

МК

МИНЕРАЛОГИЯ СКАРНОВ
ЕДАБЕКСКОГО РАЙОНА

С. А. Махмудов



Глубокоуважаемому Константину
Николаевичу Тараренкову

ка добруго паметь

Машинистъ

18/xi-712.

АКАДЕМИЯ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ им. акад. И. М. ГУБКИНА

549

С. А. МАХМУДОВ

МИНЕРАЛОГИЯ
СКАРНОВ
КЕДАБЕКСКОГО
РАЙОНА

ИЗДАТЕЛЬСТВО „Элм“
БАКУ—1970



244

АКАДЕМИЯ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И НЕФТЕГЕОХИМИИ

*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии наук Азербайджанской ССР*

Редактор акад. АН Азерб. ССР
М. А. КАШКАЙ

125

Маһмудов Сијавуш Әли оғлу
КӘДӘБӘЈ РАЈОНУ СКАРНЛАРЫНЫН
МИНЕРАЛОКИЈАСЫ
(рус дилиндә)



2-9-2
52-69 М

ВВЕДЕНИЕ

В изучении метасоматических процессов в нашей стране за последнее время сделаны большие успехи. Советской школой метасоматистов разработаны физико-химические основы постмагматических процессов. Эти теоретические основы используются в практической геологической деятельности в нашей стране.

Метасоматические процессы широко проявились в ореолах интрузивов. Интрузивные формации Малого Кавказа характеризуются значительными контактовыми образованиями. В частности, с подобными явлениями в Дашкесане связано крупнейшее в Закавказье месторождение железной руды, алунига и др.

Другим крупным интрузивом в пределах северо-восточных склонов Малого Кавказа, характеризующимся своеобразными контактово-метасоматическими образованиями, является Кедабекский полифазный и полифазциальный интрузив. Кедабек, в связи с наличием здесь медно- и сернокислотного месторождения, издавна и всегда привлекал внимание исследователей. Имеется обширная литература, посвященная вопросам геологии и характеристике месторождения.

В литературе по минералогии Кедабекского района имеется упоминание о 98 минералах, из них детально описаны только 4 минерала—воластонит, везувиан, брандизит и турмалин, причем последний в скарнах не встречается.

Однако контактово-метасоматические процессы, расплоянные скарновых образований и их минералогия не были детально изучены.

Задачей наших исследований являлось:

- 1) изучение геологического положения, взаимных связей различных метасоматических образований и генетических связей их с интрузивным магматизмом;
- 2) детальное изучение минералов, образовавшихся метасоматическим путем.

Изучение метасоматических образований было проведено методом физико-химического анализа парагенезисов, разработанным акад. Д. С. Коржинским и его школой, с применением графического анализа, т. е. различных диаграмм.

В связи с непосредственной зависимостью метасоматических явлений от магматических образований, последние также были подвергнуты исследованиям (по литературным данным).

Физико-химические методы были применены к интрузивным породам Кедабекского массива, при этом впервые для них составлены диаграммы состав-парагенезис, установлены фации пониженной, нормальной и повышенной щелочности, а также отмечено повышение щелочности пород при магматическом процессе.

Интересные результаты получены при наблюдении за поведением интрузивных пород на контакте с карбонатными отложениями на одном из участков. Приведенная диаграмма составлена на основе 221 измерения плагиоклазов.

Наши исследования показали, что скарны имеют большее распространение, чем описывалось раньше, и характеризуются специфической ассоциацией минералов. Составлена карта верхнеюрских образований вдоль северо-восточного борта Кедабекского интрузива. На карте показаны участки выходов контактово-метасоматических образований. Кроме того, составлена карта Везувиановой горки.

Контактово-метасоматические процессы Кедабекского района подразделены на стадии и температурные ступени, каждая из которых характеризуется определенными физико-химическими условиями и соответственно диаграммой состав-парагенезис.

Выделены три стадии — роговиковая, скарновая и послескарновая и определены их переходные реакции. Эти реакции рассчитаны алгебраическим методом детерминант высшего порядка.

При изучении минералогии скарновых тел, наряду с ранее описанными минералами, нами впервые в данном районе обнаружены прозрачный розовый гранат, апофиллит, пренит, голубая шпинель, из группы цеолитов—десмин, мезолит и шабазит, а также собран дополнительный материал и проведено детальное и углубленное изучение ранее установленных.

На участке Карагоюну обнаружены значительные площади волластонитовых образований. Это вызывает интерес к контактовому ореолу Кедабекского массива в связи с расширяющимся применением волластонита в различных отраслях народного хозяйства.

В интрузивных и скарновых породах плагиоклазы, калиевые полевые шпаты и 2V цветных, а также метасоматических минералов определены на универсальном столике Федорова.

Минералы контактово-метасоматических образований исследуемого района нами изучены прецизионными методами с приведением данных химического, термического и спектрального анализов, рентгенометрического, оптического, и гониометрического изучения.

Работа выполнялась под руководством академика М. А. Кашкая, взявшего на себя также труд редактора, которому выражаем свою глубокую благодарность.

При выполнении работы мы пользовались научными консультациями профессора Ленинградского горного института Д. П. Григорьева (по вопросам минералогии), академика Д. С. Коржинского, докт. геол.-минер. наук В. А. Жарикова, докт. геол.-минер. наук Л. Л. Перчук (по вопросам метасоматоза).

В повседневной работе мы постоянно получали консультации канд. геол.-минер. наук А. И. Мамедова.

Термограммы минералов сняты в термическом кабинете лаборатории металлогении, минералогии и геохимии Института геологии им. И. М. Губкина АН Азерб. ССР И. А. Бабаевым, рентгенограммы—в рентгеноструктурном кабинете той же лаборатории автором и Д. Г. Алиевой, спектральный анализ пород выполнен в спектральной лаборатории Института геологии АН Азерб. ССР Б. Э. Ройзман.

Рукопись работы была прочитана чл.-корр. АН Азерб. ССР Г. Х. Эфендиевым и докт. геол.-минер. наук, проф. Г. И. Керимовым, сделавшими ряд ценных замечаний и указавшими недочеты, учтенные и исправленные при окончательной обработке ее.

Всем вышеуказанным товарищам и сотрудникам лаборатории металлогении, минералогии и геохимии Института геологии АН Азерб. ССР, помогавшим при выполнении работы, выражаем искреннюю признательность и благодарность.

ЧАСТЬ

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

Кедабекский район является одним из наиболее интересных рудных узлов и минералогических областей Азербайджана. На Кедабекском месторождении меди побывал ряд исследователей. Большинство работ посвящено изучению геологии Кедабекского месторождения, описанию рудника, медеплавильных заводов и горнозаводского хозяйства.

Первые литературные сведения о Кедабекском месторождении появились в 80-х гг. XIX столетия.

О. Копп в 1883 г. напечатал статью, посвященную гониометрическому и химическому изучению кедабекского везувиана.

А. Варегцов (1887) изложил историю открытия Кедабекского месторождения и частично рассмотрел его геологические условия. Этим же вопросам были посвящены работы Н. Нестеровского (1893), А. Г. Эрн и Г. Келле (1900), Н. С. Успенского (1910), Л. К. Коношевского (1923).

В начале XX столетия на Кедабекском месторождении проводил геологические исследования Е. С. Федоров, результаты которых опубликовал в ряде работ (1901₁, 1901₂, 1902, 1903). Им был установлен пострудный сброс, сместивший значительную часть месторождения, чем были приращены запасы медных руд месторождения. Наряду с этим Е. С. Федоров проводил широкие геологические исследования района месторождения. Представляют интерес микроскопические исследования различных типов интрузивных, эффузивных и метаморфических пород. При этом Е. С. Федоровым были установлены породы, названные им „кедабекитами“, представляющие пироксено-гранатовые роговики. В „кедабекитах“ был установлен виолаит—новый член группы пироксенов. Е. С. Федоров (1903) приводит список 35 рудных и нерудных минералов, установленных в районе месторождения.

П. Н. Чирвинский (1914) при петрографическом исследовании горных пород района месторождения особое внимание обратил на гидротермально-измененные породы—вторичные кварциты.

П. Н. Чирвинский и Н. А. Орлов (1914) описали пять минералов из Кедабекского района—галлуазит, кальцит, гранат, везувиан, геленит.

Геологическое строение Кедабекского района изучалось К. Н. Паффенгольцем (1932), давшим детальное стратиграфическое расчленение юрских отложений; им были составлены геологические карты Кедабекского месторождения и Чолпанского.

И. Н. Ситковский (1935) систематизировал комплекс рудных и нерудных минералов Кедабекской группы рудопроявлений.

И. Н. Ситковским и А. З. Везирзаде (1946, 1952) значительно увеличен список минералов для Кедабекского района (до 98 названий). Однако из такого большого числа минералов подробно описаны лишь четыре—воластонит, везувиан, турмалин, брандизит, для которых приводятся результаты гониометрических измерений и химических анализов. Большинство же минералов минералогически и оптически не охарактеризовано. Среди них имеются и микроскопически трудно определяемые, для установления которых необходимо проведение специальных исследований.

И. Н. Ситковский (1948) опубликовал статью о новом минеральном виде в группе хрупких слюд— α -брандизите. Необходимо полностью согласиться с Г. Х. Эфендиевым, отметившим в своей книге (1957), что выделенный И. Н. Ситковским новый минеральный вид— α -брандизит в группе хрупких слюд не может считаться доказанным. В результате наших работ удалось установить, что эта хрупкая слюда не брандизит, а клинтонит.

Один из характерных минералов контактово-метасоматических пород—везувиан—был детально изучен Г. П. Барсановым (1949). В его работе очень подробно рассматриваются условия нахождения, парагенетические взаимоотношения везувианов, впервые даются показатели преломления везувианов обоих типов, приводятся данные их гониометрического исследования, химического анализа и обсуждение минералогической формулы.

С 1954 по 1957 г. широким геолого-петрографическим исследованием в Кедабекском (и в соседних районах) занимался Г. И. Керимов. Им составлена геолого-петрографическая карта и разработаны петрология и металлогения Кедабекской группы интрузивов, установлена полифазность и полифациальность Кедабекского гра-

нитоидного массива, дано детальное петрографическое описание интрузивных пород и их жильных дериватов, контактово-метаморфических и гидротермально-измененных пород, составлена детальная геологическая карта Кедабекского (и соседних) месторождения.

Г. Х. Эфендиев (1957), посвятивший свой монографический труд гидротермальному рудному комплексу северо-восточных склонов Малого Кавказа, также освещает вопросы минералогии, геохимии и генезиса Кедабекского медно- и серноколчеданного месторождения.

М. А. Кашкай и В. И. Алиев (1959) изучали турмалиновые грейзены и грейзенизированные породы грейзеново-турмалинового месторождения Айридаг и Кедабекского медно- и серноколчеданного месторождения.

С 1958 по 1962 г. нами проводилось минералогическое изучение скарновых образований Кедабекского рудного узла. Исследованию подверглись как выходы контактово-метасоматических пород Везувияновой горки, где нами были собраны новые данные по везувияну, гранату, голубому кальциту, волластониту, клинтониту (брандизиту) и впервые была установлена голубая шпинель, так и таковые других выходов скарновых пород—Моллалы, Аг-гая, Карагоюну. На последнем пункте были впервые найдены розовый прозрачный гранат, апофиллит и пренит, никем еще не отмеченные для северо-восточных склонов Малого Кавказа. Все эти минералы подвергнуты детальному изучению.

ОРО-ГИДРОГРАФИЯ РАЙОНА РАБОТ

В административном отношении район наших исследований охватывает часть территории Кедабекского района.

Исследуемая площадь, расположенная на левобережье р. Кедабекчай, вытянута в субширотном направлении. С запада границей исследуемого района является месторождение г. Мисдаг, с востока—отроги гор, составляющих левый берег Шамхорчая, с юга—р. Кедабекчай, а с севера—широта, проходящая через с. с. Арыхдам и Спасовка.

В орографическом отношении район исследований расположен в области средних гор северо-восточного склона Малого Кавказа. Южнее его находится высокогорная область, составляющая северные склоны Шахдагского хребта, имеющего субширотное протяжение.

К северу область средних гор переходит в равнинную полосу, характеризующуюся сглаженным, почти ровным рельефом, где абсолютные отметки обычно не превышают 500 м.

Область средних гор характеризуется довольно сложным и расчлененным рельефом и, составляя северо-восточный

склон Малого Кавказа, имеет наклон с юго-запада на северо-восток. Абсолютные отметки с 1600—1700 м (на юге) снижаются до 600 м (на севере).

Наиболее высокими вершинами на исследованной территории и окружающей области являются: Мисдаг (1792,8 м), Толстая (2088,1 м), Сеютли (1497,3 м), Сардарский бугор (1829,9 м), Паракенд (1894,0 м) и др. В большинстве случаев горы имеют плоские вершины и сглаженные пологие склоны. Основные формы рельефа определены долинами притоков р. Шамхорчай и р. Кедабекчай.

СТРАТИГРАФИЯ РАЙОНА

Стратиграфия исследуемого района рассматривалась в работах К. Н. Паффенгольца (1929, 1932), Ш. А. Азизбекова (1945, 1947), Р. Н. Абдуллаева (1947, 1948), Л. Н. Леонтьева (1950), Э. Ш. Шихалибейли (1952), Т. А. Гасанова (1954, 1961), М. Д. Гаврилова, Р. Х. Рафибейли и Л. В. Зайцевой (1954), Р. Н. Абдуллаева и М. Н. Раджабова (1955), Г. И. Керимова (1957, 1958₃).

Наиболее древними в исследованном районе являются породы юрского возраста.

В работе Г. И. Керимова (1958₃) приводится следующий нормальный стратиграфический разрез региона с учетом данных прежних исследователей:

1. Нижняя вулканогенная толща, представленная среднего и основного состава эффузивным и эффузивно-пирокластическим комплексом пород ниже- и среднебайосского возраста с суммарной мощностью свыше 1100 м.

2. Толща кварцевых порфиров (кварцевых плагиопорфиров), их туфов и туфогенно-обломочных разностей верхнебайосского возраста, мощность которых превышает 600 м.

3. Верхняя вулканогенная толща, представленная преимущественно среднего состава эффузивным, туфогенным и отчасти осадочным комплексом пород батского возраста с суммарной мощностью до 1200 м.

4. Осадочная и осадочно-пирокластическая толща келловей-оксфордского возраста мощностью свыше 450 м.

5. Карбонатные отложения лужитана (верхнего оксфорда) мощностью до 200 м.

6. Эффузивно-пирокластическая толща кимериджа мощностью до 250 м.

7. Туфогенно-осадочные породы альба мощностью до 140 м.

8. Осадочно-туфогенная пачка сеномана мощностью до 100 м.

9. Эффузивно-пирокластическая толща нижнего турона мощностью до 200 м.

