027	0.071	0.071	0.031	0.071	0.035	0.040	0.040
<i>K</i>	0.005	0.009	0.009	0.005	—	0.005	0.004	0.004	0.004	0.004	0.005	0.005	0.004	0.004	0.004	0.004	—
	1.00	1.01	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	0.97	1.00	1.00	1.00

Соотношения атомов

$Mg/Mg+\Sigma Fe$	0.70	0.74	0.73	0.74	0.76	0.73	0.73	0.76	0.74	0.74	0.74	0.74	0.73	0.76	0.73	0.72	0.76
Ca	45.5	41.6	45.9	45.5	45.5	44.4	45.0	45.3	45.6	45.3	44.2	44.9	44.8	43.1	44.6	46.3	45.4
ΣFe	14.1	14.8	14.4	14.3	12.9	14.7	14.9	12.9	14.1	14.2	14.7	14.3	14.9	13.6	14.8	12.3	13.2
Mg	40.4	40.6	39.7	40.2	41.6	39.9	40.1	41.8	40.3	40.5	41.1	40.8	40.3	43.3	40.6	41.4	41.4
Si/Al	5.3	6.3	5.8	5.6	5.4	6.3	5.6	5.2	5.9	6.0	5.2	4.7	6.2	5.4	6.3	6.5	6.6
$+2V$	60°	58°	57°	62°	57°	62°	61°	59°	60°	62°	62°	62°	58°	58°	56°	59°	59°
$Ng' (\pm 0.003)$	1.714	1.712	1.714	1.714	1.710	1.719	1.718	1.706	1.708	1.712	1.712	1.712	1.710	1.710	1.716	1.712	1.708
Nr'	1.689	1.688	1.690	1.688	1.684	1.690	1.693	1.684	1.683	1.689	1.687	1.689	1.687	1.686	1.690	1.687	1.684
$asin \beta \text{ \AA}$	9.370	9.363	9.360	9.362	9.358	9.349	9.363	9.361	9.358	9.363	9.360	9.355	9.363	9.360	9.355	9.355	9.355
a	9.743	9.743	9.744	9.738	9.747	9.728	9.741	9.747	9.741	9.740	9.743	9.743	9.753	9.742	9.743	9.742	9.740
b	8.884	8.891	8.894	8.886	8.888	8.892	8.886	8.886	8.891	8.894	8.894	8.894	8.900	8.895	8.897	8.890	8.890
$csin \beta$	5.062	5.060	5.060	5.062	5.066	5.068	5.060	5.067	5.066	5.066	5.059	5.066	5.059	5.060	5.062	5.060	5.060
c	5.276	5.274	5.271	5.273	5.276	5.274	5.274	5.276	5.274	5.271	5.266	5.276	5.270	5.267	5.272	5.273	5.268
β	73°43	73°56	73°52	73°45	73°47	63°57	73°57	73°49	73°51	73°58	73°56	73°47	73°45	73°54	73°47	73°50	73°50

9—обр. 2064з, плагиоклаз-оливин-клинопироксеновый долерит из лавового потока, с. Ачаджур; 10—обр. 2027а, мегакристаллы из обломков плагиоклаз-оливин-клинопироксенового базальта в вулканических брекчиях, с. Хаштарак; 11—обр. 5. плагиоклаз-оливин-клинопироксеновый долерит из лавового потока, с. Хаштарак; 12—2086з, мегакристалл из плагиоклаз-оливин-клинопироксенового долерита, субвулканическое тело. с. Хаштарак; 13—обр. 39д, плагиоклаз-оливин-клинопироксеновый долерит из лавового потока, с. Ачаджур; 14—обр. 2072з, плагиоклаз-клинопироксен-оливиновый базальт из дайки, лев. борт р. Агстев; 15—обр. 2028з, плагиоклаз-оливин-клинопироксеновый долерит из лавового потока, с. Хаштарак; 16—обр. 2067, плагиоклаз-оливин-клинопироксеновый базальт из лавового потока, с. Ачаджур; 17—обр. 6, то же; 18—обр. 2058, то же; 19—обр. 2071, то же; 20—обр. 2070, то же; 21—обр. 33д, плагиоклаз-оливин-клинопироксеновый долерит, из лавового потока, с. Шаваршаван; 22—обр. 2069, плагиоклаз-оливин-клинопироксеновый базальт из лавового потока, с. Ачаджур; 23—обр. 32д, плагиоклаз-оливин-клинопироксеновый долерит из пластовой залежи, с. Шаваршаван; 24—обр. 1п, плагиоклаз-оливин-клино пироксеновый долерит из субвулканического тела, с. Хаштарак; 25—обр. 1п₂, то же.

Таблица 4

Химический состав, кристаллохимические формулы и физические свойства бурой разности клинопироксенов из исследованных базальтов

Компоненты, параметры	26	27	28	29	30
<i>SiO₂</i>	47.83	48.11	48.20	48.44	48.72
<i>TiO₂</i>	1.10	0.61	0.81	0.99	0.72
<i>Al₂O₃</i>	5.35	5.79	4.75	4.88	4.92
<i>Fe₂O₃</i>	6.16	3.77	6.90	5.44	5.94
<i>FeO</i>	3.85	5.79	3.75	4.92	3.48
<i>MnO</i>	0.21	0.16	0.19	0.26	0.10
<i>MgO</i>	12.75	13.70	14.03	14.33	13.97
<i>CaO</i>	21.65	21.37	20.43	19.89	21.26
<i>Na₂O</i>	1.00	0.60	0.85	0.76	0.80
<i>K₂O</i>	0.10	0.10	0.12	0.10	0.09

Количество атомов в расчете на 4 катиона

<i>Si</i>	1.787	1.783	1.796	1.800	1.809
<i>Al</i>	0.213	0.215	0.204	0.200	0.191
	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
<i>Al</i>	0.020	0.037	0.002	0.014	0.023
<i>Ti</i>	0.031	0.018	0.022	0.026	0.020
<i>Fe⁺³</i>	0.171	0.107	0.191	0.151	0.164
<i>Mg</i>	0.709	0.757	0.778	0.794	0.773
<i>Fe⁺²</i>	0.069	0.082	0.007	0.015	0.020
	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
<i>Fe⁺²</i>	0.050	0.098	0.109	0.137	0.090
<i>Mn</i>	0.007	0.004	0.007	0.009	0.002
<i>Ca</i>	0.866	0.848	0.816	0.795	0.846
<i>Na</i>	0.072	0.045	0.063	0.054	0.058
<i>K</i>	0.005	0.005	0.005	0.005	0.004
	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00

Продолжение таблицы 4

Соотношения атомов

<i>Mg/Mg+ΣFe</i>	0.71	0.72	0.72	0.72	0.73
<i>Ca</i>	46.4	44.8	42.9	42.0	44.7
<i>Fe</i>	15.6	15.2	16.2	16.0	14.5
<i>Mg</i>	38.0	40.0	40.9	42.0	40.8
<i>Si/Al</i>	7.6	7.0	8.7	8.4	8.5
<i>+2V</i>	53°	52°	55°	52°	53°
<i>Ng'</i> (± 0.003)	1.718	1.718	1.718	1.716	1.714
<i>Np'</i>	1.693	1.693	1.693	1.690	1.688
<i>asln β (Å)</i>	9.360	9.360	9.356	9.366	9.363
<i>a</i>	9.745	9.731	9.742	9.749	9.753
<i>b</i>	8.903	8.903	8.897	8.899	8.904
<i>csln β</i>	5.063	5.063	5.059	5.064	5.070
<i>c</i>	5.261	5.259	5.270	5.264	52.262
<i>β</i>	73°50'	73°47'	73°43'	73°53'	73°52'

26—обр. 2076, плагиоклаз-оливин-клинопироксеновый базальт из лавового потока, лев. борт р. Агстев; 27—обр. 1п₂, плагиоклаз-оливин-клинопироксеновый долерит из субвулканического тела, с. Хаштарак; 28—обр. 2075, плагиоклаз-оливин-клинопироксеновый долерит из лавового потока, лев. борт р. Агстев; 29—обр. 20646—плагиоклаз-оливин-клинопироксеновый долерит из лавового потока, с.Ачаджур; 30—обр. 20006—плагиоклаз-оливин-клинопироксеновый долерит из субвулканического тела, с. Хаштарак.

мощью этого уравнения в микрозондовых анализах производилось разделение Fe^{+2} и Fe^{+3} . После отбраковки анализов формулы рассчитывались на 4 катиона и записывались в соответствии со структурной формулой кальциевых клинопироксенов: Si — в тетраэдрической координации, Mg — в октаэдрической позиции $\text{M}(1)$, Ca — крупном полиэдре $\text{M}(2)$. Происходящие в каждой из трех позиций изоморфные изменения представлялись как замена Ca , Mg и Si катионами различной валентности таким образом, чтобы сохранялся баланс зарядов $(\text{Ca}_{1-x}\text{R}_x^{+1})(\text{Mg}_{1-y}\text{R}_y^{+3})(\text{Si}_{2-z}\text{Al}_z^{+3})$, где заряды в $x+z=y$ [20].

Вариации в составе описываемых клинопироксенов и ведущие тренды изоморфных замещений статистически изучены для всей совокупности анализов методом главных компонент, описанным Дуденко Л. Н. с соавторами [5, 6]. Расчеты выполнены по программе ВСЕГЕИ «Факторный анализ» в лаборатории математических методов ИГН АН АрмССР. Стандартные отклонения признаков в изученной совокупности сравнивались с отклонениями в атомных количествах на 10 атомов кислорода, рассчитанными Л. Н. Дуденко [6] на основании сведений о погрешности силикатных анализов диабаза и гранита. Из этого сравнения следует, что изменения Mn , Na и K близки к погрешностям определений, поэтому они исключаются из рассмотрения.

Полученные результаты указывают, что ведущим в изменении составов описываемых клинопироксенов является гетеровалентный авгитовый тренд $\text{Si}_2\text{Fe}_7^{+2}\text{Mg}_4\text{Al}_1^{\text{VI}} \rightleftharpoons \text{Al}_9\text{Fe}_7^{+3}\text{Ca}_4\text{Ti}_2$ (I фактор, $W=45,0\%$), свойственный маложелезистым щелочным и оливиновым базальтам, и в том числе океанических островов [6, 14]. Подчеркнем его согласованность с ведущим трендом изменчивости вмещающих базальтов (табл. 1). Следующим по значимости является замещение $\text{Mg}_8\text{Ca}_6\text{Si}_2 \rightleftharpoons \text{Ti}_7\text{Fe}_5^{+2}\text{Al}_1^{\text{IV}}\text{Al}_1^{\text{VI}}$ (II фактор, $W=28,8\%$). Рассмотрение этих формул и коэффициентов ковариации выявляет: 1) преобладание замещений в тетраэдре с согласованными изовалентными замещениями в октаэдре Mg , $\text{Fe}^{+2} \rightarrow \text{Ca}$, $\text{Fe}^{+2} \rightarrow \text{Ca}$; 2) слабую выраженность замещений в полиэдре $\text{M}(2)$ и участие Ca в суммарных замещениях; 3) обратную связь между Ca — Al чермакитом и Fe^{+2} ; 4) отрицательную связь Fe^{+2} — Fe^{+3} ($r=-0,7$); 5) слабую связь Al^{IV} — Al^{VI} ($r=-0,1$). В целом устойчивые положительные связи Si — Mg ($r=0,5$) Si — Fe^{+2} ($r=0,5$), а также $\text{Al}^{\text{IV}}\text{Fe}^{+3}$ ($r=0,7$), Al^{IV} — Ca ($r=0,4$), Al^{IV} — Ti ($r=0,4$), Fe^{+3} — Ca ($r=0,3$), Fe^{+3} — Ti ($r=0,2$) позволяют представить состав изученных клинопироксенов в виде компонентов, участвующих в гетеровалентных замещениях как закономерные группы. Это входящие в пироксеновый четырехугольник энстатит ($\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) и ферросилит ($\text{Fe}_2^{+2}\text{Si}_2\text{O}_6$) с одной стороны и включающие трехвалентные катионы кальциевые молекулы Чермака— $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$, $\text{CaFe}_7^{+3}\text{AlSiO}_6$, $\text{CaFe}^{+3}\text{TiSiO}_6$ — с другой, при постоянном преобладании $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$.

На построенной общей компонентной диаграмме (рис. 2) по положению фигуративных полей выделяются четыре группы, отвечающие светлоокрашенным диопсид-салитам (I), интенсивно-зеленым (II), буровато-зеленым, светло-коричневым (III) авгитам фенокристаллов и авгитам основной массы (IV). Межгрупповые тренды нанесены на данную диаграмму по результатам отдельных обчислений I и II групп

Таблица 5

Химический состав и кристаллохимические формулы клинопироксена в различных зонах фенокристаллов и в основной массе исследованных базальтов по результатам лавального анализа

Компо- ненты	З о н а з а к а з и к и										Центральная часть штока								Ссыл				
	Обр. 2072		Обр. 2028				Обр. 2056				Обр. 2059				Обр. 2064					Обр. 2075			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18					
SiO ₂	49.42	47.65	49.78	50.35	47.60	49.55	46.99	46.38	52.19	47.15	50.54	52.00	48.39	51.25	50.70	49.09	50.35	50.60					
TiO ₂	0.64	0.96	0.86	0.39	0.25	0.35	0.54	1.04	0.35	0.97	0.25	0.63	1.17	0.56	0.51	0.56	0.83	0.69					
Al ₂ O ₃	5.57	6.15	3.86	3.75	4.93	3.01	7.35	5.30	3.54	7.27	3.65	2.06	5.75	2.46	3.02	4.73	2.65	3.75					
FeO	7.25	9.34	10.82	6.55	10.36	11.37	10.03	11.98	5.74	9.73	11.41	8.56	11.27	12.31	6.79	10.98	11.94	7.11					
MnO	0.11	0.15	0.25	0.06	0.11	0.37	0.17	0.36	0.11	0.15	0.50	0.11	0.32	0.35	0.10	0.31	0.36	0.15					
MgO	14.30	13.57	14.14	15.58	13.79	14.51	13.16	13.48	15.60	12.61	13.31	14.47	13.45	14.04	15.10	13.77	13.99	16.03					
CaO	22.25	22.00	19.51	22.00	21.54	19.53	20.96	19.80	21.61	21.44	19.17	21.65	18.50	16.31	23.12	19.53	18.94	21.17					
Na ₂ O	0.45	0.64	0.73	0.23	0.65	0.72	0.55	0.61	0.52	0.65	0.78	0.49	0.59	0.50	0.65	0.51	0.50	0.56					
K ₂ O	—	—	0.05	—	—	0.05	0.05	0.05	—	—	0.05	—	0.05	—	—	—	0.03	—					
Количество катионов в расчете на 6 атомов кислорода																							
Si	1.536	1.777	1.869	1.869	1.804	1.881	1.756	1.827	1.916	1.775	1.895	1.934	1.926	1.929	1.869	1.851	1.885	1.873					
Al	0.245	0.277	0.171	0.165	0.218	0.131	0.330	0.236	0.163	0.125	0.162	0.094	0.257	0.108	0.130	0.208	0.122	0.164					
Ti	0.015	0.027	0.025	0.011	0.025	0.015	0.023	0.030	0.011	0.027	0.025	0.015	0.034	0.016	0.013	0.027	0.023	0.020					
Fe ³⁺	0.225	0.295	0.340	0.214	0.330	0.350	0.317	0.379	0.179	0.305	0.355	0.266	0.352	0.354	0.213	0.345	0.376	0.220					
Mn	0.002	0.005	0.009	0.002	0.002	0.011	0.005	0.011	0.002	0.005	0.007	0.002	0.009	0.014	0.002	0.009	0.011	0.007					
Mg	0.792	0.766	0.791	0.867	0.778	0.815	0.737	0.759	0.853	0.706	0.745	0.504	0.757	0.785	0.837	0.744	0.756	0.832					
Ca	0.886	0.889	0.785	0.898	0.878	0.758	0.546	0.759	0.849	0.864	0.771	0.564	0.756	0.735	0.922	0.799	0.765	0.840					
Na	0.031	0.045	0.054	0.011	0.050	0.054	0.041	0.045	0.035	0.045	0.054	0.036	0.045	0.045	0.045	0.068	0.068	0.036					
K	—	—	0.004	—	—	0.004	0.005	0.005	—	—	0.005	—	0.005	—	—	—	—	—					