10. Карбонатная толща сенона (коньякский, кампанский и маастрихтский ярусы) общей мощностью до 350 м.

11. Карбонатные породы миоцена (конкские и нижнесарматские) мощностью до 30 м.

12. Галечники апшерона мощностью до 20 м.

Толщи 1 и 2 прорываются мощным интрузивом плагиогранитов (Атабек-Славянским) предбятского возраста. К этому же возрасту относятся плагиогранит-порфиры Кедабека и отдельные выходы так называемых интрузивных кварцевых порфиров, принадлежащих к единой кварц-порфировой магме. Толщи 1—6 прорываются интрузивами гранитоидов нижнемелового (досеноманского) возраста.

В исследованном нами районе вулканогенные, обломочные и осадочные породы развиты, в основном, в двух пунктах: в районе г. Мисдаг и в районе с. Коминтерн.

ТЕКТОНИКА РАЙОНА

В тектоническом отношении район исследований расположен на северо-восточном крыле Дашкесанского синклинория. Линии основных структурных единиц имеют северо-западное простирание, иногда изменяя свое направление до субширотного.

Вопросами тектоники азербайджанской части Малого Кавказа (в пределах данного района) занимались К. Н. Паффенгольц (1932, 1959), Л. Н. Леонтьев (1949), В. Е. Хаин (1952), М. Д. Гаврилов, Р. Х. Рафибейли и Л. В. Зайцева (1954), Р. Н. Абдуллаев и М. Н. Раджабов (1955), Э. Ш. Шихалибейли (1956), Г. И. Керимов (1958₃).

Ниже приводим описание тектоники района по материалам этих авторов, особенно Г. И. Керимова.

Южную часть района исследований слагает Кедабекская синклиналь, составленная вулканогенно-осадочными отложениями „верхней вулканогенной толщи“ (бата). Углы падения крыльев синклинали колеблются в пределах 10—15°.

Далее к северу Кедабекская синклиналь сменяется антиклиналью северо-западного простирания, названной Г. И. Керимовым Арыхдамской. Эта складка прорвана Кедабекской полифазной интрузией, причем по осевой линии выступают габброиды (породы первой фазы интрузивной деятельности), сменяющиеся на крыльях гранитоидами (породами второй фазы). Углы падения—10—15°.

Основную часть исследованного района составляет Карадагская синклиналь. В западной части ядро складки, в основном, слагают гранитоиды Кедабекского интрузива. Ось Карадагской синклинали, начиная от западной части, в юго-восточном направлении испытывает постепенное погруже-

ние. Благодаря этому в юго-восточной части складку слагают верхнеюрские отложения—осадочно-пирокластические образования келловей-оксфорда, карбонатные породы лузитана и порфирито-туфогенные породы кимериджа. Углы падения на крыльях—10—20°.

К северу Карадагская синклираль переходит в Маарифскую антиклиналь (название дано Г. И. Керимовым), входящую в Шамхорское поднятие.

В строении района наших исследований значительную роль играют также дизъюнктивные нарушения.

Крупным разломом является Кедабекский (по Г. И. Керимову). Начинается он южнее Кедабекского месторождения, протягивается далеко на северо-запад, в близком к меридиональному направлению. Этот разлом, будучи известен на Кедабекском месторождении, в 1953 г. был прослежен М. Д. Гавриловым в СЗ направлении, через верховья Арыхдамсу, Чолпан, Горилиск, верховья Джагирчая, Биттибулахское месторождение энаргита, далеко за пределы с. Агамалы, на расстоянии свыше 15 км. На всем протяжении этого разлома наблюдается широкая полоса гидротермально-измененных пород, местами с довольно интенсивной минерализацией. Вдоль разлома породы интенсивно окварцованы, каолинизированы, пиритизированы и на отдельных участках с заметным сульфидным (медно-пиритовым и энаргитовым) оруденением (Кедабек, Чолпан, Горилиск, верховья Джагирчая, Биттибулах). Ширина полосы гидротермально-измененных пород и минерализованных участков по разлому местами достигает 500 м. Максимальная амплитуда сброса на Кедабекском участке не превышает 150 м, а в северо-западном направлении уменьшается.

На Кедабекском месторождении имеется ряд северо-западного направления дорудных и пострудных разломов-сбросов. Наиболее крупным из них является крайний восточный дорудный взброс, протягивающийся вдоль Вернероврага. Благодаря значительному опусканию восточного крыла этого взброса, отложения келловей-оксфорда приведены в тектонический контакт с порфиритами „нижней вулканогенной толщи“ средней юры. Амплитуда взброса достигает здесь 500 м. Западнее этого взброса, параллельно ему, имеются еще 3 местного значения пострудных сброса того же северо-западного простирания, прорезывающие г. Мисдаг и имеющие ступенчатый характер; каждый участок между ними опущен относительно соседнего с запада. Крайний западный сброс проходит по оврагу, расположенному у западного подножья г. Мисдаг. Амплитуды этих пострудных сбросов значительно меньше восточного дорудного взброса, но все же измеряются сотнями метров.

На Кедабекском месторождении еще один дорудный разлом проходит по северному оврагу (широтному), начинаясь у ручейка Арыхдамсу, протягивается через северный участок до г. Мисдаг. Оползневая зона северного участка расположена на этом разломе.

Небольшой северо-восточного направления (близкого к меридиональному) разлом отмечен Г. И. Керимовым на левом склоне левого разветвления р. Арыхдамсу, в 1 км к западу от г. Сеютли. Этот разлом проходит вблизи контакта габброидов (I фаза) с гранитоидами, благодаря чему габброиды сильно раздроблены и осланцеваны. Разлом прослеживается до 2 км. Более крупный разлом зафиксирован им по р. Сеютлису, в 2 км к северу от с. Сеютли, вблизи северного контакта интрузива. Этот разлом прослеживается по лево-правобережью р. Сеютлису на расстоянии 3 км, благодаря сильной минерализации вдоль разлома.

Касаясь орогенических движений, приведенных к формированию складчатой структуры района, следует отметить, что здесь констатируются следы ряда складчатых движений. Этим можно объяснить несогласные залегания пород отдельных стратиграфических единиц на другие.

ЧАСТЬ II

МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Кедабекский интрузив является одним из крупных на северо-восточных склонах Малого Кавказа и изучался рядом исследователей. Первые сведения о петрографии интрузивных пород района мы находим в работах Е. С. Федорова (1903) и П. Н. Чирвинского (1914, 1928).

Петрографические сведения об интрузивных породах Кедабекского района имеются в работах К. Н. Паффенгольца (1932), А. Н. Соловкина (1939), И. Н. Ситковского (1941) и Ш. А. Азизбекова (1947). Детальными исследованиями Г. И. Керимова (1955, 1956, 1958^{1,2,3}) установлены две фазы интрузивной деятельности в Кедабекском массиве: 1) габброидная (габбро, габбро-диориты, диориты) и 2) гранитоидная (кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты).

Интрузив занимает осевую часть и частично северо-восточное крыло Арыхдамской антиклинальной складки. Морфология интрузива—сложно-штокообразная. Северные, западные и юго-западные контакты близки к вертикали, тогда как северо-западные и юго-восточные контакты сравнительно более наклонные.

Кедабекский интрузив вытянут в северо-западном направлении, имея протяженность свыше 12 км. Он начинается от слияния р. Кедабекчай с р. Шамхорчай и прослеживается до с. Карадаг Кедабекского района. Ширина его колеблется от 1,5 (на юго-востоке) до 6 км (в районе с. Сеютлю—Ашаги-Кумлу). Общая площадь интрузива—порядка 42,0 км².

Габброиды в виде неправильной, удлиненной формы вытянуты с юго-востока на северо-запад, а в районе с. Ашаги-Кумлу поворачивают на запад, изменяя свое направление на широтное. Протяженность габброидов—порядка 10 км при ширине от 1 (на юго-востоке) до 1,5—1,8 км (на западе). Общая площадь—свыше 10 км².

При внедрении и воздействии гранитоидной магмы породы краевой фации первой фазы осланцеваны, катаклазиро-

ваны, биотитизированы, а также по всей контактовой полосе носят гибридный характер. Это особенно касается диоритов, в основном, развитых в краевых частях габброидов. Во всех образцах габброидов из контактовой полосы наблюдаются плагиоклазы двух генераций: более идиоморфные и основные плагиоклазы первой генерации включены в несколько более кислые и неправильной формы, волнисто погасающие плагиоклазы второй генерации.

Характерным является также интенсивная и повсеместная амфиболизация (уралитизация) пироксенов габброидов по всей контактовой полосе.

В краевой фации гранитоиды, наряду с приобретением мелкозернистой структуры, нередко становятся более лейкократовыми (если боковые породы представлены кварцевыми порфирами). Местами (в особенности, в юго-восточной части интрузива) краевая фация их в связи с ассимиляцией среднего и основного состава эффузивно-пирокластических и осадочных пород представлена кварцевыми и бескварцевыми диоритами и диоритовыми порфирами, нередко имеющими аплитовидный облик.

В полосе контакта с габброидами краевая фация гранитоидов представлена биотито-пироксено-роговообманковыми меланократовыми контактированными разностями, сменяющимися вблизи контакта гибридизированными мелано-диоритами.

В контактовой полосе местами (по р. Арыхдамсу) отмечается полосчатость гранитоидов, выраженная тонким чередованием темных полосок с лейкократовой массой породы. Направление полосок большей частью СЗ 300° , тогда как полосчатость в габброидах преимущественно имеет меридиональное направление.

Вмещающими породами интрузива являются: с севера и северо-запада кварцевые порфиры (превращенные во вторичные кварциты), с юга и юго-запада — вулканогенные, обломочные и осадочные породы „верхней вулканогенной толщи“, а с северо-востока — осадочно-пирокластические породы келловей-оксфорда. Лишь небольшими клочками окружает его (с юго-востока и запада) „нижняя вулканогенная толща“.

В северо-восточном углу массива (в нижней части юго-восточных склонов Сардарского хребта) гранитоиды прорывают известняки лузитанской фации, покрывающие келловей-оксфордские отложения, довольно интенсивно скарнируя их. Здесь контакт интрузива с известняками прослежен нами на расстоянии около 2 км.

Контактные воздействия гранитоидов на вмещающие породы выражены в образовании скарнов, роговиков, эпидозитов и вторичных кварцитов.

Возраст интрузива — неокомский (нижний мел.).

На основании детального описания Кедабекской группы интрузивов, их жильной серии пород и метаморфических образований, слагающих контактовые ореолы этих массивов, Г. И. Керимов приходит к выводу, что Кедабекская группа интрузивов по глубине формирования должна быть отнесена к мезоабиссальной (среднеглубинной) фации (по Ю. А. Кузнецову). Исходя из мощности покрывающих массивы отложений, глубину формирования Кедабекской группы интрузивов следует считать в 3—5 км. По присутствию в скарновых образованиях геленита Кедабекский интрузив относится к геленит-монтичеллитовой фации глубинности Д. С. Коржинского (ко II гипабиссальной).

ПОРОДЫ ПЕРВОЙ ФАЗЫ

Представлены они габбро, габбро-диоритами и диоритами с различными разновидностями (табл. 1).

Таблица 1

Типы и разновидности пород I фазы Кедабекского интрузива

Типы	Разновидности
Габбро	Габбро-норит Оливиновый габбро-норит Уралитовое габбро Пироксеновое габбро Биотит-пироксеновое кварцевое габбро
Габбро-диориты	Уралитовый габбро-диорит Пироксен-уралитовый габбро-диорит Кварцсодержащий биотит-уралитовый габбро-диорит Роговообманковый габбро-диорит
Диориты	Роговообманковый диорит Кварцсодержащий роговообманковый диорит Кварцсодержащий биотит-роговообманковый диорит Уралитовый диорит Кварцсодержащий уралитовый диорит Кварцсодержащий биотит-пироксеновый диорит Кварцсодержащий авгитовый диорит
Полевшпатовый пироксенит	

Из этих типов пород наибольшее развитие имеют габбро и диориты. Среди габбро преобладают габбро-нориты, затем уралитовое габбро.

Среди габбро-диоритов наибольшим развитием пользуются уралитовые габбро-диориты, а среди диоритов рогово-обманковые и уралитовые диориты распространены почти одинаково.

Таблица 2

Количественно-минералогический состав пород первой фазы Кедабекского интрузива (средние составы)

№ п.п.	Порода	Число подсчетов	Плагиоклаз	Пироксен	Роговая обманка	Уралит	Биотит	Кварц	Рудные	Акцес.	Вторичные
I	Габбро-норит	4	64,4	19,7	—	2,4	—	—	3,6	0,9	9,0
II	Уралитовое габбро	3	61,3	2,9	—	25,0	—	—	2,1	0,7	8,0
III	Биотит-пироксеновое кварцевое габбро	2	68,3	13,5	—	—	1,8	3,3	2,6	0,7	9,3
IV	Пироксеновое габбро	1	60,6	17,4	—	—	—	—	2,5	1,1	18,4
V	Уралитовый габбро-диорит	6	62,9	1,8	—	21,2	0,4	2,4	3,1	0,9	7,3
VI	Роговообманковый габбро-диорит	1	58,0	—	31,1	—	—	1,4	1,7	0,6	7,2
VII	Роговообманковый диорит	3	64,1	—	25,7	—	1,3	0,7	2,6	0,7	4,9
VIII	Уралитовый диорит	6	72,4	5,9	3,5	8,0	0,6	2,0	1,8	0,7	5,1
IX	Габбро-пироксенит	1	42,8	44,5	—	—	—	—	6,8	0,6	5,3
X	Полевошпатовый пироксенит	1	19,3	69,9	—	—	—	—	10,5	0,3	—

Породы первой фазы, в основном, темноокрашенные, почти черного цвета. Чаще равномернозернистые, иногда среднезернистые, причем на общем фоне пород обычно отчетливо выделяются мелкие кристаллы полевого шпата и темноцветных минералов.

Количественный минералогический состав пород первой фазы представлен в таблице 2 и на рис. 1, составленных нами по данным Г. И. Керимова (1956).

На рис. 1 нанесены средние количественно-минералогические составы, причем содержание биотита показано длиной вектора. При нанесении составов не учитывались кварц, аксессуарные, рудные и вторичные минералы.

Составы габбро (и его разновидности) попадают на сторону диаграммы, соединяющую пироксен с плагиоклазом, составы диоритов—на сторону плагиоклаз+амфибол. При этом габбро-диориты должны проектироваться между этими сторонами. Однако ввиду замещения пироксенов уралитом точки составов смещаются от нормативных положений.