Кристаллохимические формулы в пересчете на 4 катиона

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Si	1.820	1.742	1.846	1.852	1.766	1.852	1.737	1.804	1.912	1.753	1.887	1.924	1.810	1.919	1.863	1.827	1.876	1.856
Al	0.180	0.258	0.154	0.148	0.214	0.129	0.263	0.196	0.088	0.247	0.113	0.076	0.190	0.081	0.128	0.173	0.121	0.144
	2.00	2.00	2.00	2.00	1.98	1.98	2.00	2.00	2.09	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.99	2.00	1.99	2.00
Al	0.063	0.013	0.015	0.015	—	—	0.062	0.037	0.075	0.074	0.048	0.017	0.065	0.027	—	0.033	—	0.018
Ti	0.018	0.027	0.025	0.011	0.024	0.018	0.022	0.029	0.011	0.027	0.025	0.018	0.034	0.018	0.013	0.027	0.022	0.020
Fe ³⁺	0.089	0.203	0.107	0.111	0.182	0.109	0.169	0.112	0.007	0.131	0.034	0.035	0.064	0.036	0.125	0.112	0.107	0.096
Mg	0.785	0.751	0.782	0.859	0.762	0.815	0.725	0.750	0.852	0.696	0.739	0.800	0.744	0.782	0.826	0.735	0.776	0.872
Fe ²⁺	0.042	0.006	0.071	0.004	0.032	0.058	0.022	0.072	0.055	0.072	0.154	0.130	0.093	0.137	0.036	0.093	0.085	—
	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.01
Fe ²⁺	0.092	0.080	0.158	0.097	0.109	0.187	0.120	0.190	0.116	0.098	0.168	0.102	0.192	0.209	0.048	0.137	0.179	0.121
Mn	0.002	0.004	0.009	0.002	0.002	0.011	0.004	0.011	0.002	0.005	0.007	0.002	0.006	0.014	0.002	0.009	0.011	0.006
Ca	0.878	0.871	0.775	0.890	0.860	0.788	0.832	0.750	0.847	0.852	0.766	0.860	0.749	0.733	0.909	0.783	0.755	0.831
Na	0.031	0.045	0.053	0.011	0.049	0.053	0.040	0.045	0.035	0.045	0.054	0.036	0.045	0.045	0.048	0.067	0.067	0.035
K	—	—	0.004	—	—	0.004	0.005	0.005	—	—	0.005	—	0.005	—	—	—	—	—
	1.00	1.00	1.00	1.00	1.02	1.03	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.01	1.00	1.01	1.99
Si/Al	7.5	6.4	10.9	11.3	8.3	14.3	5.4	7.7	11.8	5.5	11.7	20.5	7.1	17.8	14.5	8.9	15.5	11.4
Mg/Mg+Σ Fe	0.78	0.72	0.73	0.80	0.70	0.69	0.70	0.66	0.83	0.70	0.67	0.75	0.68	0.67	0.80	.68	0.68	0.80
Ca	46.5	45.6	41.0	45.4	44.4	40.3	44.5	40.0	45.1	46.1	41.2	44.7	40.6	38.6	46.8	42.3	39.7	43.3
Σ Fe	12.0	15.1	17.7	10.7	16.3	18.1	16.7	20.0	9.5	16.3	19.1	13.8	18.9	20.2	10.8	18.3	19.5	11.3
Mg	41.5	39.3	41.3	43.9	39.3	41.6	38.8	40.0	45.4	37.6	39.7	41.5	40.4	41.2	42.4	39.4	40.8	45.4

Примечание: Анализы выполнены в лаборатории ИГЕМ АН СССР В. А. Боровиным. Минерал анализировался в прозрачно-полированных шлифах на рентгеновском микроанализаторе MS-46 «Сатеса»; ускоряющее напряжение 20 кВ, размер электронного пучка 1 мкм. Ошибка прибора 2% от 100%. В качестве эталонов использовались природные пироксены, а также простые окислы Al₂O₃, TiO₂, SiO₂. Определялось суммарное железо, которое затем пересчитывалось на FeO.

($\text{Si}_{10}\text{Mg}_9\text{Fe}^{+2} \leftrightarrow \text{Al}_{10}^{\text{IV}}\text{Fe}_6^{+3}\text{Ti}_6$) и II—III—IV групп ($\text{Al}_{10}^{\text{IV}}\text{Ca}_7\text{Fe}_6^{+3} \leftrightarrow \text{Si}_{10}\text{Fe}_{10}^{+2}\text{Al}_2^{\text{VI}}\text{Ti}_1$). Рассмотрение диаграммы и таблиц показывает, что внутри I группы колебания составов сравнительно невелики и состоят в согласованных изменениях $\text{Si}(\text{Al}^{\text{IV}})$, Mg и Ca при более выдержанных ΣFe , Al^{VI} и Ti . Во второй группе, как это видно по дисперсности фигуративного поля и изменению направления оси изменчивости, диапазон колебаний состава шире, но здесь устойчиво высоки содержания Al^{IV} и Ca , при согласованных между собой заметных вариациях Al^{VI} , ΣFe , Mg .

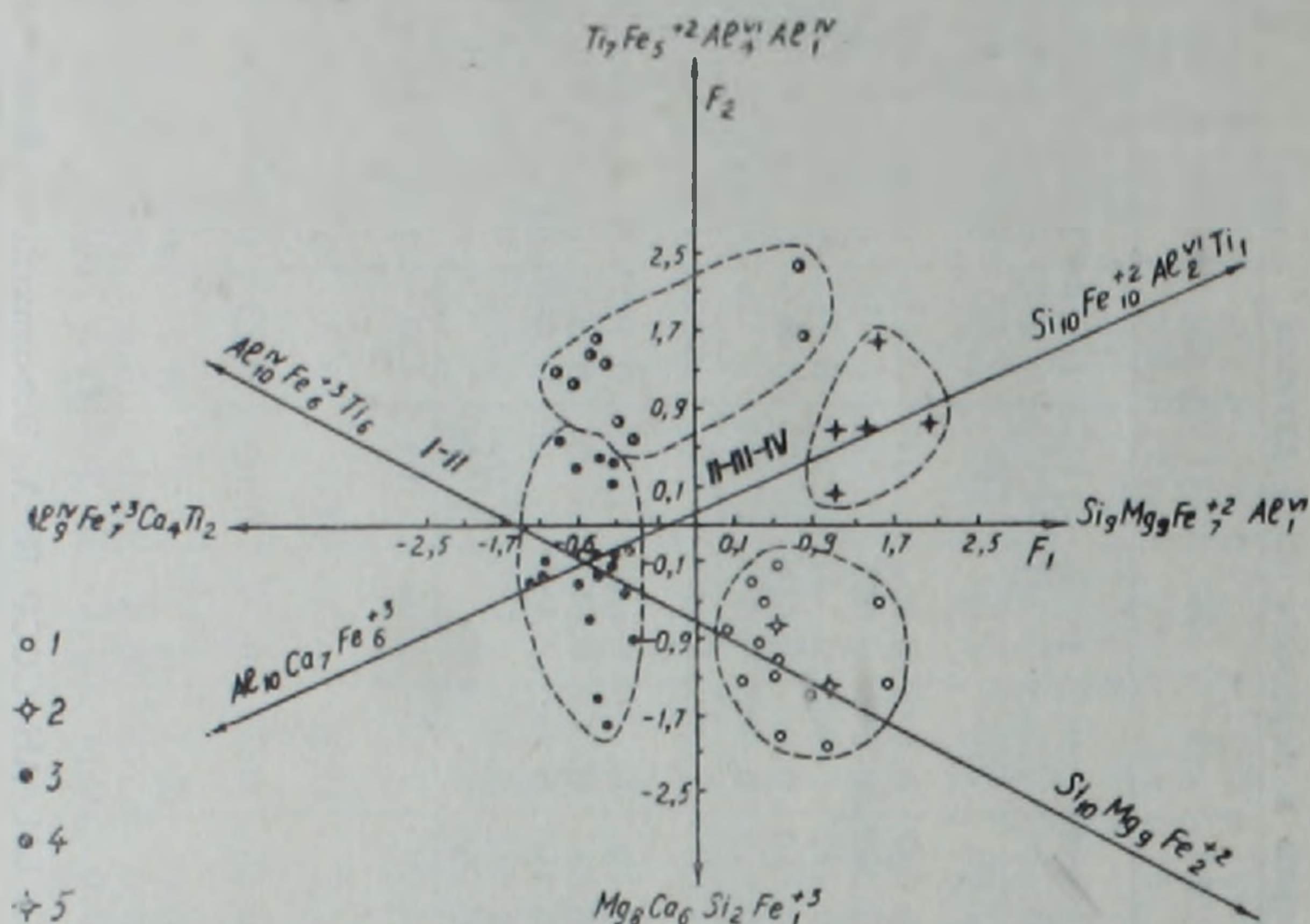


Рис. 2. Компонентная диаграмма различных генераций клинопироксенов из верхне-меловых базальтов. 1. Диопсид-салиты из вкрапленников в Pl—Amf—Cpx базальтах и из эвгедральных ядер зональных вкрапленников в Pl—Ol—Cpx базальтах. 2. Диопсид-салит из основной массы оливиновых долеритов. 3. Интенсивно-зеленые авгиты из вкрапленников в Pl—Ol—Cpx базальтах. 4. Зеленовато-бурые и светло-коричневые авгиты из вкрапленников в Pl—Ol—Cpx базальтах. 5. Авгиты из основной массы Pl—Ol—Cpx базальтов.

Обр. 2072—Pl—Ol—Cpx базальт из маломощной дайки, левый борт р. Агстев: 1—светлый Cpx ядра зонального мегакристалла в сечении $\perp (110)$; 2—темнозеленый Cpx краевой каймы; 3—тонкопризматический кристалл в интергранулярной основной массе, сечение II (010).

Обр. 2028—Pl—Ol—Cpx базальт из основания маломощного (10 м) потока, Ачаджурский разрез: 4—светлый Cpx ядра зонального мегакристалла в сечении $\perp (110)$; 5—темнозеленый Cpx краевой каймы; 6—тонкопризматическое зерно в микродолеритовой основной массе, сечение II (100).

Обр. 2056—Pl—Ol—Cpx базальт из основания потока (15 м), Ачаджурский разрез: 10—темнозеленый Cpx внутренней зоны зонального субфенокристалла в сечении $\perp (110)$; 11—буровато-зеленый Cpx краевой каймы.

Обр. 2059—Pl—Ol—Cpx базальт из нижней части потока (45 м), Ачаджурский разрез: 7—светлый Cpx ядра зонального мегакристалла в сечении $\perp (110)$; 8—темнозеленый Cpx краевой каймы; 9—лейст в интергранулярной основной массе.

Обр. 2064—Pl—Ol—Cpx долерит из центральной части того же потока; 12—светлый Cpx в секторе $\langle 001 \rangle$ зонального мегакристалла; 13—буровато-коричневый Cpx в секторе $\langle 111 \rangle$; 14—изометричное сечение $\perp (110)$ призматического кристалла в долеритовой основной массе.

Обр. 2075—Pl—Ol—Cpx долерит из центральной части потока (35 м), левый борт р. Агстев: 15—светлый Cpx ядра зонального фенокристалла в сечении $\perp (110)$; 16—буровато-зеленый Cpx краевой каймы; 17—лейст в долеритовой основной массе, сечение $\perp (110)$; 16—буровато-зеленый Cpx краевой каймы; 17—лейст в долеритовой основной массе, сечение $\perp (010)$.

Обр. 20—Ol долерит из пластовой залежи, с. Саригюх: 16—лейст Cpx в долеритовой основной массе, сечение $\perp (110)$.

Третья группа изученных клинопироксенов наиболее неоднородна по составу: часть фигуративных точек тяготеет к полю II, другая—к полю IV. Клинопироксены основной массы, охарактеризованные небольшим количеством микронзондовых анализов, не обнаруживают значительных вариаций и близки по составу.

На той же диаграмме выявляются следующие общие закономерности изменения составов клинопироксенов. 1) Дискретность смены от I группы ко II с резким возрастанием Al^{IV} , Fe^{+3} , убыванием Mg при примерно постоянном уровне кальциевости. 2) Линейный характер переходов от авгитов—II к авгитам—III с постепенным возрастанием Si, Fe^{+2} , уменьшением Al^{IV} и Ca при небольших вариациях Mg и Al^{VI} . 3) Усиление тенденции возрастания Mg и Si при переходе к IV группе, в результате чего по уровню насыщенности тетраэдрической позиции диопсид—салиты и авгиты основной массы PI—OI—CPx базальтов оказываются близкими, что существенно отличает их от авгитов II и III групп. Отметим при этом, что магнезиальность авгитов—IV остается ниже магнезиальности диопсид—салитов. Уровня магнезиальности последних достигают лишь клинопироксены основной массы OI долеритов, которые характеризуются максимальным содержанием Mg и самой низкой кальциевостью в группе диопсид-салитов.

Итак, межгрупповой тренд I—II близко совпадает с ведущим для всей совокупности трендом, но роль Mg и Ti здесь значительно усилена при почти постоянном Ca ($Si, Mg \leftrightarrow Al^{IV}, Ti$). Межгрупповой тренд II—III—IV характеризуется резким возрастанием роли замещений $Mg, Fe^{+2} \rightarrow Ca$ и $SiFe^{+2} \leftrightarrow Al^{IV}Fe^{+3}$. Эти изменения согласуются со сменой парагенезисов фенокристаллов в различных порциях базальтового расплава: переход клинопироксенов от I группы ко II сопровождается исчезновением амфибола, возрастанием Ca в плагиоклазе и появлением оливина (резкое уменьшение Si/Al). Переход от II группы к III и IV характеризуется продолжением сокристаллизации клинопироксена и плагиоклаза, завершением кристаллизации оливина и его частичным растворением, приводящим к местному возрастанию концентраций Mg и отношения Si/Al. Завершающая порция расплава содержит новую, оливин-хромитовую ассоциацию фенокристаллов и общее повышение магнезиальности расплава определяет высокомагнезиальный и низкокальциевый состав клинопироксена в основной массе.