На диаграмме четко выделяются группы пород, разли-

чающихся по основности. Эти группы распределяются от вершины пироксена к вершине плагиоклаза. Так, точка полевошпатового пироксенита расположена в непосредственной близости от пироксеновой вершины, точка габбро-пироксенита — посредине стороны пироксен + плагиоклаз, а составы габбро, габбро-диоритов и диоритов располагаются полосами, приближающимися к плагиоклазовой вершине.

Характеристика химического состава пород первой фазы, по литературным данным, приведена в таблице 3. В той же таблице приведены числовые характеристики. В анализах №№ 247, 230, 103, 23 и 272 приведена сумма закисного и окисного железа.

Не исключая содержание определенного количества как закисного, так и окисного железа в темноцветных минералах, но не имея конкретных данных об их содержании в них, для целей пересчета химических анализов по методу А. Н. Заварицкого мы произвели разделение количества железа, исходя из состава магнетита. Для этого суммарное количество железа умножалось на коэффициент 0,6894. Этот коэффициент получен нами из расчета:

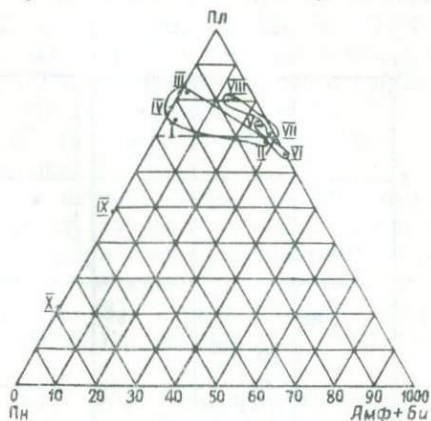


Рис. 1. Количественный минералогический состав пород первой фазы Кедабекского интрузива (на диаграмму нанесены средние составы, см. табл. 2; длина вектора соответствует содержанию биотита в породах).

244

$$\frac{\text{мол. вес Fe}_2\text{O}_3}{\text{мол. вес Fe}_2\text{O}_3 + \text{мол. вес FeO}} = \frac{159,68}{159,68 + 71,94} = \frac{159,68}{231,62} = 0,6894.$$

Теперь, если весовые проценты $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ умножить на этот коэффициент, то получим весовое количество Fe_2O_3 , а, следовательно, также FeO — по разности.

Без такого разделения невозможно было рассчитать числовые характеристики по А. Н. Заварицкому и построить вариационную диаграмму (рис. 2).

По числовым характеристикам породы первой фазы относятся к слабо пересыщенным кремнеземом (анализы №№ 23, 103, 272, 379, 211, 177 и 247) и насыщенным кремнеземом поро-



дам (№№ 230, 30, 178). По щелочности все они очень бедны щелочами, так как $a/c < 1,5$.

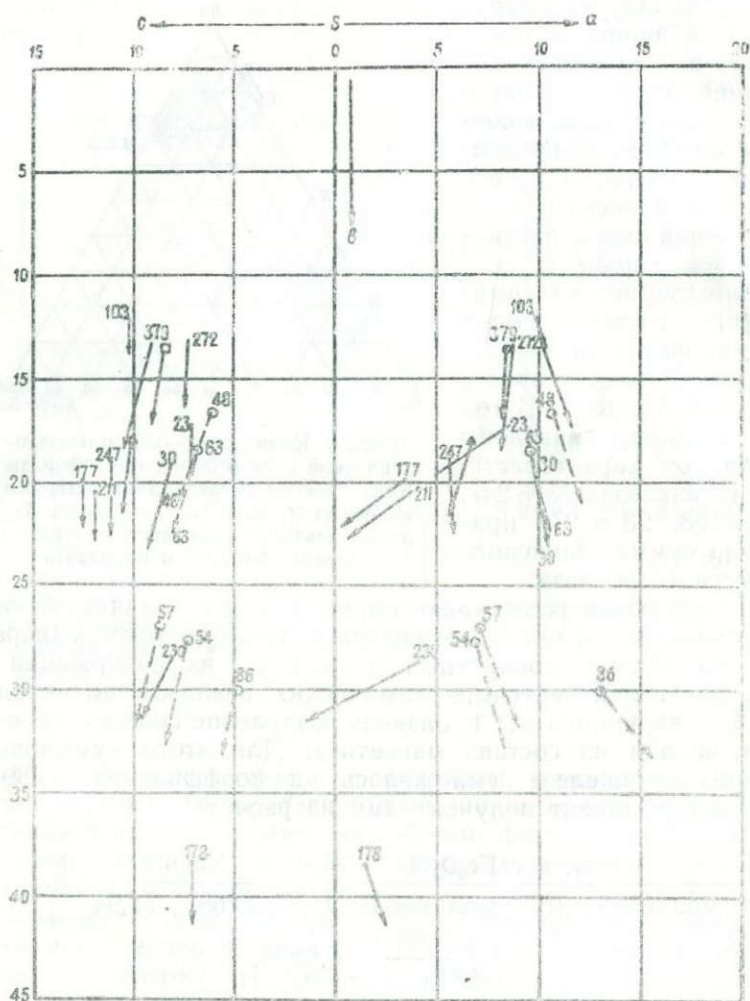


Рис. 2. Вариационная диаграмма химических составов пород первой фазы Кедабекского интрузива (пунктиром нанесены средние составы пород по Р. Дэли).

Полевошпатовое отношение $a:c$ в известной степени характеризует состав плагиоклаза.

По величине этого отношения в диоритах состав плагиоклаза колеблется в пределах 41—51% анортитовой молекулы. По измерениям на Федоровском столике в диоритах

определены плагиоклазы № 35—44. Как видно, расхождение не столь существенное.

По этим отношениям в габбро-диорите (№ 211) плагиоклаз более основной—№ 77 (по замерам № 45—50). Здесь, очевидно, имеется ошибка в химическом анализе в отношении содержания Na_2O и K_2O . По характеристикам в габбро-норите плагиоклазы № 67—80 (по замерам № 54—83), в кварцевом габбро—№ 45—67 (по замерам № 54—56) и в пироксените—№ 83 (по замерам № 66).

По параметру n в породах первой фазы должен отсутствовать калиевой полевой шпат, что подтверждено микроскопическим исследованием. На вариационную диаграмму также нанесены точки средних химических составов по Р. Дэли (1936) для диорита (№ 48), норита (№ 54), габбро (№ 57), кварцевого габбро (№ 63) и авгитита (№ 86). Они отмечены кружками.

При сравнении составов этих пород с породами первой фазы по диаграмме можно отметить следующее.

Диориты (№ 23, 103, 272, 379) в петрохимическом отношении не идентичны друг другу. Часть их (№№ 103 и 272) соответствует породам нормального ряда, а другая—№№ 23 и 379—породам, пересыщенным глиноземом.

По сравнению со средним составом диориты Кедабека обеднены цветными компонентами (по характеристике b), а породы №№ 23 и 379, кроме того, обеднены также щелочными компонентами (по характеристике a). По характеристике c диориты Кедабека содержат более основные полевые шпаты, чем нормальный диорит № 48.

Из кварцевых габбро № 30 вполне соответствует по своим параметрам среднему составу кварцевого габбро (№ 63), а кварцевое габбро № 247 сильно обеднено щелочными алюмосиликатами и поэтому содержит плагиоклазы более основного состава (как указывалось выше, по $a:c$ —67% анортитовой молекулы).

В таблице 3 приведены два анализа габбро-норита. На диаграмме они занимают совершенно различные положения. Анализ № 230 по своим основным характеристикам почти соответствует средним составам габбро (№ 57) и норита (№ 54), отличаясь лишь несколько меньшим содержанием щелочей (по параметру a). Однако эта порода отличается от них по содержанию Al_2O_3 (около 28%), что переводит ее к породам, пересыщенным глиноземом.

Другой анализ габбро-норита (№ 177) сильно отличается от средних составов норита (№ 54) и габбро (№ 57). Точка этого анализа располагается почти рядом с точкой габбро-диорита (№ 211). Обе эти породы по характеристикам намного обеднены темновыми компонентами по сравнению с габбро и норитом. Кроме того, в них должны встречаться

Химические анализы пород первой

Компоненты \ №№, название образца	Пироксенит 178	Кварцевое габбро		Габбро-
		30	247	177
SiO ₂	45,59	52,33	52,40	51,85
TiO ₂	0,64	0,58	0,35	0,12
Al ₂ O ₃	11,58	18,78	19,33	23,89
Fe ₂ O ₃	12,82	7,10	12,50	4,63
FeO	12,38	3,99		4,47
MnO	—	0,11	—	—
MgO	6,69	4,37	3,76	2,50
CaO	9,00	7,43	8,72	9,42
Na ₂ O	0,70	3,55	2,38	1,41
K ₂ O	—	1,41	—	—
SO ₃	0,56	—	0,45	0,32
H ₂ O	0,17	0,58	0,21	0,45
П. п. п.	0,34	—	0,28	1,12
Сумма	100,47	100,23	100,38	100,18

Автор

Г. И. Керимов

П. Н. Чирвинский

Г. И. Ке-

Числовая характеристика

<i>a</i>	1,5	9,8	5,6	3,4
<i>c</i>	7,1	8,2	11,1	12,5
<i>b</i>	38,4	19,3	19,0	19,9
<i>s</i>	53,0	62,7	64,3	64,2
<i>a'</i>	—	—	—	32
<i>f'</i>	60	53	62	45
<i>m'</i>	30	40	36	23
<i>c'</i>	10	7	2	—
<i>n</i>	100	78,2	100	100
<i>t</i>	1,0	0,9	0,5	0,1
φ	28,7	32,3	41,7	21,6
<i>Q</i>	-4,1	-2,4	6,3	9,1
<i>a/c</i>	0,21	1,2	0,5	0,27

Таблица 3

фазы Кедабекского интрузива

норит		Д и о р и т ы			
230	Габбро- диорит 211	103	379	23	272
53,12	52,09	54,70	57,36	57,79	59,08
0,10	0,13	0,23	0,59	0,07	0,30
27,96	23,65	20,62	19,85	21,13	17,91
} 4,84	5,91	} 9,44	2,34	} 7,46	} 6,02
	3,77		3,66		
—	—	—	0,14	—	—
5,00	2,60	1,16	3,84	2,42	3,32
6,90	9,06	8,06	7,11	5,64	7,44
1,28	1,57	3,99	2,95	3,80	4,29
0,93	—	0,06	1,16	—	0,28
—	0,75	1,36	—	0,54	1,27
—	0,39	—	0,10	0,33	—
0,18	0,43	0,80	1,09	0,41	0,82
100,31	100,35	100,42	100,19	99,59	100,73

римов

К. Н. Паф-
Фенгольц

Г. И. Керимов

по А. Н. Заварицкому

4,1	3,7	9,8	8,7	8,5	10,1
8,2	11,9	10,1	9,1	7,1	7,3
28,6	20,5	11,9	13,4	17,3	13,2
59,1	63,9	68,2	68,8	67,1	69,4
56	32	—	6	37	—
15	45	77	43	39	41
29	23	18	51	24	43
—	—	5	—	—	16
66,1	100	99,2	78,7	100	95,8
0,1	0,2	0,3	0,8	0,1	0,4
9,8	26,5	51,2	14,9	26,2	27,6
1,8	8,5	6,7	11,1	10,1	11,3
0,5	0,31	0,97	0,96	1,2	1,4

основные плагиоклазы № 77—80, что не совпадает с замерами на Федоровском столике.

Для полевошпатового пироксенита (№ 178) мы не нашли аналога среди средних химических составов горных пород. По сравнению с авгититом (№ 86) эта порода сильно обогащена темноцветным компонентом и характеризуется наличием очень основного плагиоклаза—№ 83 (по отношению $a:c$), тогда как непосредственные замеры на Федоровском столике дают состав плагиоклаза № 66.

ПОРОДЫ ВТОРОЙ ФАЗЫ

Породы второй фазы светлоокрашенные, светло-серого, серого цвета с различными оттенками, вплоть до темно-серых. Представлены они кварцевыми диоритами, тоналитами, банатитами и гранодиоритами с разновидностями (см. табл. 4).

Из пород второй фазы преобладающее развитие имеют кварцевые диориты, менее развиты гранодиориты, а тоналиты и банатиты встречаются значительно реже. Переход между всеми разновидностями гранитоидов постепенный.

Количественный минералогический состав пород второй фазы интрузивной деятельности Кедабекского массива представлен в таблице 5 и на рис. 3, составленных по данным Г. И. Керимова (1958₁).

На рис. 3 нанесены средние количественно-минералогические составы, причем содержание ортоклаза показано длиной вектора. При нанесении составов не учитывались аксессуарные, рудные и вторичные минералы.

На диаграмме (рис. 3) выделенные группы пород четко различаются друг от друга. По количеству плагиоклаза породы распределяются следующим образом: кварцевые диориты, кварцевый монцодиорит, тоналит—банатиты, гранодиориты. Эти породы также различаются по содержанию в них кварца: наименьшее количество кварца—в кварцевом монцодиорите, затем в кварцевом диорите, в тоналит-банатитах, наибольшее количество его—в гранодиорите.

Отличия пород в отношении содержания ортоклаза видны на диаграмме в различиях длин векторов.

Породы второй фазы содержат небольшое количество темноцветных компонентов—от 3 до 17%.

Характеристика химического состава пород второй фазы, по литературным данным, приведена в таблице 6, где также даны числовые характеристики пород. Для анализов, в которых приведена сумма закисного и окисного железа, произведено условное разделение этой суммы умножением ее на коэффициент 0,6894. В результате умножения получаем процентное содержание Fe_2O_3 (см. стр. 17).

По числовым характеристикам породы второй фазы относятся к пересыщенным кремнеземом №№ 229, 2, 117, 288, 252) и к слабо пересыщенным кремнеземом (№№ 184, 60).

Таблица 4

Типы и разновидности пород II фазы
Кедабекского интрузива

Типы	Разновидности
Кварцевые диориты	Биотито-роговообманковые Роговообманково-биотитовые Роговообманковые Уралитовые Биотито-уралитовые Биотито-пироксеновые
Гранодиориты	Биотитовые Роговообманково-биотитовые Биотито-роговообманковые Роговообманковые Уралито-биотитовые Биотито-уралитовые
Тоналиты	Роговообманковые Роговообманково-биотитовые Биотито-пироксеновые
Банатиты	Биотитовые Роговообманково-биотитовые Биотито-роговообманковые Биотито-пироксеновые
Кварцевый монцодиорит	

По щелочности выделяются бедные щелочами (№№ 288, 60) и очень бедные щелочами (№№ 184, 229, 2, 117, 252).

Величина параметра n колеблется в пределах 71,2—98,6, что не увязывается с наличием в породах второй фазы калиевого полевого шпата, иногда составляющего до 21% породы. Необходимо отметить, что в породах присутствует также биотит, поэтому можно прийти к выводу, что в химических анализах содержание K_2O явно занижено.