Распределение микроэлементов. Количественное содержание элементов-примесей в различных генерациях изученных клинопироксенов приводится в табл. 6. Ее рассмотрение показывает, что концентрации V и Co от диопсид-салитов к авгитам—II и III повышаются, Cr и Ni понижаются, Cu и Sc остаются почти постоянными. Вариации V и Co обнаруживают отрицательную, Cr и Ni—положительную коррелируемость с Mg (рис. 3), что позволяет предполагать вхождение последних в октаэдрическую позицию M(1).

Рентгенометрическая характеристика. Рентгеновское изучение разноокрашенных фракций фенокристаллов в ряду диопсид-салит→авгит, представленном трендом I—II—III на рис. 2, дополняет аналитические данные и обнаруживает определенные для этих разновидностей пре-

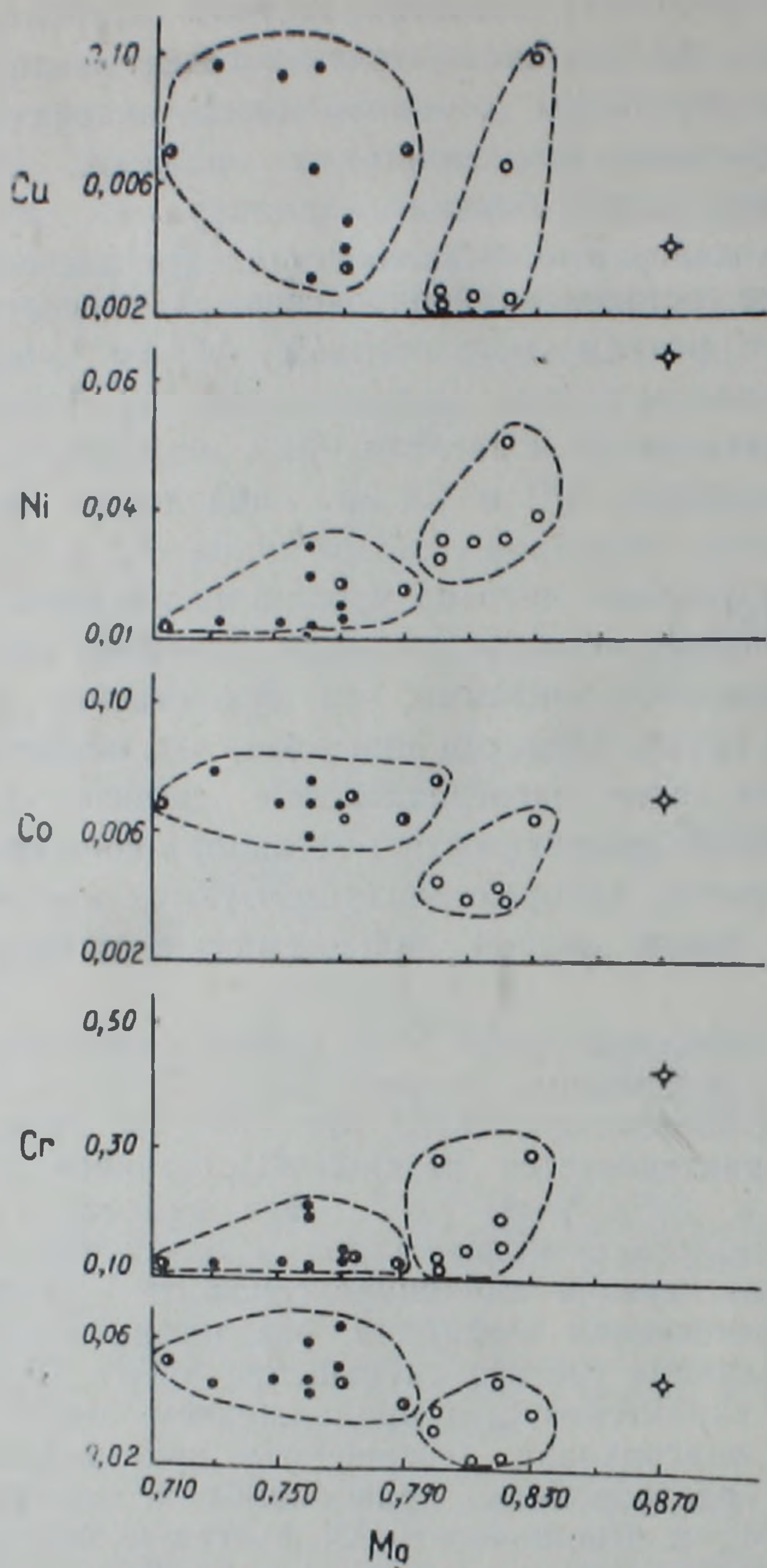


Рис. 3. Соотношение между содержаниями микроэлементов и Mg в клинопироксенах различных генераций фенокристаллов из верхнемеловых базальтов. Усл. знаки на рис. 2.

делы колебаний параметров элементарной ячейки (табл. 7). Из рассмотрения таблицы следует, что параметры a и $a \sin \beta$ отличаются значительным диапазоном колебаний, но имеют для всех разновидностей близкие значения, перекрывающие друг друга. Узкий диапазон колебаний имеет $\angle \beta$. По сравнению с a , параметры b и c варьируют с меньшим размахом, но в различных для каждой разновидности пределах. Особенно заметны различия по b и c между диопсид-салитами и авгитами—II, в то время как для авгитов-II и авгитов-III их значения в верхнем пределе перекрываются. Сравнение приведенных в

табл. 7 цифр с результатами, полученными Е. П. Соколовой для больших выборок наиболее распространенных клинопироксенов [9, 12], показывает, что значения a и $a \sin \beta$ в изученном нами ряду заметно понижены. Понижены также во всем ряду значения b , которые приближаются к нижнему пределу, указанному Е. П. Соколовой. Вместе с тем значительно повышен параметр c , превосходящий или отвечающий верхнему пределу по названному автору. Отличия эти, очевидно, обусловлены определенными отклонениями в химизме клинопироксенов изученного нами ряда—четко выраженном дефиците Si, высокой роли Al^{IV} и суммы трехвалентных катионов в позиции M(1), пониженном содержании Ca и Fe^{+2} при преобладании Fe^{+2} в M(2) над Fe^{+2} в M(1).

Известно, что влияние катионов на параметры ячейки в клинопироксеновых твердых растворах имеет сложный характер и определение химического состава по параметрам можно сделать лишь ориентировочно. Действительно, как можно видеть по графикам соотношений между атомными количествами компонентов и параметрами ячейки (рис. 4), линейная зависимость между этими величинами в пределах полей дисперсности каждой из выделенных нами генераций не всегда выражена или слаба. Но с помощью тех же графиков выявляется главная направленность вариаций при переходе от одной группы к другой, на чем и следует остановиться.

Таблица 6

Содержание микроэлементов в изученных клинопироксенах различных генераций по результатам количественного спектрального анализа*

Генерации	Обр.	V	Cr	Co	Ni	Cu	Sc
Светлая (I)	2077	0.049	0.14	0.004	0.0054	0.0024	0.0042
	20016	0.015	0.12	0.005	0.032	0.0024	0.032
	2064	0.013	0.18	0.0042	0.028	0.0065	0.024
	2072a	0.041	0.30	0.0075	0.028	0.002	0.032
	20726	0.028	0.12	0.0044	0.026	0.002	0.032
	2086	0.037	0.30	0.0073	0.038	0.008	0.010
Темно-зеленая (II)	203	0.052	0.43	0.0072	0.063	0.004	0.037
	2058	0.065	0.11	0.0073	0.011	0.0049	0.032
	2068	0.049	0.11	0.0073	0.012	0.004	0.032
	2072a	0.060	0.15	0.0075	0.030	0.0065	0.032
	20726	0.046	0.12	0.0073	0.012	0.010	0.011
	2074a	0.047	0.094	0.0073	0.012	0.0087	0.032
	20746	0.037	0.072	0.008	0.012	0.018	0.010
	2086	0.053	0.15	0.0056	0.028	0.024	0.024
Бурая (III)	2064	0.041	0.11	0.0063	0.028	0.0075	0.032
	2076	0.057	0.037	0.0076	0.008	0.0075	0.032
	20016	0.048	0.12	0.0073	0.028	0.0032	0.018

* Анализы выполнены в лаборатории спектрального анализа ИГН АН АрмССР; аналитик С. А. Мнацаканян.

Параметры a и $a \sin \beta$ относительно Si, Ca и Fe^{+2} не обнаруживают закономерных изменений, что теоретически можно объяснить высокой степенью искаженности крупного полиэдра M(2), заселенного в кальциевых клинопироксенах преимущественно Ca и Fe^{+2} [14, 7, 4]. Известно, что Ca оказывает двойное влияние на величины этих параметров — с одной стороны увеличение его приводит к возрастанию

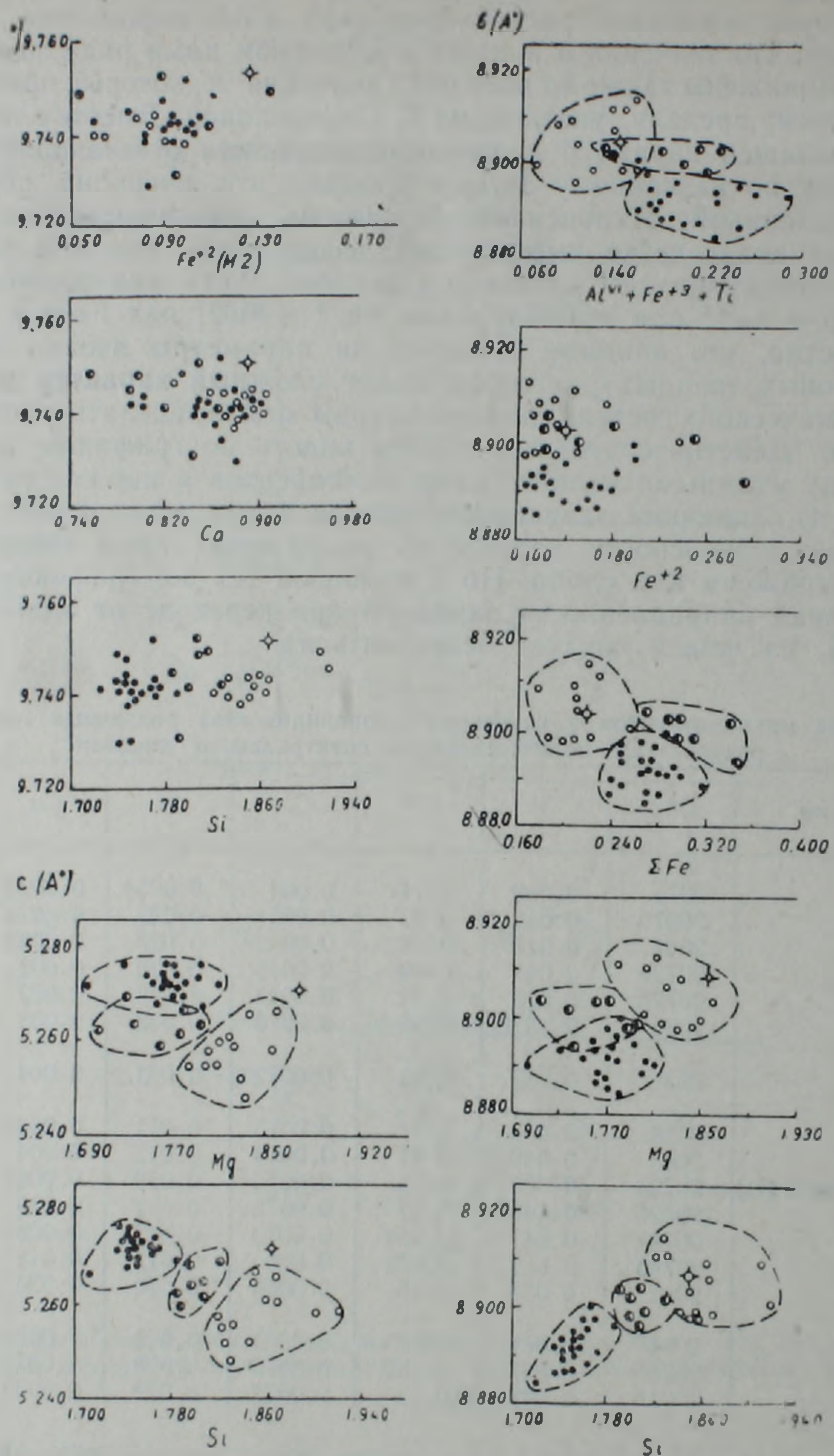


Рис. 4. Диаграмма зависимости между параметрами элементарной ячейки и составом различных генераций клинопироксенов из верхнемеловых базальтов. Усл. знаки на рис. 2.

$a \sin \beta$, с другой — к уменьшению угла β . Вхождение Fe^{+2} в полиэдр $M(2)$ аналогично Ca вызывает увеличение a и $a \sin \beta$. В изученном ряду от диопсид-салитов к авгитам—II и далее к авгитам—III наблюдаются слабые вариации в пределах $0,902-0,791$ ф. ед., а Fe^{+2} в $M(2)$ в том же направлении возрастает ($0,060-0,137$ ф. ед.). Данного диапазона колебаний оказывается недостаточным для изменения вели-

чин a , $a \sin \beta$ и β и размеры полиэдра остаются сравнительно постоянными во всем ряду. Параметр b скачкообразно уменьшается от диопсид—салитов к авгитам —II, затем несколько возрастает в авгитах —III, обнаруживая четкую прямую корреляцию с Si. Примерно такая же зависимость между b и Mg выдерживается в ряду диопсид-салит→авгит—II, а при переходе к авгиту—III на фоне слабого падения Mg b несколько возрастает. Относительно Fe^{+2} b зависимости не обнаруживает. На интервале содержаний ΣFe в пределах 0,170—0,260 ф. ед., т. е. от диопсид-салитов к авгитам—II значение b уменьшается, проявляя зависимость, обратную той, которая указывается в справочниках [4,7], и лишь с дальнейшим возрастанием ΣFe от 0,260 до 0,330 ф. ед. оно закономерно возрастает. С увеличением суммы трехвалентных катионов от I группы ко II b постепенно уменьшается и затем слабо возрастает в III группе. Можно таким образом видеть, что пониженные значения параметра b в авгитах—II связаны с устойчивым дефицитом Si и, следовательно, в авгитах сравнительно низкой железистости влияние Al^{IV} сказывается сильнее, чем ΣFe и Fe^{+2} , вызывающих увеличение размеров кристаллической решетки. На более высоком интервале железистости увеличение b обусловлено суммарным влиянием — возрастанием ΣFe (Ti и Al^{VI}) и уменьшением Al^{IV} . Между параметром c и Si существует четкая обратная корреляция; сходное соотношение наблюдается между c и Mg.