Из пород второй фазы некоторые кварцевые диориты (№№ 2, 60) и кварцевый монцодиорит (№ 288) относятся к

породам нормального ряда, а остальные являются пересыщенными глиноземом.

На вариационную диаграмму (рис. 4) химических составов пород второй фазы нанесены также точки средних химических составов по Р. Дэли (1936) для кварцевого диорита

Таблица 5

Количественно-минералогический состав пород второй фазы Кедабекского интрузива

№ обр.	Порода	Плагноклаз	Кварц	Ортоклаз	Роговая обманка	Биотит	Пироксен	Уралит	Рудые и акцессорные	Вторичные	
89	Кварцевый диорит	53,2	12,7	—	—	3,2	21,5	—	1,1	8,3	
93		50,0	14,4	—	—	7,8	—	16,5	2,7	8,6	
115		54,3	16,4	—	—	9,0	11,8	—	0,3	8,2	
155		56,7	18,2	3,0	—	—	—	11,1	2,1	8,9	
184		70,1	12,4	—	6,4	3,1	—	—	2,7	5,3	
229		66,1	14,2	—	8,0	2,9	—	—	1,4	7,4	
232		64,8	17,8	—	10,5	—	—	—	1,2	5,7	
253		61,3	15,8	3,3	4,5	9,2	—	—	0,7	5,2	
I	Средний	59,6	15,2	0,8	3,7	4,4	4,2	3,4	1,5	7,2	
266	Гранодиориты	51,4	26,7	16,4	—	4,0	—	—	0,2	1,3	
II		117	Тоналит-банатиты	52,3	18,3	—	—	13,3	6,4	—	2,3
	255	47,6	18,9	7,3	—	15,1	8,3	—	0,8	2,0	
	252	45,2	13,8	—	—	6,6	10,8	—	0,8	1,5	
	146	61,4	20,4	10,7	2,6	2,5	—	—	0,4	2,0	
	215	65,3	18,4	—	1,4	10,2	—	—	0,7	4,0	
III	Средний	54,3	19,5	6,4	0,8	9,5	5,1	—	1,0	3,4	
288	Кварцевый монцодиорит	61,5	9,1	21,1	3,4	—	—	—	2,8	2,8	
IV											

рита (№ 42), тоналита (№ 43), гранодиорита (№ 45), диорита (включая кварцевые) (№ 47) и кварцевого базальта (№ 69). Они отмечены кружками.

Из сравнения составов этих пород с породами второй фазы по диаграмме вытекает следующее.

Наиболее многочисленная группа кварцевых диоритов (4 анализа) неоднородна в петрохимическом отношении, из

Таблица 6

Химические анализы пород второй фазы Кедабекского интрузива

Компоненты	Кварцевый диорит				Монодиорит кварцевый 288	Тоналит 117	Баналит 252
	229	184	60	2			
SiO ₂	59,08	59,78	61,00	62,06	61,81	62,24	63,93
TiO ₂	—	0,10	—	—	0,90	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	18,20	17,89	12,32	16,28	14,94	15,84	16,72
Fe ₂ O ₃	7,60	5,00	7,40	4,21	4,50	8,54	6,63
FeO	—	2,24	2,16	2,43	3,28	—	—
MnO	—	—	—	—	—	—	—
MgO	3,14	2,64	2,24	2,45	2,00	2,08	2,26
CaO	6,60	5,50	10,00	5,41	5,52	5,08	4,10
Na ₂ O	2,24	4,35	3,80	4,00	3,71	2,76	2,48
K ₂ O	0,24	0,10	0,34	1,29	2,24	1,72	1,33
SO ₃	2,32	1,51	—	—	1,10	1,64	2,62
H ₂ O	—	0,44	—	0,84	0,31	—	—
П. п. п.	0,91	0,85	0,52	0,34	0,43	0,67	0,43
Сумма	100,33	100,40	99,78	99,31	100,74	100,59	100,52
Автор	Г. И. Керимов	И. Н. Ситковский	П. Н. Чирвинский	Г. И. Керимов			

Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	5,5	10,1	8,7	11,0	11,4	8,8	7,5
<i>c</i>	8,4	7,0	3,7	5,7	4,3	6,4	5,0
<i>b</i>	15,8	12,2	20,0	11,2	12,8	11,7	14,7
<i>s</i>	70,3	70,7	67,6	72,1	71,5	73,1	72,8
<i>a'</i>	20	8	—	—	—	3	34
<i>f'</i>	45	54	41	53	54	66	40
<i>m'</i>	35	38	18	38	27	31	26
<i>c'</i>	—	—	41	9	19	—	—
<i>n</i>	93,5	98,6	93,8	82,3	72,3	71,2	73,4
<i>t</i>	—	0,1	—	—	1,1	—	—
<i>φ</i>	30,0	35,8	30,7	32,1	29,9	44,0	26,5
<i>Q</i>	21,2	14,2	14,1	16,5	15,9	22,2	25,6
<i>a/c</i>	0,66	1,44	2,35	1,93	2,65	1,38	1,50

от ординаты $c=0$ до ординаты, соответствующей $a:c=1$; x —искомое расстояние в выбранном масштабе от ординаты $c=0$ вправо.

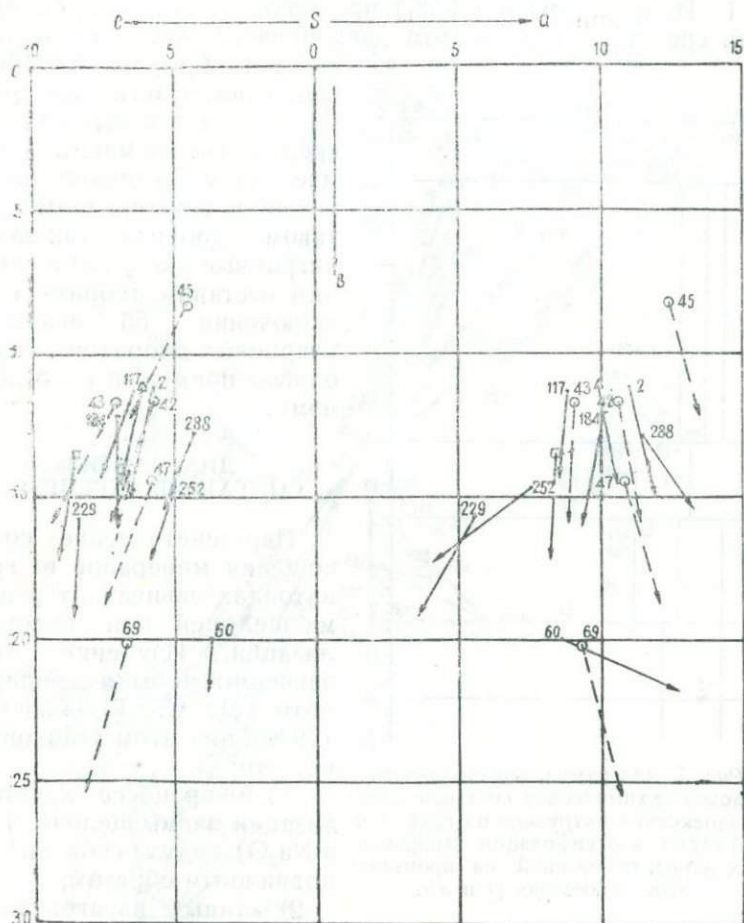


Рис. 4. Вариационная диаграмма химических составов пород второй фазы Кедабекского интрузива (пунктиром нанесены средние составы пород по Р. Дэли).

По построению диаграмма очень сильно вытягивается вправо, поэтому для ограничения ее размеров, положение анализов №№ 178, 211, 177 нанесено не по масштабу.

На диаграмму нанесены средние составы пород по Р. Дэли (отмечены кружком), породы первой фазы (отмечены точкой) и второй фазы (отмечены крестиком).

ческих потенциалов калия и натрия. Диаграмма приведена на рис. 6.

На диаграмме выделены пять полей, характеризующихся определенными парагенезисами и определенными относительными величинами химических потенциалов калия и натрия.

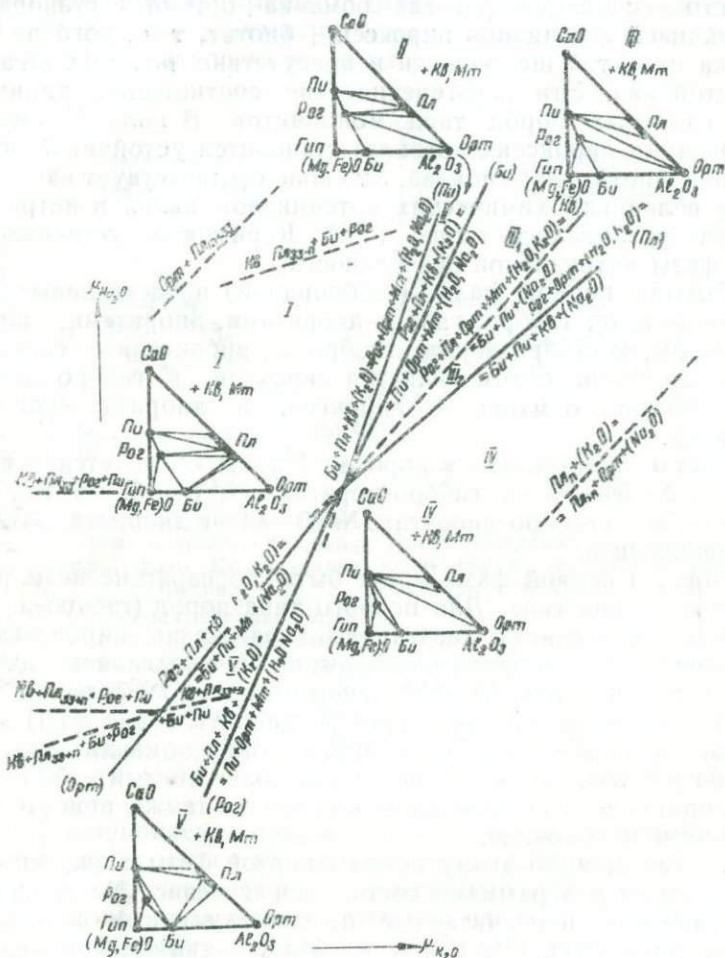


Рис. 6. Диаграмма парагенезисов гранитоидных пород в зависимости от величин химических потенциалов калия и натрия (по Д. С. Коржинскому).

Поле I является полем нормальных гранитоидов. Оно характеризуется устойчивостью ассоциации плагиоклаза с роговой обманкой и биотитом, что типично для гранитоидов нормальной щелочности. В поле II вместо ассоциации биотит + плагиоклаз становится устойчивой ассоциация ортоклаз +

роговая обманка, как это характерно для гранитоидов несколько повышенной щелочности, типа граносиенитов. В поле III ассоциация плагиоклаз+роговая обманка становится неустойчивой, сменяясь ассоциацией ортоклаз+пироксен. Такая щелочность типична для сиенитовых пород. В поле IV вместо ассоциации роговая обманка+ортоклаз становится устойчивой ассоциация пироксен+биотит, т. е. роговая обманка при этой щелочности в присутствии полевых шпатов неустойчива. Эти парагенетические соотношения типичны для калиевых пород типа монзонитов. В поле V вместо ассоциации пироксен+ортоклаз становится устойчивой ассоциация биотит+плагиоклаз. Это поле соответствует наименьшим величинам химических потенциалов калия и натрия.

Как указывалось выше, Г. И. Керимовым установлены две фазы интрузивной деятельности.

Породы первой фазы (габброидной) представлены габбро-норитами, габбро, габбро-диоритами, диоритами, пироксенитом. В габбро-норите, габбро и пироксените главным цветным компонентом является пироксен, в габбро-диоритах—роговая обманка и пироксен, в диоритах—роговая обманка.

Состав плагиоклаза в породах I фазы колеблется в пределах: № 54—83—в габбро-норитах, № 54—67—в габбро, № 45—50—в габбро-диоритах, № 35—44—в диоритах, № 66—в пироксените.

Породы первой фазы могут быть по парагенезисам разделены на два типа. Для первого типа пород (габбро-норит габбро, пироксенит) характерен парагенезис пироксена с плагиоклазом и отчасти биотитом, причем плагиоклаз основной с содержанием 54—83% анортитовой молекулы.

В породах второго типа (габбро-диориты и диориты) наблюдается парагенезис пироксена, роговой обманки, биотита и плагиоклаза, при этом плагиоклаз более кислый—№35—50. В диоритах в незначительном количестве также присутствуют кварц и ортоклаз.

Соответственно этому породы первой фазы характеризуются двумя диаграммами состав—парагенезис. На диаграмму нанесены пересчитанные на молекулярные проценты содержания CaO, (Mg,Fe)O и Al₂O₃ в химическом анализе пород, за вычетом количества магнетита. Нанесенные фигуративные точки отражают средние составы пород. Если бы в процессе кристаллизации происходило полное выравнивание состава, то положение фигуративной точки однозначно определяло бы минеральный состав породы.

Поскольку полного выравнивания состава не происходит (наблюдаются реакционные каймы роговой обманки вокруг пироксена или биотита вокруг кристаллов роговой обманки), породу слагают не только те минералы, в поле которых по-

падает фигуративная точка, но и ранее и позднее кристаллизовавшиеся минералы.

Диаграмма состав—парагенезис первого типа пород первой фазы представлена на рис. 7. Конноды на диаграмме нанесены на основе парагенетических соотношений. Эта диаграмма соответствует полю V диаграммы Д. С. Коржинского (рис. 6) и характеризуется наименьшей величиной химических потенциалов калия и натрия.

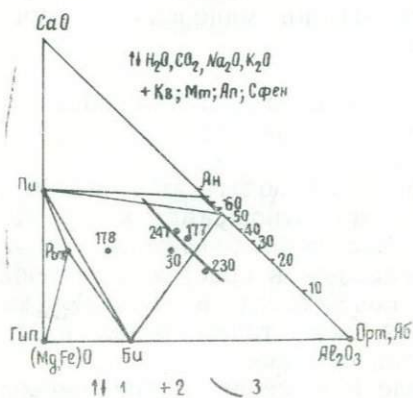


Рис. 7. Диаграмма состав—парагенезис пород пониженной щелочности первой фазы Кедабекского интрузива.

1—вполне подвижные компоненты; 2—избыточные и безразличные компоненты; 3—котектическая кривая (на диаграмму нанесены химические анализы пород, см. табл. 3, пересчитанные на молекулярные проценты CaO , $(\text{Mg, Fe})\text{O}$ и Al_2O_3).

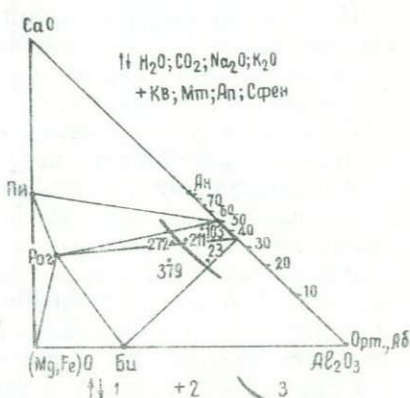


Рис. 8. Диаграмма состав—парагенезис пород нормальной щелочности первой фазы Кедабекского интрузива.

1—вполне подвижные компоненты; 2—избыточные и безразличные компоненты; 3—котектическая кривая (на диаграмму нанесены химические анализы пород, см. табл. 3, пересчитанные на молекулярные проценты CaO , $(\text{Mg, Fe})\text{O}$ и Al_2O_3).

Как установлено микроскопическими исследованиями в породах этого типа, во всех случаях плагиоклаз по отношению к пироксену более идиоморфный. На этой основе и по диаграмме нами устанавливается следующая последовательность кристаллизации:

- 1) плагиоклаз
- 2) плагиоклаз + пироксен
- 3) плагиоклаз + пироксен + биотит.

Диаграмма состав—парагенезис второго типа пород первой фазы представлена на рис. 8. Эта диаграмма соответствует породам нормальной щелочности, т. е. полю I диаграммы Д. С. Коржинского (рис. 6). В этих породах биотит с пироксеном не встречается в парагенетических соотношениях; вместо нее становится устойчивой ассоциация роговая об-

манка+плагноклаз. По сравнению с первым типом пород здесь более высокий потенциал щелочей. Переход от первого типа пород ко второму типу осуществляется реакцией



Этим объясняется, что в породах второго типа преобладающим цветным минералом является роговая обманка (и уралит), а остальные темноцветные составляют незначительный процент.

Последовательность кристаллизации минералов в породах второго типа следующая:

1) плагноклаз+пироксен;

в некоторых диоритах—плагноклаз+роговая обманка;

3) плагноклаз+роговая обманка+биотит;

3) ортоклаз+биотит+кварц.

Эту последовательность можно наблюдать и в шлифах. В них плагноклаз идиоморфен по отношению к другим минералам. В породах наблюдается пойкилоофитовая структура с включением зерен плагноклаза в кристаллы роговой обманки. А ортоклаз и кварц почти всегда в них образуют ксеноморфные формы, заполняя интерстиции ранее выделившихся плагноклаза и роговой обманки.

Переход от поля V в поле I в серии пород первой фазы свидетельствует о повышении режима щелочности в ходе кристаллизации магмы.

Породы второй фазы (гранитоидной) представлены кварцевыми диоритами, гранодиоритами, тоналит-банатитами, кварцевым монцодиоритом.

В кварцевых диоритах главным цветным компонентом является роговая обманка (иногда присутствует биотит), в гранодиоритах—биотит (при присутствии иногда роговой обманки), в тоналит-банатитах—биотит с пироксеном или роговой обманкой, в кварцевом монцодиорите—роговая обманка.

Состав плагноклаза в породах второй фазы следующий: в кварцевых диоритах—№ 33 - 44, в гранодиоритах—№ 31—40, в тоналит-банатитах—№ 32—37, в кварцевом монцодиорите—№ 55.

Породы второй фазы по парагенетическим соотношениям можно разделить на два типа. Здесь ко второму типу должен быть отнесен кварцевый монцодиорит, так как в нем наблюдается парагенезис роговой обманки с ортоклазом и ортоклаза с основным плагноклазом № 55.

Породы первого типа (кварцевые диориты, гранодиориты и тоналит-банатиты) характеризуются диаграммой состав—парагенезис (рис. 9), соответствующей полю I диаграммы Д. С. Коржинского (рис. 6), т. е. полю нормальных гранитоидов.

Как и в предыдущих случаях, на диаграмму нанесены пересчитанные на молекулярные проценты содержания CaO , $(\text{Mg,Fe})\text{O}$ и Al_2O_3 в химическом анализе пород, за вычетом количества магнетита. Фигуративные точки располагаются в полях минералов, слагающих данные породы. Например, кварцевые диориты №№ 184 и 229 сложены из

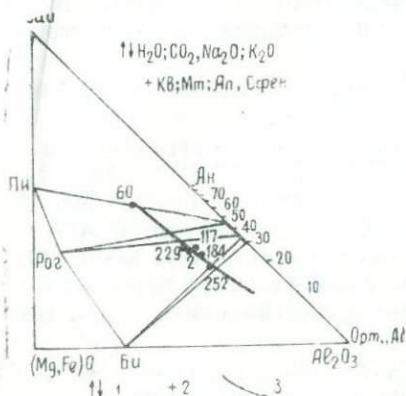


Рис. 9. Диаграмма состав—парагенезис пород нормальной щелочности второй фазы Кедабекского интрузива.

1—вполне подвижные компоненты; 2—избыточные и безразличные компоненты; 3—котектическая кривая (на диаграмму нанесены химические анализы пород, см. табл. 6, пересчитанные на молекулярные проценты CaO , $(\text{Mg, Fe})\text{O}$ и Al_2O_3).

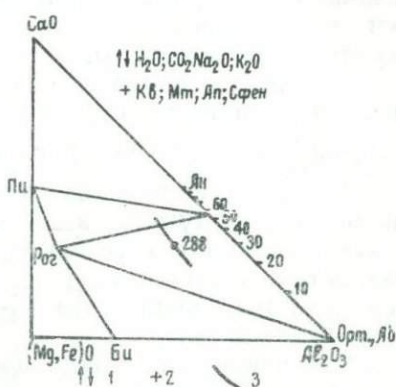


Рис. 10. Диаграмма состав—парагенезис пород повышенной щелочности второй фазы Кедабекского интрузива.

1—вполне подвижные компоненты; 2—избыточные и безразличные компоненты; 3—котектическая кривая (на диаграмму нанесены химические анализы пород, см. табл. 6, пересчитанные на молекулярные проценты CaO , $(\text{Mg, Fe})\text{O}$ и Al_2O_3).

плагиоклаза, роговой обманки, биотита и кварца. Точки анализов этих пород попадают в поле роговая обманка+биотит+плагиоклаз, а кварц для этой диаграммы находится в избытке, т. е. может присутствовать в парагенезисе. Конечно, может случиться и так, что точки могут отклониться от такой закономерности, так как в процессе кристаллизации магмы не происходит полного выравнивания состава и в породе присутствуют ранее и позднее образовавшиеся минералы.

Для пород этой диаграммы устанавливается следующая последовательность кристаллизации:

- 1) плагиоклаз или плагиоклаз+пироксен;
- 2) плагиоклаз+роговая обманка;
- 3) плагиоклаз+биотит;
- 4) ортоклаз+биотит+кварц.

Диаграмма состав—парагенезис для второго типа пород второй фазы—для кварцевого монодиорита—представлена

на рис. 10. Эта диаграмма соответствует гранитоидам несколько повышенной щелочности, т. е. полю II диаграммы Д. С. Коржинского (рис. 6). В этих породах вместо ассоциации биотит+плаггиоклаз более устойчива ассоциация роговая обманка+ортоклаз. Этот парагенезис указывает на повышенный химический потенциал калия при кристаллизации. Следовательно, при переходе от первого типа пород ко второму происходит повышение режима щелочей в ходе кристаллизации магмы.

Переход от первого типа пород ко второму типу осуществляется реакцией:

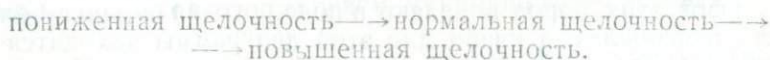


В результате перехода по этой реакции в породе должны произойти следующие изменения: количество кварца должно уменьшиться (действительно так, см. табл. 5), количество ортоклаза и магнетита должно увеличиться, что также подтверждается количественно-минералогическим подсчетом (см. табл. 5).

Для кварцевого монцодиорита (или для пород второго типа) можно отметить следующий порядок кристаллизации минералов:

- 1) плаггиоклаз;
- 2) плаггиоклаз+роговая обманка;
- 3) ортоклаз+роговая обманка+кварц.

Таким образом, мы видим, что каждый раз при кристаллизации магмы происходит повышение щелочности. Для первой фазы имеем переход от пониженной щелочности к нормальной щелочности. Для второй фазы—переход от нормальной щелочности к породам несколько повышенной щелочности. А если рассматривать обе фазы объединенно, то повышение щелочности выступает более наглядно:



Зависимость эвтектического состава магмы от концентрации щелочей была рассмотрена Д. С. Коржинским (1952₁, 1955₂), который показал, что при повышении щелочности магмы эвтектический состав обедняется содержащими щелочи минералами, а котектическая кривая кристаллизации расплава смещается в сторону темноцветных (и других, не содержащих щелочи) минералов.

Справедливость этих положений была доказана и на примере интрузий западного Карамазара В. А. Жариковым (1959).

Рассматривая данный вопрос, В. А. Жариков приходит к следующему выводу. При повышении химических потенциалов щелочей происходит расширение полей кристал-

лизации содержащих щелочи минералов, уменьшение их количества в котектическом (или эвтектическом) расплаве и обогащение щелочами полевых шпатов, находящихся в котектических (или эвтектических) отношениях с данным темноцветным минералом.

Для объяснения причины повышения щелочности Д. С. Коржинском (1953) выдвинута гипотеза „взаимодействия оснований“. По этой гипотезе растворение какого-либо основания должно повышать активность других оснований и общую щелочность раствора. С помощью этой гипотезы Д. С. Коржинский высказывает предположение о возможности происхождения щелочных фаций гранитоидных пород при магматическом замещении (гранитизации) карбонатных толщ.

Исследования В. А. Жарикова (1959) позволили ему показать, что породы повышенной щелочности чаще всего образуются на контактах с доломитами, а не известняками, причем образование щелочных пород связано не с ассимиляцией, так как отсутствуют явления базификации эндоконтактных зон. При чистой ассимиляции происходит базификация эндоконтактов, при чистой гранитизации (магматическом замещении) базификация эндоконтактных зон отсутствует.

Учитывая, что породы повышенной щелочности в Кедабекском массиве развиты не на контакте с вмещающими породами и что они имеют незначительное развитие, можно предположить, что это имеет местный характер и связано с ассимиляцией пород кровли.

ЧАСТЬ III

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Метаморфические и метасоматические образования, как и магматические образования, очень широко развиты в земной коре. Любой метаморфизм горных пород сопровождается изменением их химического и минералогического состава, т. е. метасоматическими процессами. При этом термин „метаморфизм“ относится к процессам метаморфизма с изменением содержания в породе только воды и углекислоты. А процессы, обуславливающие изменение содержания в породе (кроме вышеперечисленных) также и других компонентов, обозначаются термином „метасоматизм“.

По определению Д. С. Коржинского (1953), под метасоматозом теперь понимают всякое замещение горной породы с изменением химического состава, при котором растворение старых минералов и отложение новых происходит почти одновременно, так что в течение процесса замещения порода все время сохраняет твердое состояние.

Метасоматические явления необычайно разнообразны и сложны; в основе их лежат своеобразные физико-химические процессы.

Большое значение для правильного понимания процессов метасоматизма и их дальнейшего изучения имеет разработанная академиком Д. С. Коржинским физико-химическая теория метасоматических процессов. При этом Д. С. Коржинским создана теория инфильтрационного и диффузионного метасоматизма; введено и теоретически разработано представление о метасоматической колонке; рассмотрены различные типы метасоматических колонок. Дальнейшее развитие эти вопросы нашли в работах В. А. Жарикова, А. А. Маракушева и других авторов.

Ниже приводятся некоторые сведения по теории метасоматических процессов, почерпнутые из работ Д. С. Коржинского (1953, 1957).

НЕКОТОРЫЕ СВЕДЕНИЯ ПО ТЕОРИИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Исследование метасоматических образований указывает на приближенное химическое равновесие при метасоматозе и позволяет применять принципы термодинамики (термодинамического равновесия) к природным открытым системам.

Под **системой** в термодинамике понимается совокупность материальных тел, взаимодействующих между собою и по тем или иным признакам вполне однозначно выделенных из окружающей среды.

Однородные части системы, между которыми существуют поверхности раздела и которые хотя бы принципиально могут быть отделены друг от друга механическими методами, называются **фазами** системы. Каждый минерал, а также магма, газ или поровый раствор представляют собой фазы минеральных систем. Каждая фаза характеризуется своей особой взаимосвязью свойств, т. е. особым уравнением состояния.

Величины, при помощи которых может быть описано состояние системы, называются ее **параметрами**.

Экстенсивными называются параметры, величина которых зависит от размеров системы или фазы; таковы масса, объем, энтропия, теплосодержание (энтальпия) и другие.

Интенсивными называются параметры, величина которых не зависит от размеров системы, если можно пренебречь поверхностными явлениями. Таковы температура, давление, концентрация и другие.

Правило фаз Гиббса выражает наибольшее число взаимно-независимых интенсивных параметров (которые могут изменяться независимо друг от друга, не вызывая уменьшения числа сосуществующих фаз в системе), называемое „числом степеней свобод“ n :

$$n = k + 2 - \phi,$$

где k —число независимых компонентов, т. е. наименьшее число тех химических составных частей, комбинацией (сложением или вычитанием) которых могут быть получены составы всех возможных фаз систем, включая и фазы переменного состава; ϕ —число фаз.

Как установлено Д. С. Коржинским, компоненты при метасоматических процессах ведут себя неодинаково.

Компоненты, массы которых являются при данном процессе факторами равновесия, называются „инертными“. А компоненты, химические потенциалы (или иные интенсивные параметры) которых вместо их масс являются факторами равновесия системы, называются „вполне подвижными компонентами“.

Факторы равновесия (или состояния)—такие термодинамические параметры реальной системы, которые могут изменяться независимо друг от друга и процессов внутри системы и которыми определяются все остальные термодинамические параметры системы в равновесных ее состояниях.

С каждым вполне подвижным компонентом связан один интенсивный фактор равновесия системы—химический потенциал, или парциальное давление пара, или концентрация этого компонента в одной из фаз системы.

С каждым инертным компонентом связан один экстенсивный фактор равновесия—масса или мольное количество этого компонента.

При приложении к различным системам правила фаз Гиббса Д. С. Коржинским получено соотношение

$$\phi < f_{\text{экс}},$$

т. е. при произвольных внешних условиях число фаз в системе не может превзойти числа экстенсивных факторов равновесия.

При метасоматизме и некоторых видах метасоматизма это соотношение принимает вид:

$$\phi < K_{\text{ин}},$$

т. е. максимально возможное число минералов равно числу инертных компонентов.

При метасоматизме (происходящем при постоянном объеме) это соотношение становится следующим:

$$\phi < K_{\text{ин}} + 1,$$

т. е. при метасоматизме наибольшее число сосуществующих минералов на единицу превосходит число инертных компонентов. Этим лишним минералом является „вполне подвижный минерал“, сложенный одними вполне подвижными компонентами.