Таким образом, приведенные данные позволяют для изученного ряда клинопироксенов суммировать следующее. 1) На вариации химизма более чутко реагируют параметры— b и c , т. е. те, которые по [12] зависят от комплексно взаимосвязанных замещений в двух более

Таблица 7
Кристаллохимические параметры клинопироксенов верхнемеловых базальтов Иджеванского прогиба

Параметры	I	II	III	IV
$a \text{ \AA}$	9.738—9.753	9.728—9.753	9.731—9.753	9.753
b	8.898—8.914	8.886—8.900	8.897—8.904	8.904
c	5.247—5.267	5.266—5.276	5.259—5.270	5.271
$a \sin \beta$	9.355—9.360	9.355—9.370	9.356—9.363	9.355
$c \sin \beta$	5.015—5.062	5.059—5.068	5.059—5.070	5.056
β	73°31—73°56	73°43—73°57	73°47—73°53	73°38
Al^{IV} ф.ед.	0.133—0.174	0.217—0.291	0.191—0.217	0.142
Mg	0.800—0.834	0.727—0.795	0.709—0.794	0.865
ΣFe	0.189—0.224	0.237—0.283	0.274—0.307	0.236
Ca	0.865—0.902	0.791—0.892	0.795—0.866	0.817
Fe^{+2} M(2)	0.063—0.099	0.060—0.114	0.050—0.137	0.129

* Рентгенометрические исследования проведены на установке ДРОН-2 в Соа отфильтрованном излучении; в качестве внутреннего стандарта использовался элементарный Si, скорость сканирования 1°/мин. Расчет параметров элементарной ячейки проведен по отражениям 002, 004, 600, 060, $\bar{3}11$, 311, $\bar{5}31$, 202, $\bar{2}02$, и 531 с точностью 0.007А и 5—7.
I.—светлоокрашенные диопсид-салиты, II—интенсивно-зеленые авгиты, III—буровато-коричневые авгиты, IV—диопсид-салит из основной массы оливиновых долеритов.

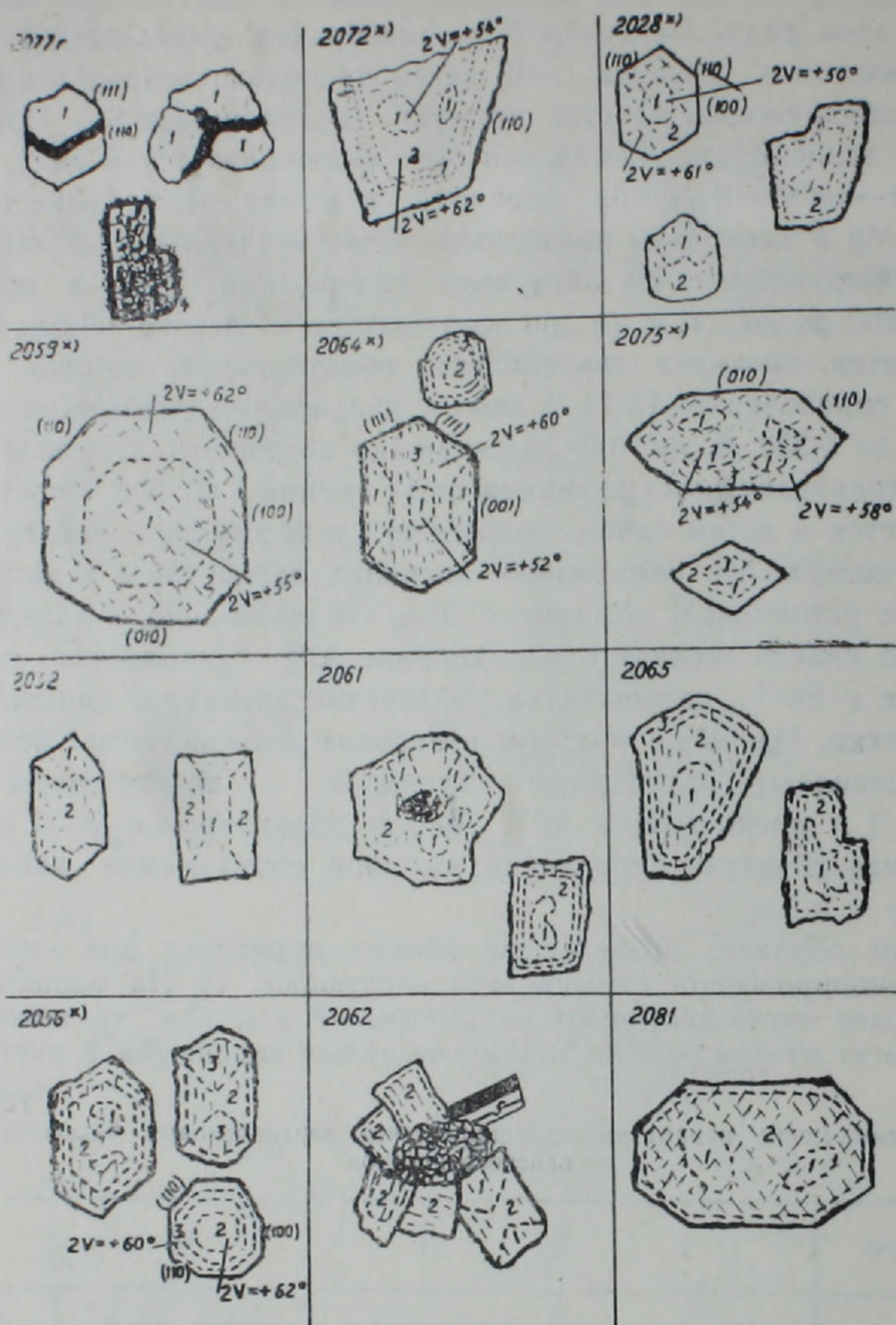


Рис. 5. Зональное строение фенокристаллов клинопироксена в PI—OI—CPx базальтах. 1. Светлоокрашенные эвгедральные ядра и зоны диопсид-салита. 2. Интенсивно-зеленые зоны и полосы авгита ранней генерации. 3. Буровато-зеленые и светло-коричневые зоны и полосы авгита поздней генерации. 4. Вкрапленники и реликты диссоциированного (PI—CPx—Mt агрегат) амфибола. 5. Вкрапленники плагиоклаза.

регулярных для кальциевых клинопироксенов позициях—тетраэдрической и октаэдрической по схеме $Mg_{vi} + Si_{iv} \leftrightarrow (Al, Ti, Fe^{+3})_{vi}$ и от ионовалентных замещений между Mg и Fe^{+2} в позиции $M(1)$. 2) Подобно всем авгитам [17,7,4], изученные клинопироксены имеют неупорядоченную структуру и вхождение значительных количеств крупных катионов Ca и Fe^{+2} в полиэдр $M(2)$ вызывает увеличение длины связей $Si-O$, т.е. увеличение размеров и степени деформированности тетраэдров (высокие значения параметра c) с одновременным уменьшением раз-

меров октаэдров (низкие значения параметра b). Преимущественное вхождение Fe^{+2} в полиэдр делает его несколько более регулярным и длины связей в нем более постоянными (параметры a и $a \sin \beta$). 3) Более низкие по сравнению с диопсид-салитами значения параметра b в авгитах связаны с недосыщенностью Si, вариации b на разных интервалах железистости данного ряда определяются преобладающим влиянием разных компонентов: на низких — Al^{IV} , на более высоких — ΣFe и Al^{IV} . 4) Изоморфизм Al в тетраэдрической позиции выражен сильнее, чем октаэдрической, где он участвует в суммарных замещениях совместно с Ti и Fe^{+3} . Последние играют существенную роль в изменении параметров c и b , а влияние Fe^{+2} в позиции M(I) сравнительно невелико.

Зональность клинопироксенов. Уже отмечалось, что среди изученных базальтов свидетельства длительного роста фенокристаллов как на интрателлурическом, так и на эруптивном этапах обнаруживает Pl—Ol—Cpx фракция. В ней разные генерации фенокристаллов имеют хорошо развитую зональность с изменением окраски от бесцветной, слабо-зеленоватой до зеленой или буроватой (рис. 5). Эти разноокрашенные зерна и зоны соответствуют изученным в шлихах трем разновидностям. Различаются два типа зональности первого порядка, которая по [3] отражает внешние по отношению к растущему кристаллу перемены.

1. Прерывистая зональность мегакристаллов авгита. Она наблюдается в ранних интрателлурических кристаллах, которые содержат одно или несколько эвгедральных ядер, сложенных светлым диопсид-салитом с $+2V = 50-55^\circ$. Погасание ядер одновременное, на федоровском столике границы ядер как коррозионные не устанавливаются, т. е. они не отвечают определенным кристаллографическим элементам кристалла-хозяина. За внутренними ядрами следует широкая однородная зона зеленого ($+2V = 58-62^\circ$) или буровато-зеленого авгита ($+2V = 57-60^\circ$), лишь в краевой каемке обнаруживающая узкие зональные полосы с ориентированным распределением включений стекла и магнетита. Явления рекристаллизации и грануляции светлоокрашенного диопсид-салита, наблюдаемые как в ранних Pl—Amf—Cpx базальтах (рис. 5, обр. 2077 г), так и в извергающейся позже Pl—Ol—Cpx порции, в которой его рекристаллизованный роговиковый агрегат служит затравкой для нарастающих одиночных кристаллов авгита или ихglomероскоплений (рис. 5, обр. 2061, 2062), позволяют эвгедральные изолированные пятна в мегакристаллах авгита рассматривать как реликтовые внутренние зоны. Таким образом, авгит в данной порции базальтов появляется как с возникновением новых центров кристаллизации, так и в результате повторной кристаллизации на ранних растворенных ядрах. В мегакристаллах зеленого авгита нередко наблюдается также секториальность (рис. 5, обр. 2061, 2052) в виде «стержней» разной ширины и секторов светлого диопсид-салита, принадлежащих граням призмы (110) или пинакоидов (001), (100). В таких случаях границы секторов устанавливаются на федоровском столике как элементы нарастания граней или ребер нового кристалла. Это—связанная с одновременным образованием различных секторов, секториальность I типа по И. Я. Центр с соавторами [13], в которой границы зон соответствуют кристаллографическим элементам кристалла. Только в описываемом нами случае, учитывая реликтовый характер светлого клинопироксена, можно предположить

различную скорость растворения отдельных граней ранних кристаллов, причем грани ромбических призм (111), ($\overline{1}\overline{1}\overline{1}$), (101), составляющих основание, в большинстве случаев растворяются быстрее граней вертикального пояса. В дальнейшем они «залечиваются» темно-зеленым или буровато-зеленым авгитом.

2. Непрерывная концентрическая зональность субфенокристаллов авгита. Такого рода зональность, сочетающаяся нередко с секториальностью типа «песочных часов», характерна для кристаллов поздней интрателлурической и эруптивной стадий кристаллизации, проявляясь также во внешних частях мегакристаллов (рис. 5, обр. 2056, 2061, 2065). Она выражается сменой темно-зеленого авгита буроватым в виде четких линий разной ширины, параллельных ограничениям кристаллов. Границы зон совпадают с кристаллографическими элементами вкрапленников, устанавливаются на федоровском столике и подчеркиваются распределением мельчайших включений магнетита. В закаленных контактах потоков полосы зеленого авгита слагают обычно широкие внутренние зоны, во внешних зонах прослеживаются узкие полосы буроватого авгита, которые иногда чередуются с зелеными. Случаи подобной осцилляторной зональности сравнительно редки, при этом в них самая крайняя кайма всегда буроватая. В центральных частях потоков ширина полос буроватого авгита заметно увеличивается. Секториальность в субфенокристаллах авгита наблюдается в виде последовательно гаснущих пирамид, вершинами обращенных к центру. Грани базальных секторов (111) и (101) сложены буроватым авгитом, грани вертикального пояса зеленым, а бурая краевая каемка является общей для всего кристалла. Эту секториальность изучить на микрозонде нам не удалось, но распределение окраски и характер границ секторов указывают, что ее правильнее было бы отнести ко второму типу по [13], в котором сектора образуются одновременно, а разница в составе определяется различиями скоростей роста граней.

Приведенные данные позволяют подчеркнуть генетическое различие между ступенчатой зональностью мегакристаллов и постепенной зональностью субфенокристаллов. Первая ($\text{Si}_{10}\text{Mg}_9\text{Fe}_2^{+2} \leftrightarrow \text{Al}_{10}\text{Fe}_8^{+3}\text{Ti}_6$), связанная со сменой интрателлурических парагенезисов в различных фракциях базальтового расплава, может быть классифицирована по [2] как «зональность состава», вторая ($\text{Al}_{10}^{\text{VI}}\text{Ca}_7\text{Fe}_8^{+3} \leftrightarrow \text{Si}_{10}\text{Fe}_{10}^{+2}\text{Al}_2^{\text{VI}}$), отвечающая подъему Pl—Ol—Cpx фракции расплава в канале, снижению T и дегазации—как «зональность условий» [21,2].

Тренд «зональный вкрапленник-лейст». Составы проанализированных на микрозонде пар клинопироксенов из различных по скорости охлаждения зон лавовых потоков и даек Pl—Ol—Cpx базальтов приведены в табл. 5; по этим данным построен также график (рис. 6). Анализ его показывает сходный характер изменений некоторых компонентов в направлении от светлых центральных зон к зеленым или бурым краевым зонам и далее к лейстам основной массы. Так, содержания Al^{IV} и Ti во всех случаях сначала возрастают, затем резко падают, а для Mg отмечаются обратные вариации. ΣFe неуклонно возрастает, причем в зонах медленного охлаждения в несколько более высоком темпе. Вариации же Ca и Al^{VI} определяются условиями остывания: в зонах закалки в направлении от центра к краю фенокристаллов содержания Ca изменяются слабо, а далее в лейстах они резко падают; одновременно в том же направлении Al^{VI} неуклонно

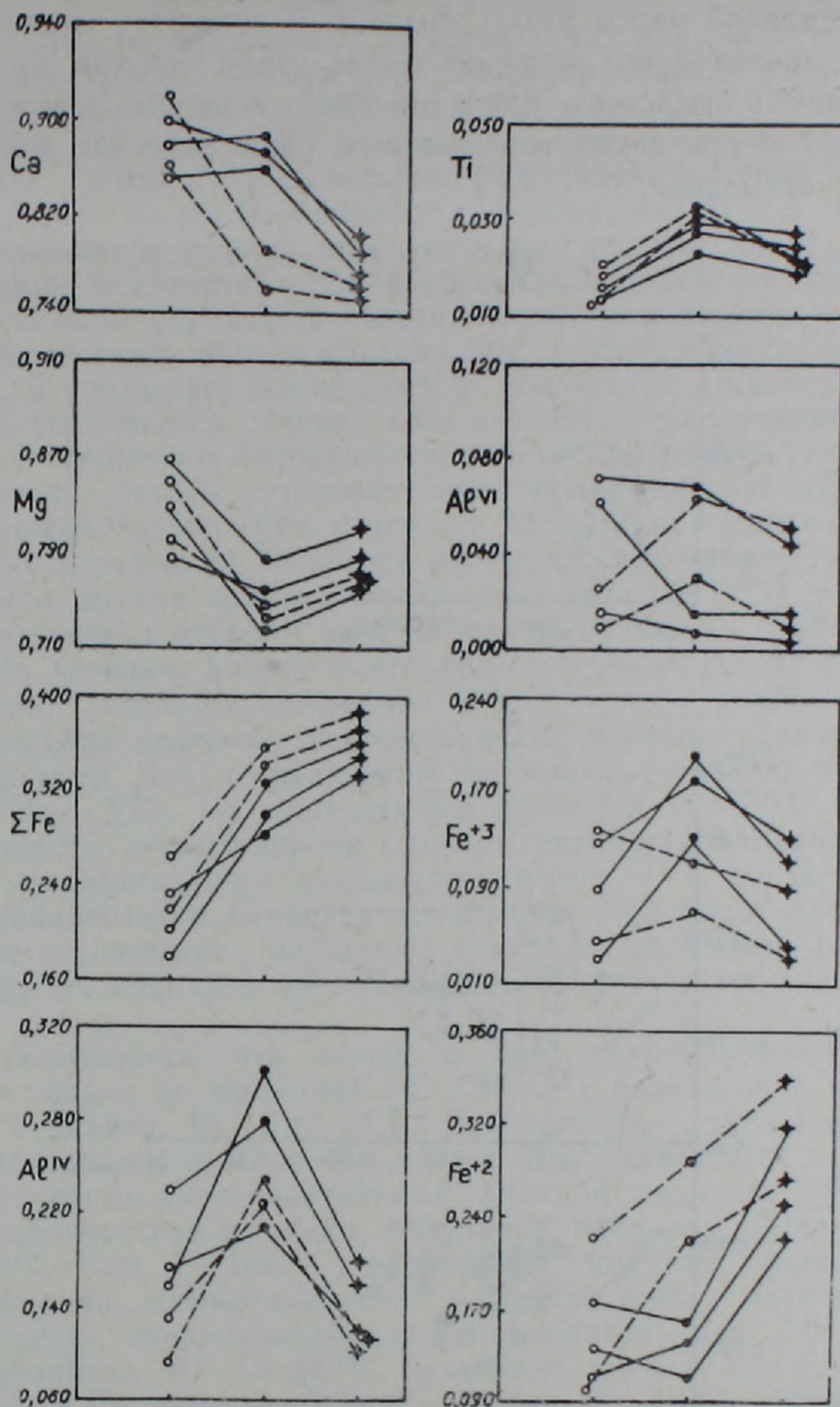


Рис. 6. Вариации состава клинопироксенов в направлении от ядра к периферии зональных фенокристаллов и к лейстам основной массы. Усл. знаки на рис. 2. Сплошные линии соединяют составы клинопироксенов зон закалки, пунктирные—зон медленного охлаждения.