Метасоматические процессы протекают при обязательном участии растворов, жидких или газообразных, которые приносят одни компоненты и уносят из породы другие. Эти растворы просачиваются через мельчайшие поры породы и потому могут быть названы „поровыми“.

Поровые растворы служат средой, через которую могут перемещаться компоненты замещаемой породы. Возможны два типа перемещения компонентов в горных породах:

1) компоненты могут диффундировать через неподвижные поровые растворы в сторону падающей концентрации этих компонентов;

2) компоненты могут увлекаться течением раствора.

Соответственно этим различают: „диффузионный метасоматоз“, когда главное значение имеет диффузионное перемещение компонентов, и „инфильтрационный метасоматоз“,

при котором компоненты переносятся течением растворов, просачивающихся через породу. При этом не исключены случаи промежуточного характера, когда компоненты диффундируют в растворе и одновременно переносятся течением раствора.

Явления диффузионного метасоматоза имеют подчиненное развитие сравнительно с явлениями инфильтрационного метасоматоза, так как диффузия компонентов через поровые растворы совершается более медленно, чем может совершаться перенос их растворами.

Как при диффузионном, так и при инфильтрационном метасоматозе возникает метасоматическая зональность, образующая метасоматическую колонку.

Д. С. Коржинским выведена основная система дифференциальных уравнений инфильтрационного метасоматоза (1951_{1,2}) и уравнения диффузионной метасоматической зональности (1952₂).

Отличие диффузионной метасоматической зональности от инфильтрационной проявляется при наличии в колонке минералов переменного состава. На протяжении диффузионной метасоматической колонки химический потенциал каждого компонента изменяется непрерывно, тогда как в инфильтрационной колонке на каждом контакте зон должен происходить скачок химических потенциалов компонентов, т. е. прерывное их изменение (Д. С. Коржинский, 1952₃). Поэтому в инфильтрационной колонке переменность состава минералов должна быть сильно ограничена и даже может отсутствовать, тогда как для диффузионных колонок переменность состава минералов должна быть выражена в полной мере. Это дает возможность отличать метасоматические колонки этих двух типов.

КЛАССИФИКАЦИИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Исследователями предложены различные классификации метасоматических процессов (явлений). Так, существует минералогическая классификация Линдгрена-Швартца (подразделение процессов по характеру вновь образующегося минерала—например, окварцевание, альбитизация, биотитизация и т. д.), химическая классификация Гольдшмидта—Эсколя-Тернера (подразделение метасоматических процессов по химической природе привнесенного вещества—например, щелочной метасоматоз, магнезиальный метасоматоз, кальциевый метасоматоз и т. д.).

Но для метасоматических процессов, характеризующихся различной подвижностью компонентов, обуславливающей метасоматическую зональность, и характеризующихся привнесением различных химических элементов и образованием различных минералов в течение одного единого магмати-

ческого и послемагматического процесса, наиболее рациональной является генетическая классификация.

Основные принципы генетической классификации метасоматических процессов даны акад. Д. С. Коржинским (1953):

- I. Метасоматические процессы магматической стадии.
- II. Послемагматические метасоматические процессы ранней щелочной стадии:
 - 1) процессы простого метасоматоза;
 - 2) процессы контактово-реакционного метасоматоза.
- III. Послемагматические метасоматические процессы кислотной и последующей поздней щелочной стадии:
 - 1) процессы приконтактового выщелачивания;
 - 2) процессы регионального (площадного) послемагматического метасоматоза;
 - 3) процессы низкотемпературного околотрешивного метасоматоза.

В этой классификации Д. С. Коржинский основным элементом принимает весь комплекс изменений в пределах метасоматической колонки. Послемагматические метасоматические процессы подразделяются им на основе щелочности послемагматических растворов. Как установлено Д. С. Коржинским (1953), фактором, определяющим характер метасоматических процессов в послемагматическую стадию, является режим кислотности—щелочности послемагматических растворов.

Далее эта классификация была расширена и дополнена В. А. Жариковым (1956) на основе изучения верхнепалеозойских метасоматических образований западного Карамазара.

Основным элементом классификации метасоматических образований В. А. Жариков предлагает считать метасоматическую фацию. Понятие о метасоматической фации введено в литературу Д. С. Коржинским (1953). В. А. Жариков, несколько расширяя это понятие, под метасоматической фацией предлагает понимать совокупность пород, образованных в различных метасоматических зонах в результате комплекса изменений, связанных с воздействием определенного типа растворов на породы одинакового исходного состава при определенных внешних условиях (температура, глубина, ряд подвижности, концентрация вполне подвижных компонентов).

Выделяются метасоматические фации по температурности, по различным величинам концентрации или химических потенциалов вполне подвижных компонентов в растворе, а также в зависимости от первичного состава подвергающихся изменению пород (так как от этого зависит ряд подвижности).

Метасоматические фации объединяются в метасоматические формации.

Классификация верхнепалеозойских метасоматических образований западного Кармазара

Типы процессов	Стадии метасоматизма	Формации метасоматитов	Фации метасоматитов в зависимости				
			от состава исходных пород	от температуры образования	от концентрации вполне подвижных компонентов в растворе		
Приконтактовый метасоматизм	Магматическая	1. Магнезиальных скарнов	Форстерит-шпинель-диопсидовая				
		2. Контактных роговиков	Известково-силикатных роговиков	Пироксеновая Амфиболовая Хлоритовая			
		3. Магнезиальных метасоматитов	Биотитовых метасоматитов				
		4. Автометасоматитов	Апсгранитидная, биотит-амфиболовая				
		Ранняя щелочная	а) Биметасоматический тип	Собственно скарнов	Ортоклаз-гроссуляровая Пироксен-эпидот-гранатовая	Плагиоклазовая	Волластонитовая Диопсидовая Салитовая Геденбергитовая Андрадитовая Родонит-бустамитовая Манган-салитовая
				Скарноидов	Пироксен-эпидотовая	Ортоклазовая	
			б) Контактво-инфильтрационный тип	Экзоскарновая, апсизвестковая	Пироксен-эпидотовая		Родонитовая Манган-салитовая Манган-геденбергитовая Андрадитовая Пьмонтитовая Эпидотовая
		Эндоскарновая, апоалюмосиликатная					
		5. Известковых скарнов	6. Магнетитовых руд	Апоскарновых руд	Гранат-магнетитовых руд Тремолит-магнетитовых руд Хлорит-магнетитовых руд		
	Послемагматические	7. Вторичных кварцитов	Серицитовых кварцитов Медно-порфировых руд				
		8. Грейзенов	Кварц-мусковитовых грейзенов				
		9. Апоскарновых или апогрейзеновых кварцевых руд Sn, W, Pb, Zn и др. металлов	Апоскарновых полиметаллических руд	Пироксеновая, галенисфалеритовых руд Амфиболовая, сфалерит-галениитовых руд			
				Апогрейзеновых кварц-вольфрамит-молибденитовых руд			
		Региональный метасоматизм	Кислотная (стадия выщелачивания)	10. Пропилитов	Альбитовая Ортоклазовая	Актинолит-эпидотовая Хлорит-эпидотовая	
				11. Гумбенитов	Кварц-ортоклазовых метасоматитов		
	12. Кварцево-сульфидных руд различных металлов		Кварцево-медно-висмутовых руд Кварцево-арсенопиритовых руд				
13. Березитов	Кварц-серицитовая, апоалюмосиликатная Анкеритовая, апоизвестковая Серпентиновая, аподоломитовая?						
Поздняя щелочная	14. Кварцево-карбонатных руд сульфидов и сульфосолей различных металлов		Сульфосоле-сульфидных полиметаллических руд				
	15. Кварц-кальцит-хлоритовых метасоматитов		Кварц-хлоритовая, апсгранитоидная Кальцит-хлоритовая, апоизвестковая, Кальцит-серпентиновая, аподоломитовая?	Кварц-кальцит-хлорит-пиритовая Кварц-кальцит-хлорит-гематитовая Кварц-кальцит-хлорит-полиметаллическая			
	16. Вкрапленных руд в карбонатных породах		Сфалерит-галениитовых руд в углистых доломитах				

Метасоматическая формация—это совокупность метасоматических пород (или метасоматических фаций), образовавшихся в различных фациальных условиях в результате одного петрогенетического процесса.

Исходя из этих единиц классификации, В. А. Жариком (1956) дана классификация верхнепалеозойских метасоматических образований западного Карамазара. Учитывая, что в пределах скарновых полей западного Карамазара развиты самые разнообразные метасоматические явления, которые представляют почти все основные типы метасоматизма в условиях средних глубин, эта классификация имеет более общее значение. Классификация метасоматических образований приведена в таблице 7.

Объектом наших исследований являлись образования, входящие в формацию известковых скарнов. В. А. Жариком также систематизированы метасоматические фации формации известковых скарнов. Здесь им выделены фации по механизму образования, фации в зависимости от температуры образования, от состава исходных пород и от концентрации или величины химических потенциалов вполне подвижных компонентов в растворе. Эта систематика приведена в таблице 8.

Здесь, как нам кажется, несколько неудачны названия фаций контактово-инфильтрационного типа скарнов в зависимости от состава исходных пород—„экзоскарновая фация“ и „эндоскарновая фация“. Это может создать путаницу, так как эндоскарны и экзоскарны имеются и в биметасоматических скарнах. Лучше было бы их назвать „апоизвестковая фация“ и „апоалюмосиликатная фация“, тем более, что последняя может образоваться и по пассивным алюмосиликатным породам—порфирирам, туфам, туфоконгломератам и т. д., как это показано в ряде случаев (например, для скарновых образований Дашкесана).

СКАРНЫ И ГИПОТЕЗЫ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Термин „скарн“ введен в литературу шведскими учеными. Этим словом шведские рудокопы обозначали темные и тяжелые силикатные породы, сложенные силикатами кальция, железа и магния и сопровождающие руды. Характерным признаком скарнов является то, что они в большинстве случаев связаны с контактами карбонатных пород с магматическими породами, но не исключены и случаи образования их по силикатным породам.

Другим характерным признаком является то, что скарны сложены реакционными минералами, т. е. минералами, в состав которых входят некоторые компоненты замещаемых пород. Образование скарнов обязательно связано с переносом ряда компонентов пород.

Формация известковых скарнов

Типы скарнов	Фации скарнов в зависимости			
	от исходного состава пород	от температуры образования	от концентрации вполне подвижных компонентов	
			в зависимости от ^{56}Fe , ^{24}Mg , ^{55}Mn	в зависимости от $^{40}\text{K}_2\text{O}$ и $^{23}\text{Na}_2\text{O}$
Биметасоматические	Собственно скарнов	Ортоклаз - гранатовая (или более высокотемпературная)	Волластонитовая (или волластонит-ортоклаз - гранатовая)	Ортоклазовая
		Пироксен - гранат - эпидотовая (высокотемпературная)	Дионсидовая (?) Салитовая Геденбергитовая Анрадитовая	
	Скарноидов	Пироксен - гранат - эпидотовая (высокотемпературная)	Марганцово - пироксеновая Дионсидовая Салитовая Геденбергитовая Анрадитовая	Плагноклазовая
		Пироксен - эпидотовая (менее высокотемпературная)	Родонит-бустамитовая Манган-салитовая Салитовая Манган-геденбергитовая (?) Геденбергитовая	
Контактово-инфильтрационные	Экскарновная (апоизвестковая)	Пироксен-эпидотовая	Родонитовая Манган-салитовая Манган-геденбергитовая	
	Эндоскарновная (апоалюмосиликатная)		Анрадитовая Пьемонтитовая (?) Эпидотовая	

Раньше (в конце XIX и в начале XX вв.) образование скарнов относили к магматической стадии. Позднее были установлены случаи метасоматического замещения скарнами известняков и магматических пород, чем был доказан послемагматический генезис скарнов.

В настоящее время среди геологов широко распространена гипотеза о „скарнирующих растворах“, по которой образование скарнов связано с особыми растворами определенного состава послемагматическими растворами, возникающими на определенной стадии остывания магматического тела. Эта гипотеза нашла свое отражение в трудах М. А. Усова (1935) и П. П. Пилипенко (1939). Особый состав этих послемагматических растворов связывается с ассимиляцией активным гранитоидом карбонатных пород. Эти растворы обладают способностью скарнировать как известняки, так и силикатные породы.

Гипотеза „скарнирующих растворов“ не может объяснить непосредственную связь скарнов с известняками. Скарновые месторождения большей частью связаны с обычными типами гранитоидов. Эти типы пользуются широким распространением. Если бы эти гранитоиды давали бы „скарнирующие растворы“, то скарны были бы широко распространены и не зависели бы от контактов с известняками.

С другой стороны, ассимиляция известняка у контакта не может повлиять на состав послемагматических растворов, так как они имеют более глубокое происхождение. Известно, что кальций осаждается из гранитной магмы в составе ранних выделений (пироксен, роговая обманка, плагиоклазы). Ассимиляция карбонатных пород остаточной гранитной магмой не происходит, потому что во всех массивах эта магма имеет аплитовый состав, бедный кальцием.

Д. С. Коржинским (1941) выдвинута гипотеза „контактового реакционно-метасоматического“ образования скарнов, которая была в дальнейшем дополнена им (1945, 1950). На основе этой гипотезы В. А. Жариковым изучены скарны и другие метасоматические образования западного Карамазара (1959), скарны Майхура (1961).

Согласно контактово-реакционной гипотезе, растворы, вызывающие образование скарнов, являются нормальными послемагматическими растворами, с низкой концентрацией кальция. Поэтому они могут вызвать образование известковых скарнов только у контакта силикатных пород с карбонатными. Это находит подтверждение в почти постоянной приуроченности скарнов к контактам известняков или доломитов.

Д. С. Коржинским дается следующее определение скарнов. „Скарны—это метасоматические контактово-реакционные породы, сложенные преимущественно силикатами кальция, магния и железа. Они возникают при биметасоматических

и контактово-инфильтрационных процессах взаимодействия карбонатных пород с силикатными в зонах высокотемпературного прогрева около тел магматических пород. Для известковых скарнов типичны гранаты гроссуляр-андрадитового ряда, пироксены диопсид-геденбергитового ряда, марганцевые пироксены, везувин, ильваит, в некоторых месторождениях также аксинит, датолит, гельвин". „Замещение известняков (и отчасти доломитов) известковыми скарнами почти всегда происходит в послемагматических условиях". „Преобладающая масса скарнов развивается биметасоматически, но среди оруденелых скарнов обычно наиболее ценными оказываются контактово-инфильтрационные скарны, связанные с наиболее мощным взаимодействием послемагматических растворов в трещинных зонах" (1955₁).