падает, особенно резко от диопсид-салитов к авгитам. В медленно остывающих частях потоков содержания Ca постоянно убывают, а Al^{VI} возрастает в авгитах—III и вновь резко сокращается в лейстах основной массы. Интересно поведение Fe⁺² и Fe⁺³, хотя здесь необходима та оговорка, что разделение их проведено по балансу зарядов и, следовательно, не совсем корректно. Тем не менее, можно видеть, что Fe⁺³ в зонах закалки ведет себя аналогично Al^{IV} и Ti и в

лейстах основной массы резко убывает. В зонах же медленного охлаждения диапазон его вариаций более узкий при той же тенденции к понижению в лейстах. Вариации Fe^{+2} в целом противоположны вариациям Fe^{+3} при таких же заметных различиях для зон с разной скоростью остывания.

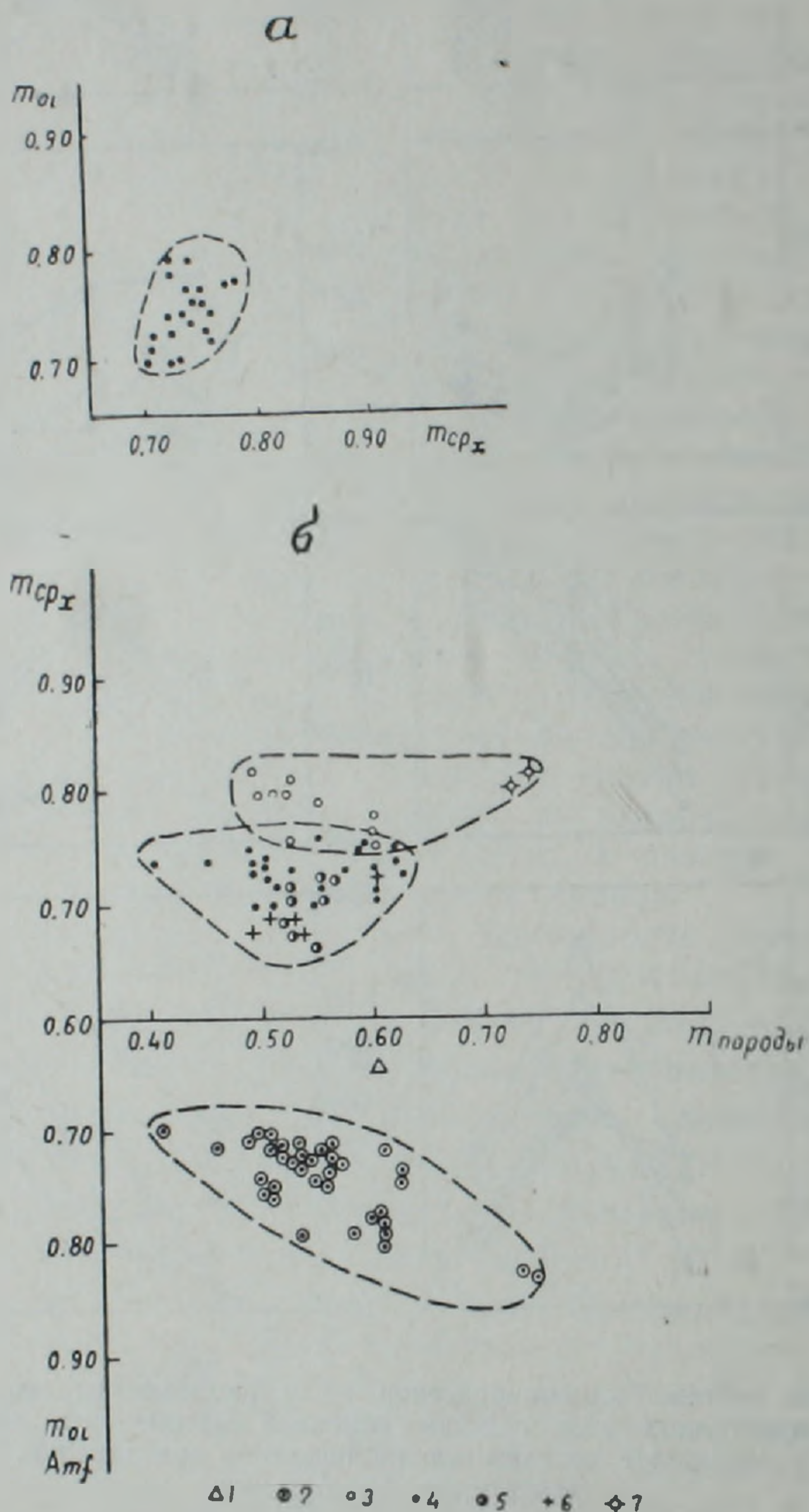


Рис. 7. Соотношение коэффициентов магнезиальности вкрапленников оливина и интенсивно-зеленой генерации авгита из Pl—Ol—CPX базальтов (а); коэффициентов магнезиальности вкрапленников оливина (и амфибола) различных генераций клинопироксена и вмещающих базальтов (б). 1—амфибол; 2—оливин; 3—диопсид-салит из вкрапленников. 4—авгит ранней генерации фенокристаллов; 5—авгит поздней генерации фенокристаллов; 6—авгит из основной массы Pl—Ol—CPX базальтов; 7—диопсид-салит из основной массы Ol долеритов.

Выявляется, таким образом, следующая направленность изменений. 1) Независимо от путей эволюции фенокристаллов составы авгитов основной массы близки и по сравнению с авгитами ранних генс-

раций богаче Si, Mg, Σ Fe, беднее Al^{IV} , Ca и Ti. 2) Вариации Mg в сторону некоторого возрастания определяются, как уже указывалось, прекращением кристаллизации вкрапленников оливина на эруптивном этапе и частичным их растворением. 3) Вариации Ca и Fe, как общих для пар $CPx-Pl$ и $CPx-Mt$ компонентов, связаны с количественным содержанием сокристаллизующихся фаз («конкурентный характер кристаллизации» по О. Н. Волынцу с соавторами [2]). В зонах медленного охлаждения условия относительного равновесия способствовали увеличению количества субфенокристаллов и лейстов плагиоклаза, разрастанию кайм буроватого авгита вокруг ядер диопсид-салита, выравниванию составов авгита краевых зон субфенокристаллов и основной массы. В зонах закалки возрастает количество магнетита в основной массе, усиливается степень окисленности вкрапленников титано-магнетита и несколько сокращается количество лейстов плагиоклаза. Соответственно, авгиты основных масс в медленно охлаждающихся зонах содержат больше Σ Fe и меньше Al^{IV} , Ca, чем авгиты основных масс в зонах закалки. 4) Несмотря на то, что поведение Fe^{+3} сходно с поведением других трехвалентных катионов (Al^{VI}, Ti), в частности сходно убывание в сторону авгитов основной массы, особенно резкое в зонах закалки, вопрос о его роли в тренде «зональный вкрапленник—лейст» остается неясным.

Соотношения составов сосуществующих оливинов (амфиболов) и клинопироксенов. Для их сравнения выбран коэффициент магнезиальности $Mg/Mg + \Sigma Fe$. На приведенных графиках (рис. 7), видно, что магнезиальность вкрапленников оливина находится в прямой зависимости от магнезиальности вмещающих пород, т. е. составы модального и потенциального оливинов сопряжены. Подобная зависимость и высокая магнезиальность изученных базальтов позволили [8] оценить температуру их солидуса (и ликвидуса) по соответствующим геотермометрам.

Уже указывалось, что оливин в виде крупных фенокристаллов появляется только во фракциях $Pl-Ol-CPx$ базальтов и Ol долеритов, хотя в ранней, $Pl-Amf-CPx$ фракции уже отмечаются первые мелкие выделения в стекловатом базисе. Это связывается с условиями водонасыщенности последовательных фракций расплава [8]. В ранней, приповерхностной фракции, благодаря высокому содержанию воды ($P_{H_2O} > 5$ кбар, $T \sim 1000^\circ C$) образуются крупные фенокристаллы роговой обманки, магнезиальность которых ниже магнезиальности сосуществующих вкрапленников диопсид-салитов (рис. 7 б). В более поздних фракциях $Pl-Ol-CPx$ базальтов ($P_{H_2O} \sim 2,5-5$ кбар, $T \sim 1100-1180^\circ$) и Ol долеритов ($P_{H_2O} < 2$ кбар, $T \sim 1250-1300^\circ C$) оливин образуется как стабильная фаза в поле сосуществования кристаллов с жидкостью. В том же поле вслед за оливином начинается кристаллизация авгитов различных генераций. Особенности этой кристаллизации, как следует из приведенного графика, таковы. 1) Магнезиальности оливинов и кристаллизующихся непосредственно вслед за ними авгитов ранней генерации варьируют прямо пропорционально и m_{Ol} в целом выше m_{CPx} (рис. 7 а); со снижением магнезиальности вмещающих пород эти параметры сближаются, становятся равными или соотношения меняются на обратные ($m_{CPx} > m_{Ol}$). 2) Авгиты субфенокристаллов и основных масс по магнезиальности заметно ниже вкрапленников оливинов, но соотношения их менее закономерны, поскольку m_{CPx} варьируют с большим размахом. 3) Составы диопсид-салитов центральных зон мегакристаллов не обнаруживают связи с составом оливинов, что еще раз подтверждает их реликтовый характер (рис. 5 б). 4) Распределение Mg, Ni и Cr по сосуществующим парам фенокрис-

таллов в описываемых базальтах согласуется с принципом фазового соответствия [11].

K_D^{Mg} , K_D^{Ni} , K_D^{Cr} в паре роговая обманка-диопсид-салит равны соответственно 0,52—0,58, 0,82—0,80, 1,65—1,70, и это объясняет высокую магнезиальность (и Ni) всей группы диопсид-салитов, хотя вмещающие их базальты характеризуются самой низкой температурой ликвидуса и высоким P_{H_2O} . С повышением температуры амфибол, как водосодержащий минерал, исчезает, Mg, Ni и Cr перераспределяются в оливин и K_D^{Mg} , K_D^{Ni} в паре оливин—авгит возрастают (0,88—1,17, 5,3—5,7 соответственно), K_D^{Cr} уменьшается (0,25—0,40). Максимальной величины (1,31 и 18,39) K_D^{Mg} и K_D^{Ni} достигают в паре оливин—диопсид—салит, характерной для наиболее высокотемпературных оливиновых долеритов.

Заключение

Выполненное исследование подтверждает то положение, что зональность и вариации клинопироксенов в вулканитах имеют сложный механизм и контролируются многими факторами. При рассмотрении ведущего из них мы исходим из того, что глубоко фракционированный характер верхнемелового базальтового комплекса Иджеванского прогиба и парагенезисы интрателлурических фаз определяются процессами кристаллизационной дифференциации при участии флюидной фазы, происходящими в неглубоко залегающем промежуточном очаге при высоких T° . В условиях последовательной дегазации (повышения T° и падения P_{H_2O}) очага происходит смена плагиоклаз-амфибол-клинопироксенового парагенезиса плагиоклаз-оливин-клинопироксеновым и далее оливиновым. При этом составы клинопироксенов регулируются распределением компонентов между сокристаллизующимися фазами. Кристаллизация собственно авгита с высоким содержанием Al^{IV} и трехвалентных элементов начинается после оливина, в момент смены ранней интрателлурической Pl—Ol котектики на Pl—Cpx (и Cpx—Mt) котектику поздней интрателлурической и эруптивной стадий кристаллизации. Высокая степень кристалличности основной массы, т. е. длительное сохранение котектических соотношений этих минералов и обусловленное условиями дегазации количественное преобладание плагиоклаза, его обогащение Ап компонентом определяют рассмотренные тренды убывания Al^{IV} и Са от ранних генераций клинопироксена к лейстам. Таким образом можно объяснить противоречие между принадлежностью изученных базальтов к формации щелочных оливиновых базальтов с характерным общим трендом изменчивости клинопироксенов и «толеитовым» типом [2, 19, 10] тренда «вкрапленник-лейст».

*
* *

Авторы глубоко признательны И. Я. Центер за ценную помощь при проведении настоящего исследования и критические замечания к рукописи статьи, В. А. Баскиной и А. С. Остроумовой за консультации, а также Л. А. Оганесян, З. Ш. Гаспарян, Г. М. Мкртчян, С. А. Мнацаканян за выполненные химические и количественно-спектральные анализы и В. А. Боронихину за микрозондовые определения.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

ՎԵՐԻՆ ԿԱՎՃԻ ԲԱԶԱԼՏԱՅԻՆ ՀԱՄԱԼԻՐԻ ԿԼԻՆՈՊԻՐՈՔՍԵՆՆԵՐԻ
ԿԱԶՄԻ ՓՈՓՈԽՈՒԹՅՈՒՆԸ՝ ՈՐՊԵՍ ՆՐԱՆՑ ՏԱՐԲԵՐԱԿՎԱԾՈՒԹՅԱՆ
ԱՍՏԻՃԱՆԻ ԱՐՏԱՑՈՂՈՒՄ (ԻԶԵՎԱՆԻ ՃԿՎԱԾՔ)

Ա մ փ ո փ ու մ

Իջևանի ճկվածքի վերին կավճի բազալտների միմյանց հաջորդող բրեկչիաների շերտերում, հոսքերում և սիլլերում կլինոպիրոքսենների տարբեր ծաղումնատեսակների կազմությունը փոփոխվում է դիոպսիդ-սալիտից մինչև ավգիտ ($\text{Si}_9\text{Fe}_7^{+2}\text{Mg}_4 \leftrightarrow \text{Al}_9^{\text{IV}}\text{Fe}_7^{+3}\text{Ca}_4$)։ Այդ տեղակալումները հանգեցնում են տարրական բջջի այնպիսի բնութագրող մեծությունների օրինաչափ փոփոխության, ինչպիսիք են c -ն և b -ն։ Հաստատված է երկու տիպի զոնալականության առկայություն՝ ընդհանուր ($\text{Si}_{10}\text{Mg}_9\text{Fe}_2^{+2} \leftrightarrow \text{Al}_{10}^{\text{IV}}\text{Fe}_6^{+3}\text{Ti}_6$), որը կապված է բյուրեղային անջատումներում Amf-CPx համագոյացության փոխակերպմամբ Օլ—CPx-ով բազալտային հալոցքի տարբեր խառնուրդամասերում՝ պայմանավորված ջերմաստիճանի բարձրացման և $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ -ի նվազման հետ և անընդհանուր ($\text{Al}_{10}^{\text{IV}}\text{Ca}_7\text{Fe}_6^{+3} \leftrightarrow \text{Si}_{10}\text{Fe}_{10}^{+2}\text{Al}_2^{\text{VI}}$), որը կապված է հալոցքի ներերկրային փուլից արտավիժման փուլին անցնելու և օլիվինի բյուրեղների առաջացման դադարելու հետ՝ պայմանավորված ջերմաստիճանի անկմամբ և հալոցքից ցնդող միացությունների հեռացմամբ։

A. Kh. MNATSAKANIAN, E. Kh. KHURSHUDIAN

THE UPPER CRETACEOUS BASALTIC COMPLEX CLINOPYROXENES
COMPOSITION CHANGEABILITY AS A REFLECTION OF ITS
DIFFERENTIATION DEGREE
(IDJEVAN TROUGH)

A b s t r a c t

In consequently deposited breccias, flows and sills of the Idjevan trough Upper Cretaceous basalts the different generations of clinopyroxenes vary from diopside-salites to augites ($\text{Si}_9\text{Fe}_7^{+2}\text{Mg}_4 \leftrightarrow \text{Al}_9^{\text{IV}}\text{Fe}_7^{+3}\text{Ca}_4$). These substitutions give rise to regular variations of the unit cell c and b parameters. Two types of zoning are established: 1) the *interrupted* one $\text{Si}_{10}\text{Mg}_9\text{Fe}_2^{+2} \leftrightarrow \text{Al}_{10}^{\text{IV}}\text{Fe}_6^{+3}\text{Ti}_6$, being connected with the Amf—CPx paragenesis replacement by Ol—CPx in the basaltic melt different fractions under conditions of temperature increase and $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ decrease and 2) the *uninterrupted* one $\text{Al}_{10}^{\text{IV}}\text{Ca}_7\text{Fe}_6^{+3} \leftrightarrow \text{Si}_{10}\text{Fe}_{10}^{+2}\text{Al}_2^{\text{VI}}$, being connected with the change of the intratelluric stage by an eruptive one and olivine phenocrysts crystallization stopping under conditions of temperature decrease and degassing.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Белоусов А. Ф., Кривенко А. П., Полякова З. Г. Вулканические формации. Новосибирск: Наука, 1982. 281 с.
2. Волынец О. Н., Ермаков В. А., Колосков А. В., Рудич К. Н., Селянгин О. Б. Взаимосвязь разноглубинного магматизма. М.: Наука, 1982. с. 25—43, 146—148.
3. Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогенез минералов. Индивиды. М.: Наука. 1975. с. 122—129.
4. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Том 2, М.: Мир, 1965, с. 122—156.
5. Дуденко Л. Н., Центер И. Я., Румянцева Н. А., Марковский Б. А., Порошин Е. Е. Типы трендов и изоморфных замещений в авгитах вулканических ассоциаций.—ЗВМО. 1977, ч. VI, вып. 4, с. 403—416.
6. Дуденко Л. Н. Геохимические структуры эндогенных систем. Л.: Недра, 1981, 196 с.
7. Минералы. Справочник. Том III, вып. 2, М.: Наука, 1981. с. 283—300.
8. Мнацаканян А. Х. Петрология верхнемеловой вулканической серии Северной Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1981. 242 с.
9. Остроумова А. С., Центер И. Я., Соколова Е. П. О двух генерациях пироксена в тефрит-базальте.—ДАН СССР, 1975, т. 222, № 4, с. 928—931.
10. Остроумова А. С., Центер И. Я., Сысоев А. Г. Состав и свойства породообразующих минералов как показатель глубинности кристаллизации базальт-андезитовых расплавов.—ЗВМО, 1976, ч. 105, вторая серия. вып. 2. с. 164—172.
11. Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 285 с.
12. Соколова Е. П., Шнай Г. К., Орлова М. П. Типоморфные особенности клинопироксенов пород щелочно-габбродной формации (на примере Алданского комплекса). В кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд. Л.: Наука. 1979. с. 70—82.
13. Центер И. Я., Сысоев А. Г. О зональных и секториальных пироксенах в олигоценовых базальтах Западного Айоцдзора (Малый Кавказ). В кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд. Л.: Наука, 1979. с. 82—89.
14. M. Cameron. J. J. Papike. Structural and chemical variations in pyroxenes. Am. Miner., 1981, v. 66, N1—2, p. 1—50.
15. A. M. Duncan R. M. F. Preston. Chemical variation of clinopyroxene phenocrysts from the trachybasaltic lavas of Mount Etna, Sicily—Min. Mag., 1980, v. 43, N330, p. 765—770.
16. S. Rahman. Some aluminous clinopyroxenes from Vesuvius and Monte Somma, Italy—Min. Mag., 1975, v. 40, N309, p. 43—52.
17. E. L. Schwelzer. J. J. Papike A. E. Bence. Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts. —Am. Miner., 1979, v. 64, N5—6, p. 501—513.
18. P.W. Scott Crystallization trends of pyroxenes from alkaline volcanic rocks of Tenerife, Canary Islands.—Min. Mag., 1976, v. 40, N316, p. 805—816.
19. D. Smith. D. Lindsley. Stable and metastable crystallization trends in a single basalt flow. —Am. Miner., 1971, v. 56, N1—2, p. 225—233.
20. R. J. Tracy P. Robinson. Zoned titaniferous augite in alkali olivine basalt from Tahiti and the nature of titanium substitution in augite. — Am. Miner., 1977, v. 62, N7—8, p. 634—645.
21. K. Vieten The minerals of the volcanic rock association of the Siebengebirge. I. Clinopyroxenes. 1. Variation of chemical composition of Ca-rich clinopyroxenes, (salites) in dependence of the degree of magma differentiation.—N. Jb. Miner. 1979, Abh., Band 135, Heft 3, p. 270—286.

С. О. АЧИКГЕЗЯН

О ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ МАЛОГО КАВКАЗА В МЕЗОКАЙНОЗОЕ

Территория Малого Кавказа развивалась в режимах островной дуги (J_3 — Pg_2) и активной континентальной окраины невадийского типа (Pg_3 — N_1) над Черноморско-Рионо-Куринско-Южнокаспийской малой океанической плитой, субдуцировавшей в юг—юго-западном направлении под Понтийско-Малокавказскую ранне-среднеюрскую островную дугу и причлененную к ней в позднем мелу Ирано-Западноармянскую континентальную микроплиту. Предложенная геодинамическая модель удовлетворительно объясняет наблюдаемую на Малом Кавказе металлогеническую зональность.

Мегантиклинорий Малого Кавказа (Антикавказ) представляет собой выгнутую к север—северо-востоку сложно построенную дугообразную систему складок шириной около 200 км. и протяженностью—400 км, входящую в состав Понтийско-Малокавказской (Кавказско-Иранско-Анатолийской) дуги Средиземноморского альпийского складчатого пояса [9, 16].

За последние годы, в связи с развитием идей мобилизма, для Альпийской складчатой системы в целом и, в частности, для Кавказа (и Малого Кавказа) был предложен ряд геодинамических моделей фанерозойского развития региона [1, 2, 3, 4, 5, 6, 11, 12, 13, 17, 18, 25, 26, 29, 31, 36, 37].

Всю совокупность выдвинутых моделей можно разделить на две группы, отличающиеся друг от друга интерпретацией, в основном, тектонических и петрологических данных, позволяющих судить о характере движений и взаимодействия литосферных плит и их фрагментов. В первую очередь это касается установления активных окраин Восточно-Европейской и Афро-Аравийской континентальных плит, разделенных океанической плитой Тетиса, существовавшей по крайней мере с раннего палеозоя до палеогена включительно.

Согласно первой группе моделей, в течение палеозоя [3, 5, 6, 13], а затем унаследованно—мезозоя и кайнозоя [1, 2, 4, 6, 17, 29, 36] на южной окраине Восточно-Европейского континента возникают разновозрастные островные дуги в результате субдукции океанической плиты соответственно Палеотетиса и Тетиса в *северном направлении*.

Наиболее детальной и всеобъемлющей с выделением различных геодинамических морфоструктурных единиц (зоны субдукции, островные дуги, интрадуговые рифты, окраинные моря) и с учетом палеомагнитных, палеоклиматических и палеобиогеографических данных на фоне изучения полярности развития магматизма и метаморфизма, является геодинамическая модель Ш. А. Адамия и др. [6], согласно которой интересующая нас Понтийско-Закавказская островная дуга (и ее восточная часть—Сомхето-Кафанская зона) развивалась в течение мезокайнозоя в пределах южной активной окраины Восточно-Европейского континента над падающей к северу зоной субдукции, маркирующей в настоящее время Анатолийско-Малокавказской офиолитовой шовной зоной. Последняя формировалась в результате коллизии в позднем неогене—альбе Ирано-Турецкого микроконтинента (отделенного от Афро-Аравийского континента при раскрытии южной ветви Мезотетиса—Тавро-Загросского океанического бассейна) с Понтийско-Закавказской островной дугой.

Вторая группа моделей [11, 26, 37] предполагает противоположное, то-есть *югонаправленное падение* зоны субдукции в юре-палеогене.

К. М. Мурадяном [26] на Малом Кавказе и на сопредельных территориях с севера на юг выделяются следующие три поясовые островодужные палеоморфоструктурные элементы: 1) *глубоководный жёлоб* (Центральночерноморско-Рионо-Куринско-Южнокаспийский); 2) *вулканическая островная дуга*, эволюционирующая поэтапно в течение J—Pg (Понтийско-Сомхето-Агдамско-Эльбурсская—J—K₂, Понтийско-Аджаро-Триалетско-Куринско-Эльбурсская и Северо-Анатолийско-Амасия-Севано-Акеринско-Исфаганская—K₂, Эрзинджан-Амасия-Севано-Вайоцзор-Иранская—Pg₂₊₃); 3) *тыловой—окраинный бассейн* (Анатолийско-Севано-Акеринско-Тегеранский и Исфаганский), переходящий в *пассивную континентальную окраину* (Аравийско-Западноармянско-Центральноиранская).

С. О. Ачикгёзяном с соавторами [11] в пределах Кафанского сегмента Понтийско-Закавказской палеоостровной дуги была установлена в целом югонаправленная латеральная петрохимическая зональность в развитии магматических комплексов J₂, J₃—K₁ и K₂—Pg возрастов, на основании чего было сделано предположение об обращенности фронтальной части островной дуги к северо-востоку—востоку и, соответственно, о падающей на юго-запад—запад палеозоне Беньофа, выход которой на земную поверхность в настоящее время, вероятно, совпадает с Рионо-Куринской депрессией.

Таким образом, приверженцы разных групп моделей, принимая факт развития Понтийско-Закавказской складчатой зоны в режиме островных дуг в J—Pg, расходятся в мнении о положении и направлении движения субдуцирующей океанической плиты, что имеет первостепенное значение для выяснения металлогенических особенностей рассматриваемого региона.

Выдвижение двух типов геодинамических моделей, предполагающих наличие почти диаметрально противоположных направлений субдукции, на первый взгляд наводит на мысль о несостоятельности одной из них. Однако детальное рассмотрение различных аспектов каждой из групп моделей приводит к выводу, что истина, вероятно, лежит где-то посередине.

Ниже попытаемся обосновать справедливость второй гипотезы, по крайней мере для отрезка времени J₃—N₁.

Соглашаясь с мнением исследователей, принимающих точку зрения северопadaющей зоны субдукции [5 и др.] со среднего палеозоя вплоть до среднеюрского времени, мы считаем, что с начала поздней юры зона субдукции резко изменила свое направление к юг—юго-западу. Вкратце остановимся на тектонических событиях, предшествовавших этому явлению.

Согласно палеотектоническим реконструкциям по палеомагнитным данным [8] с раннего карбона до позднего триаса Иранская (Ирано-Западноармянская) плита, оторвавшись от Афро-Аравийской платформы (вероятно, по Тавро-Загросской зоне спрединга среднего палеозоя), совершила примерно 4000-километровый дрейф в северном направлении, приближаясь к Восточно-Европейскому континенту, на южной активной окраине которого формировались (по двум северопadaющим зонам Беньофа) Большекавказская и Родопско-Понтийско-Закавказская незрелые палеозойские островные дуги [5]. При этом, в течение палеозоя, в результате конвергенции этих континентальных плит, океаническая плита Палеотетиса субдуцировала в северном направлении, сузилась, и северный пассивный край Ирано-Западноармянской плиты приблизился к палеозойским островным дугам до расстояния 700—800 км [8]. Параллельно с формированием Большекавказской палео-

зойской островной дуги, в ее тыловой части—в пределах Передового хребта—раскрылся междуговой рифт и образовалось окраинное море.