В настоящей работе автор придерживается гипотезы Д. С. Коржинского о „контактовом реакционно-метасоматическом образовании скарнов."

М. А. Кашкай (1958) теоретически обосновывает возможность скарнирования алюмосиликатных пород в контакте с интрузивами (на примере Дашкесанского рудного района). Он обращает внимание на интенсивное скарнирование силикатных пород и сравнительно слабое изменение карбонатных пород контактовых участков Дашкесанских интрузивов. По мнению М. А. Кашкай, это объясняется тем, что скарнирующие газо-флюиды были более насыщены молекулами карбонатов, чем силикатов, и для завершения процесса скарнирования недостаток силикатных молекул компенсировался из вмещающих пород. Поэтому в лежащем боку железорудной залежи известняки слабо скарнированы или совсем не затронуты этим процессом, или же они мраморизованы, в то время как в висячем боку той же залежи вулканогенные породы интенсивно скарнированы. При этом происходили следующие явления:

1) биметасоматические явления на контакте интрузива и вулканогенных пород; при этих явлениях не исключается и диффузионный характер метасоматоза;

2) контактово-инфильтрационное скарнообразование;

3) гидротермально-метасоматические изменения вулканогенных пород (с преобразованием их в алуниты, пиррофилиты и каолиниты).

Содержание окиси кальция в интрузивных породах составляет 1—9%, в неизмененных вулканогенных породах из горизонтов, подвергшихся скарнированию,—2—11%. По мнению М. А. Кашкай, дополнительное количество кальция привносилось растворами из больших глубин, где они выщелачивали карбонатсодержащие породы. При этом в скарнообразующих растворах потенциал кальция был весьма высоким.

СКАРНОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ КЕДАБЕКСКОГО РАЙОНА

Скарновые образования, являющиеся объектом наших исследований, развиты, в основном, на северо-восточном борту Кедабекского гранитоидного массива и в районе Кедабекского медно-серноколчеданного месторождения (на „Везувиановой горке“) (рис. 11).

Скарновое тело на Везувиановой горке занимает небольшую площадь. Мощность его—не более 20 м. Выходы скарнов со всех сторон контактируют с интрузивом.

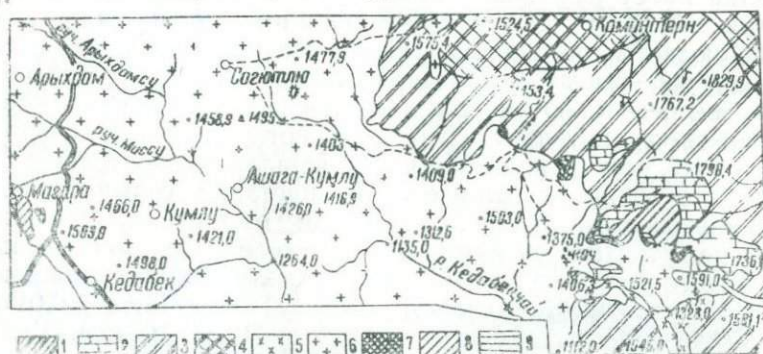


Рис. 11. Геолого-петрографическая карта верхнеюрских образований в ореоле Кедабекского интрузива (составил С. А. Махмудов по материалам Г. И. Керимова и С. А. Махмудова, 1961 г.).

1—кимеридж, вулканогенно-осадочные породы и порфириты; 2—верхний оксфорд (лузитан), известняки; 3—келловей—нижний оксфорд, осадочно-пирокластическая толща; 4—бат, порфириты и пирокластические породы; 5—аплиты; 6—габбронды и гранитоиды; 7—скарпы; 8—роговики; 9—вторичные кварциты.

Почти все исследователи, занимавшиеся изучением минералогии Кедабекского района, посещали эту горку, где имеется специфический комплекс контактово-метасоматических минералов. По этой причине почти вся литература посвящена минералогии лишь Везувиановой горки.

По литературным сведениям, здесь установлены везувиан, геленит, волластонит, гранаты, скаполит, диопсид, силлиманит, кальцит, эпидот, брандизит (по нашим данным—клинтонит), плагиоклаз, слюды, хлориты (клинохлор), апатит, магнетит, сфен, а также предложены различные подразделения скарнов на типы (по минералогическому признаку).

Нами на Везувиановой горке впервые установлена голубая шпинель, исследование которой будет дано ниже.

Следующий выход скарнов (если идти с запада на восток) находится в местности Моллалы. Этот участок—Кехнакишлак—находится в 1,5 км (по прямой) к юго-западу от с. Коминтерн на отроге (с высотой 1400 м над уровнем моря), составляющем левый берег ручейка Коминтерн-су.

На западном склоне участка имеются развалины церкви. Скарновое тело имеет линзообразный вид. Мощность не постоянна. Наибольшая мощность—с южной стороны—около 20 м. Длина—около 90—95 м. Скарны сложены, в основном, гранатом, везувианом, волластонитом, кальцитом.

Третий выход скарнов находится в той же местности Моллалы на расстоянии 1,5 км к юго-юго-западу от с. Коминтерн на отроге Аг-гая—участок Аг-гая малая. Размеры участка—150×300 м. На этом участке преобладающее развитие имеет перекристаллизованный крупнозернистый известняк. Скарны развиты в восточной и южной частях участка. Наблюдается пятнистый скарн. Минералогический состав такой же—гранат, везувиан, волластонит, кальцит. Характерной особенностью участка является наличие почти чистого гранато-кальцитового скарна, в котором гранат образует большей частью идиоморфные кристаллы ромбо-додокаэдрического облика светло-зеленого цвета, а серый кальцит, преобладающий в количественном отношении, заполняет промежутки между ними. Для светло-зеленого, местами прозрачного граната установлены: параметр элементарной ячейки, определенный методом качания, $a_0 = 11,86 \pm 0,01$ кА (условия съемки—медный антикатод, 30 кв, 10 ма). Удельный вес—3,55 г/см³, показатель светопреломления $N = 1,743 \pm 0,002$. По этим данным, гранат содержит 95% просуляра и 5% андрадита.

В 200 м к северо-востоку от этого участка находится участок Аг-гая большая. Это более крупный участок, размеры его—300×500 м, мощность известняков—около—40 м. Скарновые породы развиты слабее. Непосредственный контакт этого останца толщи лузитанских известняков с интрузивом наблюдается лишь с восточной стороны. Здесь нами впервые установлен апофиз Кедабекского интрузива, с которым можно связать скарнообразование. Апофиз вытянут в северо-восточном направлении и линия контакта с известняками составляет около 70 м.

Наконец, в 500 м к юго-востоку от участка Аг-гая большая начинается полоса известняков, составляющая южные склоны вершины Сардарский бугор (1829,6 м). Это самый крупный участок в ореоле Кедабекского интрузива—участок Карагоюну. Известняки протягиваются на расстояние более 2 км, имея контакт с интрузивом на протяжении свыше 1,5 км. Мощность известняков—40—50 м. Скарны шириной до 50—100 м развиты вдоль контакта и занимают большую площадь. В минеральном составе их участвуют гранаты различных цветов (полихромные и от черных до самых светлых), везувиан, волластонит, кальцит. На этом участке Карагоюну нами, помимо известных, найдены новые минералы для Кедабекского района—розовый прозрачный гранат, апо-

филлит и пренит. Здесь наблюдаются также эндоскарны и околоскарновые породы, образованные за счет изменения самих интрузивных пород. В некоторых местах интрузивные породы дезинтегрированы и превращены в дресву.

Часть этого участка обнажается в 250 м к югу от южной оконечности его, отделенная интрузивом. На этом участке, размером 100×300 м, развиты, в основном, сливные гранатовые скарны, а также имеют распространение волластонит и крупнокристаллический серый кальцит.

СКАРНОВОЕ ТЕЛО „ВЕЗУВИАНОВОЙ ГОРКИ“

Везувиановая горка составляет восточную часть г. Малорудничная, расположенной юго-восточнее Кедабекского медно-серноколчеданного месторождения (рис. 12). С востока и севера она ограничена дорогой, ведущей из пос. Кедабек на медное месторождение, а с запада и юга — балкой, разделяющей г. Малорудничная на две части.



Рис. 12. Везувиановая горка (вид с юго-востока). На первом плане — Кедабекское медноколчеданное месторождение и гора Мисдаг.

Гора Малорудничная сложена роговиками (в западной части) и скарнами (в восточной). Вдоль западного края ее проходит крупный разлом по Вернер-оврагу, амплитуда которого составляет около 500 м. По этому разлому роговики контактируют с нижней вулканогенной толщей. Раньше возраст пород, по которым образовались роговики, считался батским.

В 1954 г. Г. И. Керимов установил келловей-оксфордский возраст отложений. Представлены они сильно рассланцованными, тонкослоистыми туфогенными породами, превращенными в нижней части в биотитовые роговики. На последние налегают пироксено-гранатовые, эпидото-гранатовые роговики, перекрывающиеся сильно рассланцованными мергелеподобными породами, превращенными в пироксеновые роговики. Мощность роговиков — около 150 м.

Скарновое тело в виде шапки находится на Кедабекском кварцево-диоритовом интрузиве. Размеры его не превышают 60×100 м, мощность — менее 20 м. Существовавшие прежде здесь известняки лузитана (верхнего оксфорда), составляв-

шие северо-восточное крыло синклинали с пологими крыльями, под воздействием постмагматических растворов на контакте с интрузивом превращены в скарновые образования, значительно размытые последующими эрозионными процессами. Этим и объясняется небольшая размер данного скарнового тела (рис. 13).

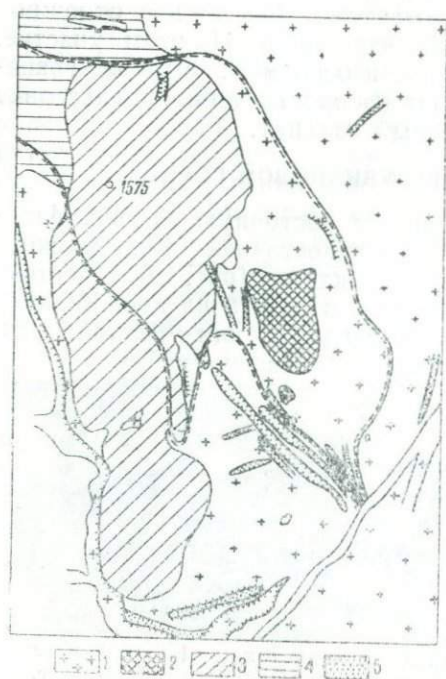


Рис. 13. Геологическая карта Везувия-новой горки (составил С. А. Махмудов, 1961 г.)

- 1—интрузивные породы; 2—скарны;
3—роговики; 4—вторичные кварциты; 5—отвалы.

логический состав скарнов и выделенные минеральные ассоциации приведены в таблице 9.

Ниже приводим описание минералов скарнового тела Везувия-новой горки в последовательности, согласно систематике минералов на кристаллохимической основе, (Х. Штрунц, 1962).

МИНЕРАЛЫ СКАРНОВОГО ТЕЛА

Голубая шпинель

Установлена в гранат-клинтоновом скарне, является новым минералом для Кедабекского района. Минерал голубого, синего цвета, в виде октаэдрических кристаллов

Минеральный состав скарнов Везувиановой горки

Общий список минералов	Минеральная ассоциация рогамиковой стадии	Минеральная ассоциация скарновой стадии		Минеральная ассоциация гистерогенного разложения скарнов
		высокотемпературная	менее высокотемпературная	
Гранат	гранат	гранат	—	—
Пироксен	пироксен	пироксен	пироксен	—
Воластонит	воластонит	воластонит	—	—
Геленит	геленит	—	—	—
Шпинель	шпинель	—	—	—
Кальцит	кальцит	кальцит	кальцит	кальцит
Везувиан	—	—	везувиан	—
Клинтонит	—	—	клинтонит	—
Эпидот	—	—	—	эпидот
Актинолит	—	—	—	актинолит
Хлорит	—	—	—	хлорит
Кварц	—	—	—	кварц
Скаполит	—	—	—	—
Силлиманит	—	—	—	—
Основной плагиоклаз	—	—	—	—

размерами до 0,2—0,3 мм. Довольно часто встречаются зерна без ясных граней. Иногда наблюдаются двойники. Шпинели в скарнах очень мало.

Показатель преломления $N = 1,746 \pm 0,002$. Параметр кубической ячейки, определенный методом вращения, $a_0 = 8,103 \pm 0,005$ кХ.

Шпинель и другие шпинелиды характеризуются формулой $R''R_2O_4$, где R'' —Mg, Fe²⁺, Zn, Mn²⁺, а R''' —Al, Fe³⁺, Cr³⁺, Mn³⁺, причем широко развит изовалентный изоморфизм. Изоморфизм осуществляется часто одновременно как для двухвалентных элементов, так и для трехвалентных. При этом, в зависимости от ионных радиусов катионов, соответственно изменяется параметр элементарной ячейки. Эта зависимость была отмечена В. И. Михеевым (1955). Им выведена формула для вычисления ребра ячейки шпинелей

$$a = 5,778 + 0,95r'' + 2,79r''',$$

где r'' —средний радиус двухвалентных катионов,

r''' —средний радиус трехвалентных катионов.

Пользуясь этой формулой, нами вычислены возможные содержания изоморфных примесей (лишь Fe²⁺ или Fe³⁺).

Если учесть, что увеличение параметра элементарной ячейки нашей шпинели обусловлено изоморфным замеще-

нием магния закисным железом, то шпинель должна иметь следующий состав:

Al_2O_3 —63,2%
FeO —26,8%
MgO —10,0%
<hr style="width: 50%; margin: 0 auto;"/>
100,0%

и химическую формулу $(\text{Mg}_{0.40}\text{Fe}_{0.60})_{1.00}\text{Al}_2\text{O}_4$.

Из группы шпинели в природе встречается плеонаст $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Al}_2\text{O}_4$, в котором содержание FeO достигает 23%. Он характеризуется теми же физическими свойствами и обладает черным, темно-бурым и темно-синим цветом.

Если же изменение параметра ячейки отнесем за счет влияния Fe^{3+} , то получим следующий химический состав:

Al_2O_3 —63,9%
Fe_2O_3 —8,7%
MgO —27,4%
<hr style="width: 50%; margin: 0 auto;"/>
100,0%

и химическую формулу $\text{Mg}(\text{Al}_{1.84}\text{Fe}_{0.16}^{3+})_{2.00}\text{O}_4$.

В природе встречается шпинель подобного состава.

Как указывает А. Г. Бетехтин (1950), в шпинели может быть примесь Fe_2O_3 (наряду с другими примесями), обуславливающая бутылочно-зеленую окраску. Одновременный учет присутствия Fe^{2+} и Fe^{3+} по величине параметра ячейки шпинели приводит к неоднозначному решению. Однако, учитывая цвет шпинели из скарных образований Кедабекского района, можно предположить присутствие как Fe^{2+} , так и Fe^{3+} .