В течение T_3 — J_2 вероятно, сохранились те же геодинамические условия, причем в J_1 проявления активного вулканизма незначительны, они резко усиливаются в J_2 и в пределах Понтийско-Закавказской палеозойской островной дуги (уже срединного массива, по [4]) формируется мощная (до 3 км) последовательно дифференцированная вулканогенная толща, сложенная породами известково-щелочной и, реже, шошонитовой серий [4]. За этот период окраинное море Большого Кавказа, существовавшее с палеозоя-триаса в тылу островной дуги, сильно расширилось. Об этом свидетельствуют палеомагнитные дан-

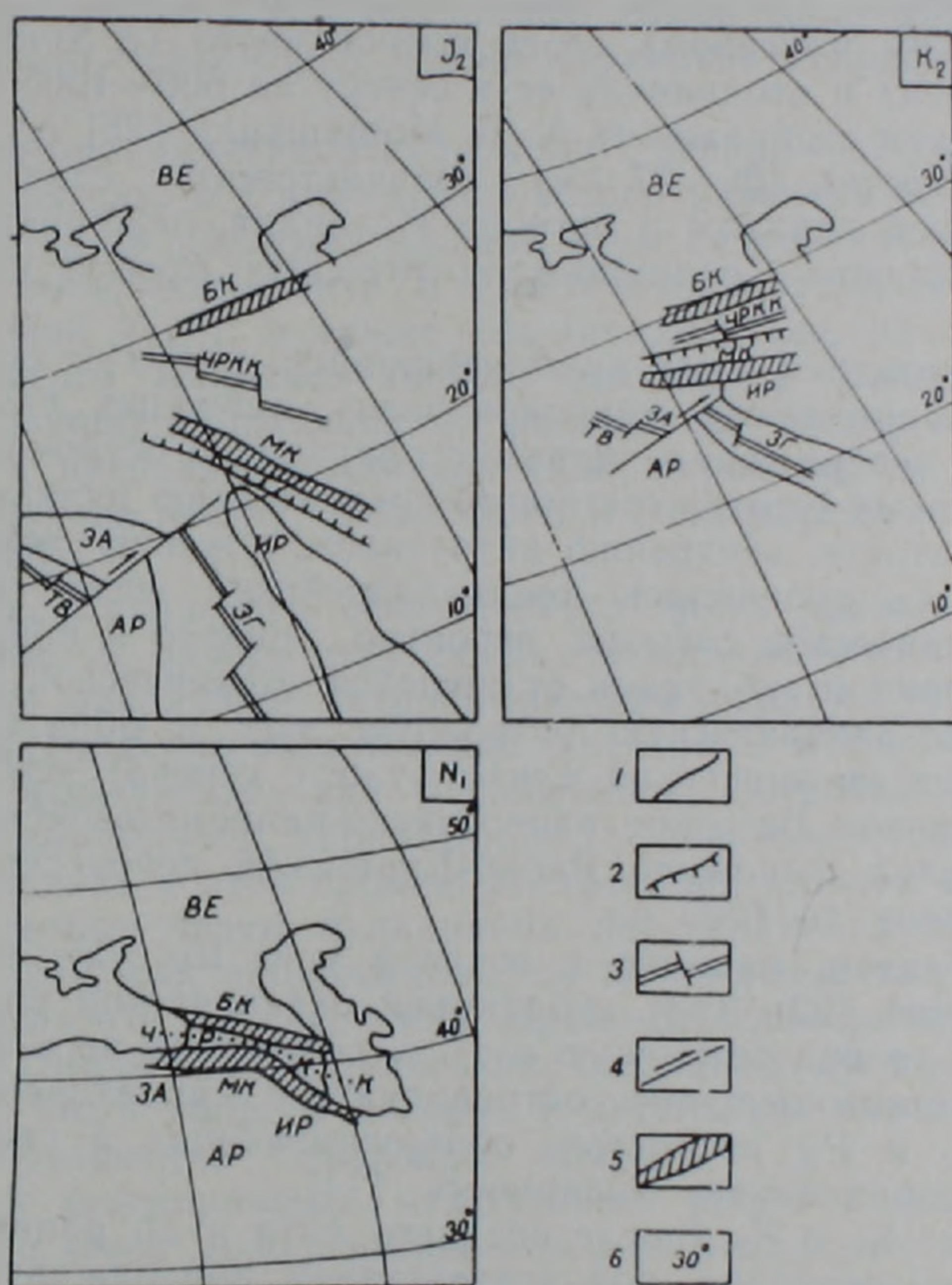


Рис. 1. Предполагаемые схемы геодинамической эволюции Малого Кавказа и сопредельных территорий за среднеюрско-ранненеогеновое время (с использованием данных [6, 7, 8, 37 и др.]). 1—границы тектонических единиц, 2—зоны субдукции, 3—зоны спрединга, 4—трансформные разломы, 5—островные дуги, 6—палеошироты. Континентальные плиты и микроплиты: ВЕ—Восточно-Европейская, ЗА—Западноармянская, ИР—Иранская, АР—Аравийская. Островные дуги: БК—Большого Кавказа, МК—Малого Кавказа. Зоны аккреции океанических плит: ЧРКК—Черноморско-Рионо-Курунско-Каспийская, ТВ—Таврская, ЗГ—Загросская.

ные [8], согласно которым в ранней-средней юре Восточно-Европейская плита вместе с северной частью Закавказской островной дуги (Грузинская глыба с Дзирульским массивом) «отодвинулась» к северу от Локско-Карабахской и Болнисской зон Закавказской дуги на 8—10°, то-есть примерно на 800—1000 км.

Таким образом, в конце J_2 в пределах интересующей нас области Понтийско-Закавказской палеоостровной дуги с юга на север мы име-

ем следующие морфоструктурные элементы (рис. 1): 1) *Ирано-Западноармянский микроконтинент, впаянный в океаническую плиту Тетиса*, которая еще больше сузилась после T_3 , в результате ее северной субдукции в T_3-J_2 ; 2) *глубоководный желоб* (по которому океаническая плита Тетиса субдуцировала в северном направлении), маркирующийся ныне по Анатолийско-Закавказскому офиолитовому шву; 3) *Понтийско-Закавказская среднеюрская островная дуга*, продолжающая в целом развиваться на палеозойской островной дуге и 4) *обширное окраинное море*, превратившееся в расширяющийся малый океанический бассейн (шириной в 800—1000 км) в результате продолжения спрединга океанической коры вдоль заложённых в палеозое и заложившихся в юре рифтовых структур, одна из которых отторгла северную часть островной дуги (с Дзирульским кристаллическим массивом) от ее южной части (с Храмским и Локским массивами) и отодвинула ее к северу на 800—1000 км. Здесь интересно привести соображения А. Б. Мошашвили [25] об идентичности больших мощностей (26—27 км) «базальтового» слоя центральной части Куринской впадины и острова Исландия, лежащего, как известно, на продолжении Срединно-Атлантического хребта (зона спрединга).

В конце средней юры приблизившийся с юга к островной дуге Ирано-Западноармянский микроконтинент, очевидно, своим выдвинутым к север—северо-западу краем столкнулся с островной дугой, что привело к общему сжатию региона—прекращению вулканизма, проявлению складчатости, внедрению интрузивов, сужению окраинного моря и т. п., то-есть проявилась предкелловейская фаза складчатости¹.

Это тектоническое событие, вероятно, привело к приостановлению северонаправленной субдукции сузившейся океанической плиты Тетиса под Понтийско-Закавказскую островную дугу и образованию новой зоны субдукции океанической плиты (уже с севера), сформированной в бывшем тыловом бассейне палеозойско-раннемезозойской островной дуги—в пределах нынешней Рионо-Куринской депрессии, имевшей в то время ширину до 1000 км.

Таким образом, начиная с поздней юры мы уже имеем дело с *югонаправленной* (Ю—ЮЗ) субдукцией океанической плиты бывшего окраинного моря под островную дугу, в результате чего формируются, в целом, известковощелочные островодужные магматические комплексы J_3-K_1 , K_2 и Pg возрастов, обнаруживающих в своем развитии четкую югонаправленную полярность [11].

На рубеже K_1 и K_2 (после позднего апта и до раннего коньяка), островная дуга, очевидно, под воздействием продолжавшихся северонаправленных усилий со стороны Ирано-Западноармянского микроконтинента, причленилась к последнему, что привело к формированию основной массы серпентинового меланжа и аллохтонных пластин офиолитов [21] при замыкании остатков океанического бассейна Тетис (рис. 1). В течение этого времени островная дуга вместе с причлененным к ней микроконтинентом, согласно палеомагнитным данным [7], повернулась против часовой стрелки на 40—45° относительно зоны Большого Кавказа, после чего обе эти зоны расположились в субширотном направлении.

В течение K_2 и Pg , в результате югонаправленной субдукции рас-

¹ Местоположение первоначального акта столкновения, вероятно, совпадает с областью Арзаканского кристаллического массива, где выгнутость островной дуги к северу наибольшая и в пределах которой почти отсутствуют выходы пород офиолитовой ассоциации (они, вероятно, интенсивно обдуцированы к югу и эродированы). Возможно с этой областью столкновения связано заложение близмеридионального Транскавказского поднятия.

положенной на севере океанической плиты под островную дугу, происходит формирование магматических комплексов, принадлежащих, в целом, известковощелочной петрохимической серии, но с субщелочным уклоном более молодых образований [11].

Продолжающаяся югонаправленная субдукция под Понтийско-Закавказскую островную дугу с севера и постепенное сближение Афродравийской плиты с юга, связанное, возможно, с закрытием Тавро-Закавказского океанического бассейна, приводит к вдавливанию «Аравийского клина» в Кавказский мобильный пояс и смещению всего Кавказа к северу вместе с Евразией в связи с поворотом всего континента по часовой стрелке на 30° (по палеомагнитным данным [7]). Одновременно, пододвигающаяся к югу малая океаническая плита постепенно сокращает свои размеры и в настоящее время фиксируется в пределах Центрального Черноморья, Рионо-Куринской депрессии и Южного Каспия (рис. 1).

На фоне югонаправленной субдукции с севера—со стороны Рионо-Куринской депрессии, и послепозднеюрского развития островной дуги, в тылу последней (в пределах шовной зоны сочленения Ирано-Западноармянского микроконтинента и Понтийско-Закавказской допозднеюрской островной дуги), а также юго-западнее нее, на блоке Ирано-Западноармянского микроконтинента, начинается формирование областей растяжения, приведших к раскрытию междуговых рифтов, фиксируемых в пределах Армянской ССР, вероятно, на месте Севанского (составляя ее часть), Вединского и Зангезурского офиолитовых поясов [10, 32].

В пределах Севанского офиолитового пояса развиты вулканиты, сформированные в самых различных геодинамических условиях и принадлежащие различным петрохимическим сериям: *толеитовой*, характерной для срединно-океанических хребтов и незрелых островных дуг, *щелочно-базальтовой*—для океанических островов и подводных гор, а также *бимодальной*, характерной для рифтовых зон [19, 29, 32]. По нашему мнению, в этой сложно построенной шовной зоне переплетаются характерные черты вулканизма нескольких типов геодинамических обстановок, как продолжавшихся по инерции, так и вновь возникших в результате столкновения Ирано-Западноармянского микроконтинента с Понтийско-Закавказской островной дугой. Окончательное выяснение этого вопроса связано с детальным расчленением вулканических образований Севанского пояса.

Обстановку формирования междугового рифта в тылу островной дуги достаточно четко можно установить для Вединского офиолитового пояса. Здесь широко распространены толеитовые и щелочные базальтоиды, при подчиненном развитии известково-щелочных андезитов [29, 32].

Что же касается Зангезурского пояса, то петрохимические данные по вулканитам офиолитовой ассоциации, по нашему мнению, пока не дают четкого ответа на вопрос их формирования в обстановке раскрывающегося рифта; есть лишь некоторые данные о повышенной калиевой щелочности базальтоидов [33].

По нашему мнению, геодинамическая обстановка, установившаяся к концу палеогена, в целом сохраняется и поныне¹. Об этом может

¹ Проведенные А. Н. Вардапетяном [15] исследования по позднекайнозойским движениям плит Черноморско-Каспийского региона, в частности, указывают на то, что Южно-Каспийская микроплита на юге пододвигается под Западно—Иранскую и Малокавказскую плиты, что подтверждает наше мнение. Однако, в то же самое время отмечается о пододвигании Черноморской, Малокавказской и Южно-Каспийской плит под Евразийскую.

свидетельствовать анализ геофизических данных—теплового потока, гравиметрических, сейсмических и др.

Известно, что глубоководным желобам островодужных систем соответствуют термальные и гравитационные «желоба» [20]. Такая полоса минимумов теплового потока прослеживается от восточной части Черного моря через Рионо-Куринскую депрессию к Южному Каспию [35]. На большей части отмеченной полосы наблюдаются, в целом, пониженные значения гравитационных аномалий [14, 22]. В отличие от желобов, собственно островные дуги характеризуются высоким тепловым потоком и небольшими положительными аномалиями гравитационного поля [20]. В пределах Закавказской островной дуги наблюдаются и повышенные значения теплового потока [35], и положительные аномалии силы тяжести [14]. И, наконец, отметим наличие обнаруженных при прохождении профилей глубинного сейсмического зондирования (Нахичевань-Волгоград и Сухуми-Массалы) высокоскоростных включений в коре Рионо-Куринской впадины (7—7,8 км/с), являющихся аналогами выступов мантии под глубоководными впадинами Черного и Каспийского морей [27]. Эти сейсмические данные подтверждают идею об аналогичном характере строения земной коры этих областей.

Предложенная нами геодинамическая модель в состоянии, в целом, объяснить наблюдающуюся на Малом Кавказе металлогеническую зональность, обсуждение которой, в основном, обходится подавляющим большинством исследователей, стоящих на позиции северо-направленной субдукции. Речь идет о более или менее закономерном размещении эндогенных рудных месторождений и рудопроявлений в пределах отдельных поясов, по своим границам, главным образом, совпадающих с выделенными тектоно-формационными зонами Армянской ССР и Малого Кавказа [23, 24, 34].

Л. П. Зоненшайном и др. [20] для зон островодужного типа приводится следующая зональность металлогении (от фронтальной части дуги к тыловой): 1) зона глубоководного желоба и осадочной террасы, с которой связаны медноколчеданные месторождения в эффузивах толентовой серии; 2) в собственно вулканических дугах размещена колчеданная медная и полиметаллическая минерализация, иногда с золотом; характерны стратиформные месторождения типа «куроко». В долговременных дугах в ранние этапы формируются преимущественно колчеданные руды, а в поздние—медно-порфировые, иногда, медно-молибденовые. Оруденение размещено среди магматитов известково-щелочной серии; 3) зона терригенного прогиба в тылу островной дуги, отвечающая выполнению окраинного моря, основание которого сложено ассоциацией пород, близкой к офиолитовой (толенты); 4) зона развития тоналит-гранодиоритовых интрузивов с золотой минерализацией и железо-медным скарновым оруденением. Этими же авторами [20] отмечаются и металлогенические особенности для геодинамических обстановок андийского и невадийского типов, в целом похожих на островодужные условия—наличие наклоненной под континентальную окраину зоны субдукции, развитие преимущественно известково-щелочного магматизма, вглубь континента получающего характер субщелочного и т. д. Для зон невадийского типа, как и для островодужных зон, в целом характерен халькофильный профиль металлогении со сменой золото-медного оруденения вблизи края континента в золото-полиметаллическое и медно-молибденовое в глубь континента. В этом же направлении сменяется и характер магматизма—от кварцевых диоритов и трондьемитов (тоналит-гранодиоритовый тип) через гранодиориты в кварцевые монзониты и граниты (субщелочной тип).

Приведенная выше генерализованная металлогеническая зональность находится в хорошем согласии с наблюдаемой зональностью размещения месторождений и рудопроявлений Малого Кавказа, сформированных в интервале времени J_3-N_1 , то есть за период действия югонаправленной субдукции Черноморско-Рионо-Куринско-Южнокаспийской субокеанической плиты под Понтийско-Закавказскую островную дугу и причлененный к ней в позднем мелу Ирано-Западноармянский микроконтинент.

Колчеданные, медные и полиметаллические месторождения Алаверды, Шамлуг, Ахтала, Шамшадинская группа рудопроявлений, Кафан, Шаумян, и др. (Армянская ССР), месторождения Кедабек, Чирагидзор, Тоганалы, Битти-Булах, Дромбон и др. (Азербайджанская ССР) являются типичными представителями оруденения, характерного для собственно вулканических островных дуг.

Как уже было отмечено, в дугах с длительной эволюцией, где формируются комагматичные с вулканитами гипабиссальные тоналитовые интрузивы, колчеданные месторождения соседствуют с так называемыми «эвгеосинклинальными» медно-(молибден)-порфировыми месторождениями [28], представленными здесь Техутским, Шикахохским месторождениями, Дзорастанским и др. рудопроявлениями.

Для зон развития тоналит-гранодиоритовых интрузивов островных дуг характерны и скарново-магнетитовые месторождения и рудопроявления—Дашкесан (АзербССР) и Кохб (АрмССР), а также полиметаллические с золотом месторождения Дамблудское (ГрузССР) и Мехманинское (АзербССР).

Все вышеотмеченные колчеданные, медно-порфировые, скарново-магнетитовые и полиметаллические с золотом месторождения и рудопроявления сформированы в киммерийскую металлогеническую эпоху—во время эволюции островной дуги в J_3-K_1 .

Начиная с апт-коньяка и позже, активный вулканизм островной дуги, в целом, смещается к югу—юго-западу и в пределах ее развития формируются серно-медноколчеданные и полиметаллические с золотом месторождения и рудопроявления Маднеули, Цители-Сопели (ГрузССР), Чибухлы, Тандзут, Арчут (АрмССР) и др. С габбро-диорит-гранодиоритовыми интрузивами связаны скарново-магнетитовые руды Дзама (ГрузССР), Судагына, Башюрта, Кармиркара (АрмССР), а также полиметаллическое с золотом и серебром оруденение Оболоканлы-кая, Вараза, Цхалбокела и др. (ГрузССР), Марцигет-Привольненской и Вайоцзорской групп (АрмССР).

К интрузивам габбро-монзонит-граносиенитовой и гранит-гранодиоритовой формаций приурочено золото-полиметаллическое (Меградор, Личквас-Тей и др.), в особенности, медно-молибденовое оруденение (Анкаван, Елпин, Далидаг, Дастакерт, Каджаран, Агарак и др.).

Резюмируя вышензложенное, можно констатировать факт закономерного перемещения проявлений как магматизма, так и эндогенной рудной минерализации, в целом, в юг—юго-западном направлении в течение киммерийской (J_3-K_1) и альпийской (K_2-N_1) тектоно-магматических и металлогенических эпох. Это указывает на эволюцию земной коры Малокавказского региона в режимах островной дуги и активной континентальной окраины невадийского типа. Кора региона сформирована над малой океанической плитой, субдуцирующей в юг—юго-западном направлении под Понтийско-Малокавказскую палеоостровную дугу и причлененную к ней северную часть Ирано-Западноармянской континентальной микроплиты.

Автор искренне благодарен В. А. Агамалюну за обсуждение основных положений статьи, а также С. А. Зограбяну, Р. Л. Мелконяну и

С. А. Паланджяну—за критические замечания и ценные советы, способствующие улучшению работы.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 22.III. 1985.

Ս. Հ. ԱՉԻԳՅԵՈՅԱՆ

ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ԳԵՈԴԻՆԱՄԻԿ ԶԱՐԳԱՑՄԱՆ ԵՎ ՄԵՏԱՂԱԾՆՈՒԹՅԱՆ
ՄԱՍԻՆ ՄԵԶՈԿԱՅԵՆՈՋՈՅՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Փոքր Կովկասի բնատարածքը զարդացել է կղզի-աղեղային (J_3 - Pg_2) և նեվադյան տիպի ակտիվ մայրցամաքային եզրամասի (Pg_3 - N_1) պայմաններում, որոնք առաջացել են Սև ծով—Ռիոն—Քուռ—Հարավկասպյան փոքր օվկիանոսային սալի վերևում, երբ վերջինս խորասուզվում էր հարավ—հարավ-արևմուտք ուղղությամբ Պոնտյան—Փոքր Կովկասյան վաղ-միջին յուրայի հասակի կղզային աղեղի և ուշ կավճում նրան հարակցված Իրանյան-Արևմտահայկական մայրցամաքային միկրոսալի տակ։ Առաջարկված գեոդինամիկ մոդելը բավարար չափով բացատրում է Փոքր Կովկասում դիտվող մետաղածնական ղոնալականությունը։

S. H. ACHIKGUEOZIAN

ON THE MINOR CAUCASUS GEODYNAMICAL DEVELOPMENT
AND METALLOGENY DURING MESOCENOZOIAN

Abstract

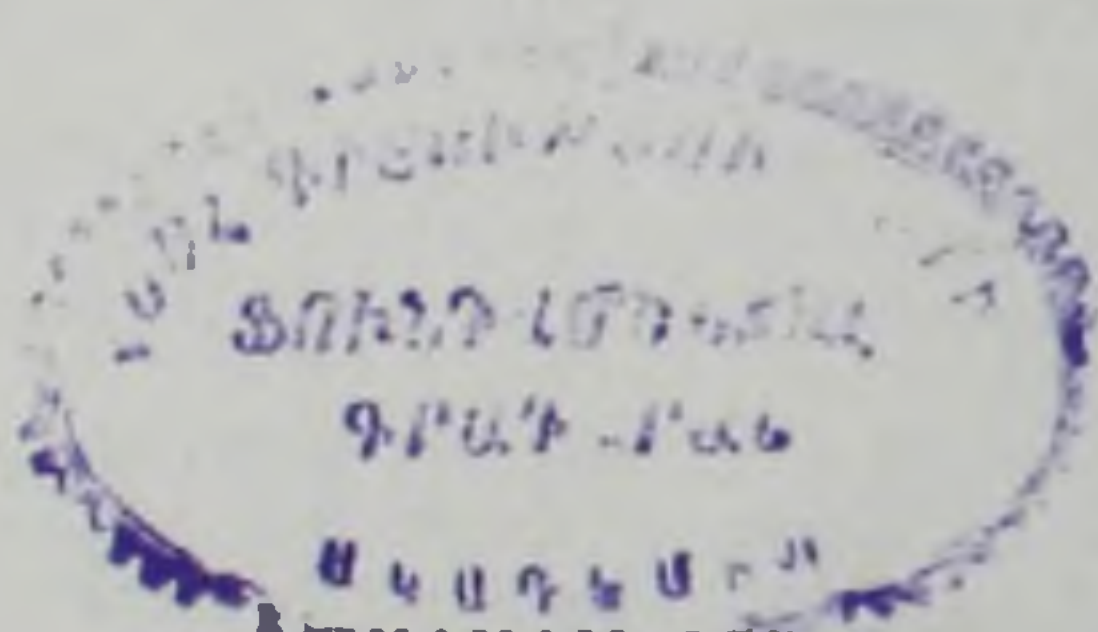
The Minor Caucasus territory has developed as an island arc (J_3 - Pg_2) and a nevada-type active continental margin (Pg_3 - N_1) over the Black sea - Rion - Kura - South - Caspian suboceanic plate, which subducted in a S - SW direction under the Pontian - Minor Caucasian Early - Middle Jurassic island arc and joint to it during Late Cretaceous the Iranian - West - Armenian continental microplate. The suggested geodynamical model is able to interpret the metallogenetical zoning of the Minor Caucasus satisfactorily.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Р. Н., Гасанов Р. К., Мустафаев Г. В., Ахвердиев А. Т. Мезозойский вулканизм Малого Кавказа и его связь с глубинным строением.—В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения тихоокеанских вулканических поясов (краткие тезисы Всесоюзного симпозиума). Владивосток: 1976, с. 192—194.
2. Абдуллаев Р. Н., Гаджиев Т. Г., Гасанов Р. К., Потапова Е. И. Юрские магматические формации Азербайджана и некоторые особенности их металлогении. В кн.: Материалы докл. II регион. петрограф. совещ. по Кавказу, Крыму и Карпатам. Тбилиси: КИМС, 1978, с. 33—42.

3. Абесадзе М. Б., Кекелия М. А., Мгелишвили Т. Н., Цимакурцдзе Г. К., Чхотуа Т. Г., Шавишвили И. Д. Доальпийское развитие кавказской активной континентальной палеоокраины (магматизм и метаморфизм).—В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 30—41.
4. Адамия Ш. А., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа.—Геотектоника, 1977, № 4, с. 88—103.
5. Адамия Ш. А., Шавишвили И. Д. Модель тектонической эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий (доальпийский этап).—Геотектоника, 1979, № 1, с. 77—84.
6. Адамия Ш. А., Асанидзе Б. З., Печерский Д. М. Геодинамика Кавказа (опыт палинспастических реконструкций).—В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 13—21.
7. Асанидзе Б. З., Печерский Д. М. Палеомагнитные исследования юрских пород Грузии и Северного Кавказа.—Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, № 10, с. 77—92.
8. Асанидзе Б. З., Печерский Д. М., Адамия Ш. А. Результаты палеомагнитных исследований палеозойских пород Кавказа.—Изв. АН СССР, Физика Земли. 1980, № 9, с. 90—109.
9. Асланян А. Т., Вегуни А. Т., Милай Т. А., Никольский Ю. И., Сироткина Т. Н. Основные черты тектоники Армянской ССР в свете новых геолого-геофизических данных.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1975, т. 28, № 6, с. 35—51.
10. Асланян А. Т., Сатиан М. А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1977, т. 30, № 4—5, с. 13—26.
11. Ачикгёзьян С. О., Зограбян С. А., Мирзоян Г. Г., Саркисян Р. А. Петрохимические особенности мезокайнозойских магматических комплексов Кафанского рудного района и некоторые вопросы их рудоносности.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1983, т. 36, № 2, с. 3—18.
12. Баранов Г. И., Греков И. И. Геодинамическая модель Большого Кавказа.—В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. Москва: Наука, 1982, с. 51—59.
13. Белов А. А., Моссаковский А. А., Соколов С. Д., Швольман В. А. Позднепалеозойско-раннемезозойское развитие Средиземноморско-Центрально-Азиатской ветви Тетиса (палинспастические реконструкции).—В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 21—30.
14. Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М.: Недра, 1976.
15. Вардапетян А. Н. Позднекайнозойская тектоника плит Черноморско-Каспийского региона.—Океанология, 1979, № 6, с.
16. Габриелян А. А. Геотектоническое районирование территории Армянской ССР.—Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1974, т. 27, № 4, с. 3—21.
17. Гаджиев Т. Г., Аксельрод М. А., Потапова Е. И. Доорогенный магматизм и металлогения азербайджанской части Малого Кавказа.—В кн.: Тезисы докл. VIII Всесоюз. металлоген. совещ. «Доорогенная металлогения геосинклиналей (Общие вопросы и региональная металлогения)». Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976, с. 156—158.
18. Геворкян Р. Г. Модель формирования петролого-тектонических формаций пород офиолитовой и островодужно-базальтоидной ассоциации фанерозоя Армении (Малый Кавказ).—В кн.: Тезисы докл. IX Семинара по геохимии магматических пород. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1983, с. 15—16.
19. Закариадзе Г. С., Книппер А. Л., Лордкипанидзе М. Б. Опыт корреляции мезозойского вулканизма офиолитового пояса Малого Кавказа и зон его обрамления (геодинамические аспекты).—В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 117—121.
20. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976, с. 276.
21. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области.—Тр. ГИН АН СССР, М.: 1975, вып. 267.
22. Люстих Е. Н. Гравиметрическая схема Кавказа в сопоставлении с данными геотектоники.—В кн.: Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. М.: АН СССР, 1960.
23. Магакьян И. Г. Основы металлогении материков. Ереван: АН АрмССР, 1959, с. 279.
24. Магакьян И. Г. Закономерности размещения и прогноз оруденения на территории Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1966, т. 19, № 4, с. 18—36.
25. Мошашвили А. Б. Эволюция земной коры Куринской впадины и ее связь с проблемой Палеотетиса.—В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 64—71.
26. Мурадян К. М. Геодинамическая модель Малого Кавказа и ее прикладное значение в металлогении Армянской ССР.—В кн.: Проблемы палеовулк. реконст.

- и картирования в связи с вулканогенным рудообразованием. Часть I (Тезисы докл. V Всесоюз. палеовулк. симпозиума). Киев: Наукова думка, 1981. с. 122—123.
27. Павленкова Н. И. Строение земной коры и верхней мантии юга европейской части СССР по геофизическим данным.—В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 71—80.
 28. Павлова И. Г. Медно-порфировые месторождения. Л.: Недра, 1978, с. 275.
 29. Паланджян С. А. О геологической позиции офиолитов Базумского горста.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1975, т. 28 № 5, с. 14—27.
 30. Паланджян С. А., Сатиан М. А., Степанян Ж. О. К петрохимической характеристике вулканитов офиолитовых серий Малого Кавказа.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1977, т. 30, № 1, с. 15—21.
 31. Рустамов М. И., Мустафаев Г. В. Геодинамическое сходство развития Малого Кавказа с Тихоокеанским поясом в мезокайнозой.—В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения тихоокеанских вулканических поясов (краткие тезисы Всесоюз. симпозиума). Владивосток: 1976, с. 196—198.
 32. Сатиан М. А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР (Малый Кавказ). Ереван: Изд. АН АрмССР, 1979, с. 168.
 33. Сатиан М. А. Офиолитовые прогибы Мезотетиса. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1984.
 34. Твалчрелидзе Г. А. Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс). М.: Недра, 1972, с. 344.
 35. Шевченко В. И., Резанов И. А. Тектоника и геофизические поля Крыма-Кавказа-Копетдага.—В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. с. 80—85.
 36. Adamia Sh. A. plate tectonics and evolution of the Alpine system. Discussion.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, v. 86, № 5, p. 719—720
 37. Dewey J., Pitman III W. C., Ryan W. B. F., Bonnin J. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, v. 84, № 10. p. 3137—3180.



ԱՊՐԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅԱՆ ԳՐԱԴԱՐԱՆ
ԳԻՏՈՒԹՅԱՆ ԵՐԿՐԻ ՄԱՏԻՆ

В журнале «Известия Академии наук Армянской ССР, Науки о Земле» публикуются результаты теоретических, экспериментальных и практических исследований, проводимых в научно-исследовательских институтах, вузах и производственных геологических организациях республики и сопредельных районов в области геологии, геофизики и физической географии.

Выходит 6 раз в год. Цена годового комплекта 5 руб. 40 коп.

Технический редактор Л. А. АЗИЗБЕКЯН

Сдано в набор 13.09.1985. Подписано к печати 30.12.1985. ВФ 05766.
Бумага № 1, 70×108¹/₁₆. Высокая печать. Печ. лист. 5,0. Усл. печ. лист. 7,0. Учет.-изд. 6,47. Тираж 476. Заказ 653. Издат. 6653.

Издательство АН Арм. ССР, Ереван—19, пр. Маршала Баграмяна 24-г.
Типография Издательства АН АрмССР, 378310, г. Эчмиадзин.

Аж 409

У К А З

ПРЕЗИДИУМА ВЕРХОВНОГО СОВЕТА СССР

О награждении Института геологических наук Академии наук Армянской ССР орденом Трудового Красного Знамени

За заслуги в развитии геологических наук и подготовке научных кадров наградить ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК Академии наук Армянской ССР орденом ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ.

Первый заместитель Председателя
Президиума Верховного Совета СССР В. КУЗНЕЦОВ.

Секретарь Президиума
Верховного Совета СССР Т. МЕНТЕШАШВИЛИ.

Москва, Кремль.

1 июля 1985 г.