По показателю светопреомления шпинель должна иметь состав 72% MgAl_2O_4 и 28% FeAl_2O_4 , т. е. $(\text{Mg}_{0.72}\text{Fe}_{0.28}^{2+})_{1.00}\text{Al}_2\text{O}_4$, если учитывать замещение магния закисным железом, или 95,5% MgAl_2O_4 и 4,5% MgFe_2O_4 , т. е. $\text{Mg}(\text{Al}_{1.91}\text{Fe}_{0.09}^{3+})_{2.00}\text{O}_4$, если учитывать замещение алюминия окисным железом.

Эти соотношения выводятся из построенной тройной диаграммы состав—свойства системы MgAl_2O_4 — FeAl_2O_4 — MgFe_2O_4 . На рис. 14 представлена составленная нами

$\frac{1}{16}$ часть этой диаграммы.

Расхождения в возможных составах шпинели, определенных по величине параметра элементарной ячейки и по показателю светопреомления, обусловлены отсутствием точной величины параметра элементарной ячейки минералов группы шпинели. Так, В. И. Михеевым (1955) для этих минералов приводятся следующие величины:

Шпинель $MgAl_2O_4 - a_0 = 8,081$
 Герцинит $FeAl_2O_4 - a_0 = 8,119$
 Магнезиоферрит $-MgFe_2O_4 - a_0 = 8,360$.

Х. Штрунц (1962) дает для них иные величины:

Шпинель $MgAl_2O_4 - a_0 = 8,102$
 Герцинит $FeAl_2O_4 - a_0 = 8,135$
 Магнезиоферрит $MgFe_2O_4 - a_0 = 8,383$.

Исходя из данных Х. Штрунца, голубая шпинель из Кедабека соответствует чистой шпинели.

Если взять среднее из всех полученных составов, то получим $(Mg_{0.78}Fe_{0.22})_{1.00}(Al_{1.94}Fe_{0.06}^{3+})_{2.00}O_4$. Расчет параметра элементарной ячейки, исходя из этого состава, по вышеприведенной формуле В. И. Михеева (1955) дает величину $a_0 = 8,100 \text{ \AA}$ (при $r_{Mg^{2+}} = 0,75 \text{ \AA}$; $r_{Fe^{2+}} = 0,79 \text{ \AA}$; $r_{Al^{3+}} = 0,57 \text{ \AA}$; $r_{Fe^{3+}} = 0,67 \text{ \AA}$), что почти совпадает с измеренным параметром.

Синяя или голубая шпинель встречается в Швеции (в Окере), Финляндии (в Лойо, Гельсинге и Сварто), по р. Белой в Якутии, на острове Цейлон. По Г. Лебедеву (1907), такая шпинель содержит до 3,5% окиси железа.

Голубая шпинель с острова Цейлон в литературе была описана Fr. Grünling (1900), G. Melczer (1900), Bauer, Busz. В их описаниях приводятся лишь показатели преломления шпинелей. Для сравнения дадим:

$$N_{Na} = 1,7188 \pm 0,0001 \text{ (G. Melczer)}$$

$$N_{Na} = 1,720 \text{ (Bauer)}$$

$$N_{Na} = 1,726 \text{ (Busz)}$$

$$N = 1,746 \pm 0,002 \text{ (С. А. Махмудов)}$$

Как видно, светопреломление для одинаково окрашенных шпинелей значительно варьирует.

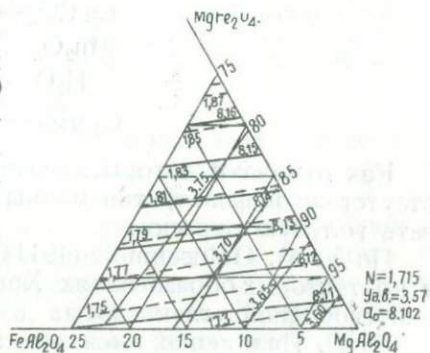
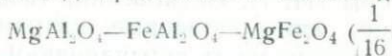


Рис. 14. Диаграмма состав—свойства для



часть диаграммы). Сплошными жирными проведены изолинии удельного веса, параметра элементарной ячейки, а пунктирными—изолинии показателя светопреломления (составлена по материалам А. Н. Вивчелл и Х. Штрунца).

Г. Melczer пытался обесцветить призму голубой шпинели нагреванием. Однако даже получасовое сильное нагревание не привело к сколько-нибудь заметному изменению окраски и он не смог установить изменения светопреломления шпинели после нагревания.

Кальцит

Характерной чертой кальцита, встречаемого в скарновых образованиях Везувиановой горки, является красивый голубой цвет, наряду с которым встречается и серый кальцит. Химический анализ голубых кристаллов (по П. Н. Чирвинскому и Н. А. Орлову, 1914) показал:

Ca CO ₃ —	99,21
Mn ₂ O ₃ —	0,0055
H ₂ O—	0,19
Сумма—	99,4055

Как отмечают авторы, „точными испытаниями доказано отсутствие инфильтратов медных растворов“, могущих вызвать голубую окраску.

По V. M. Goldschmid (1911), окраска голубого кальцита в контактовых образованиях Христиании зависит от включений свободной углекислоты.

П. П. Пилипенко высказал предположение, что окраска кедабекского голубого кальцита связана с присутствием серы (И. Н. Ситковский, 1935). Следует принять во внимание, что рудоносные кварциты Кедабека (темно-серые и черные) имеют вкрапленники голубого кварца.

По мнению И. Н. Ситковского (1935), окраска связана с воздействием радиоактивных излучений из магмы. Это не обосновано, в таком случае все кальциты Везувиановой горки были бы голубыми. Кроме того, нами проверялась радиоактивность образцов из Везувиановой горки в Ленинградском горном институте и получены отрицательные результаты.

Голубую окраску кальцита А. З. Везирзаде (1946) связывает с примесью золота (по аналогии с целестином).

Причиной окраски может быть присутствие в качестве изоморфной примеси некоторого количества стронция, как это показано А. Ф. Коржинским (1956) для голубого кальцита из Гумбейки на Южном Урале.

На термограмме голубого кальцита из Гумбейки (рис. 15) отмечается характерный эндотермический эффект при температуре 940° и незначительный—при 1165° (а по описанию А. Ф. Коржинского, при 1160—1195°), отвечающий диссоциации стронцианита SrCO₃, присутствующего в виде изо-

морфной примеси в голубом кальците (кальцит содержит 0,86% SrO).

На термограмме голубого кальцита из Кедабека отмечается лишь один эндотермический эффект при 910° (нагревание проводилось до 1050°C).

Спектральный анализ нашего голубого кальцита, выполненный М. Н. Чуевой в Ленинградском горном институте, показал: Si—0,2%, Mg—0,5%, Mn—0,05%, Cu—следы, Sr—0,001%, Fe—0,1%.

Спектральный анализ голубого кальцита на содержание Sr, выполненный Б. Э. Ройзмал в Институте геологии АН Азерб. ССР, показал ~0,3%.

Как видно из этих анализов, сделать какой-либо вывод о влиянии Sr на окраску кедабекского кальцита невозможно.

Нами была снята дебаграмма голубого кальцита (табл. 10). Условия съемки: железный антикатод, 30 кв, 10 ма, 31 час. Для сравнения приводятся также данные рентгенометрического исследования голубого кальцита из Гумбейки на Южном Урале (условия съемки: медное излучение, 27 кв, 20 ма, 2 часа, аналитик Е. К. Васильев) и данные для кальцита, взятые из рентгенометрического определителя В. И. Михеева (условия съемки: железный антикатод, 30 кв, 9 ма, 8 час.).

Из дебаграммы определяем параметры гексагональной ячейки голубого кальцита из Кедабека: $a_0 = 5,014 \pm 0,006$ кХ; $c_0 = 17,07 \pm 0,04$ кХ. Эти параметры несколько превосходят параметры ячейки исландского штата: $a_0 = 4,9898 \pm 0,0003$ кХ; $c_0 = 17,060 \pm 0,005$ кХ (Х. Штрунц, 1962), что можно было бы объяснить присутствием стронция. А параметры ромбоэдрической ячейки следующие: $a_{rh} = 6,384$ кХ, $\alpha = 46^\circ 13'$.

Гранаты

Гранаты в скарнах представлены различными разновидностями—от бесцветного до бурого. Характерной чертой кристаллов граната является преимущественное развитие ромбо-додокаэдра {110}, хотя очень редко можно заметить и присутствие тонких граней тетрагон-триоктаэдра {211}. Размеры кристаллов не превосходят 7—8 мм.

П. Н. Чирвинский и Н. А. Орлов (1914) изучали желтоватый гранат, для которого приводят удельный вес 3,896 г/см³ и результаты химического анализа (среднее из двух определений) (табл. П).

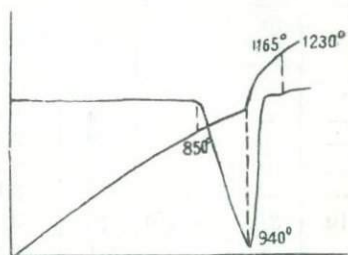


Рис. 15. Термограмма голубого кальцита из Гумбейки на Южном Урале (по А. Ф. Коржинскому).

Расчеты дебаеграмм кальцитов

Кальцит из Кедабека			Кальцит из Гумбейки		Эталонный кальцит по В. И. Михееву			
<i>l</i>	d_{α}/n	d_{β}/n	<i>l</i>	d_{α}	<i>hkl</i>	<i>l</i>	d_{α}/n	d_{β}/n
—	—	—	4	3,85	1012	2	3,849	(3,489)
—	—	—	2	3,49	—	—	—	—
—	—	—	6	3,35	1014 $\bar{3}$	4	(3,339)	3,027
—	—	—	3	3,13	—	—	—	—
10	3,03	(2,75)	10	3,02	1014	10	3,029	(2,746)
—	—	—	1	2,82	1120 $\bar{3}$	1	(2,748)	2,491
4	2,51	(2,27)	5	2,49	1020	5	2,490	(2,257)
6	2,297	(2,082)	6	2,25	1123	6	2,277	(2,064)
5	2,101	(1,904)	6	2,09	2022	7	2,088	(1,893)
8	1,924	(1,744)	9	1,906	0224; 1018	8	1,912	(1,733)
9	1,882	(1,706)	9	1,869	1126	9	1,869	(1,694)
—	—	—	—	—	1232 $\bar{3}$	1	(1,766)	1,601
—	—	—	—	—	2028 $\bar{3}$	1	(1,671)	1,514
1	1,634	(1,481)	3	1,619	2131	2	1,626	(1,474)
3	1,611	(1,460)	5	1,601	1232	6	1,601	(1,451)
3	1,530	(1,387)	5	1,516	2028	6	1,520	(1,378)
—	—	—	2	1,471	1235	3	1,473	(1,335)
3	1,446	(1,311)	5	1,434	3030	5	1,440	(1,305)
3	1,427	(1,293)	5	1,417	0. 0. 0. 12	4	1,418	(1,286)
1	1,359	1,232	—	—	2157	1	1,357	1,230
1	1,346	(1,220)	3	1,337	0. 2. 2. 10	2	1,338	(1,212)
2	1,303	(1,181)	4	1,292	1238	3	1,295	(1,173)
—	—	—	4	1,230	1. 1. 2. 12	3	1,233	(1,118)
3	1,187	(1,076)	4	1,174	2. 1. 3. 10	4	1,179	(1,068)
4	1,159	1,051	3	1,150	1344;	6	1,152	1,044
—	—	—	—	—	3148 $\bar{3}$; 4044 $\bar{3}$	—	—	—
3	1,147	1,040	2	1,138	3039; 2246	3	1,141	(1,034)
—	—	—	1	1,118	—	—	—	—
2	1,067	(0,967)	2	1,056	2. 0. 2. 14	1	1,062	(0,963)
6	1,051	0,953	6	1,043	3148; 4044	10	1,0444	0,9467
5	1,040	0,943	4	1,032	2249	2	1,0335	0,9368
6	1,017	0,922	5	1,012	3. 0. 3. 12	6	1,0090	0,9146
—	—	—	1	0,982	—	—	—	—
—	—	—	1	0,974	—	—	—	—
—	—	—	4	0,934	—	—	—	—
—	—	—	1	0,922	—	—	—	—
—	—	—	1	0,918	—	—	—	—

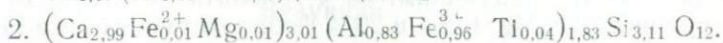
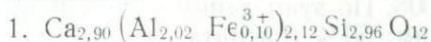
Результаты химического анализа гранатов
Везувиановой горки

Компоненты	1		2	
	вес. %	Мол. кол-во	вес. %	Мол. кол-во
SiO ₂	39,12	0,651	39,16	0,652
TiO ₂	не опр.	—	0,72	0,009
Al ₂ O ₃	22,75	0,223	8,84	0,086
Fe ₂ O ₃	1,77	0,011	15,98	0,100
FeO	не опр.	—	0,10	0,001
MnO	следы	—	0,09	0,001
MgO	следы	—	не опр.	—
CaO	35,84	0,639	35,13	0,626
П. п. п.	0,15	—	—	—
H ₂ O	—	—	0,22	—
Сумма	99,61	1,524	100,24	1,475
Автор	W Müller (1891)		П. Н. Чирвинский, Н. А. Орлов (1914)	
Аналитик	N. Vauvert		Н. А. Орлов	

При пересчете на модалый состав получаем следующие результаты.

	1	2
Андрадит	4,6	47,5
Гроссуляр	93,2	41,0
Излишки	2,2	11,5
	(Al ₂ O ₃ ; SiO ₂)	(SiO ₂ ; CaO; TiO ₂)
	100,0	100,0

Кристаллохимические расчеты на основе 12 атомов кислорода показали:



Из таблицы 11 и кристаллохимических формул следует, что в анализе 1 имеется избыток алюминия и кремния, а в анализе 2—кремния и кальция.

В гранат-везувиан-клинтоновом скарне гранат представлен гроссуляром. Показатель преломления $N=1,735 \pm 0,002$,

параметр элементарной ячейки, определенный методом вращения, $a_0 = 11,840 \pm 0,005 kX$. Измерен параметр ячейки и для другого кристалла бесцветного граната — $a_0 = 11,867 \pm 0,005 kX$, т. е. он близок к гроссуляру.

Спектральный анализ нашего желтоватого граната, выполненный М. Н. Чуевой в Ленинградском горном институте, показал следующее содержание: Ti—0,05%, Al—5—15%, Mg—1%, Mn—0,05%, Cr—0,001%, Ga—0,005%, Fe—5—8%, Na—0,2%, Ni—следы, Si—следы.

Силлиманит

Силлиманит нами в скарновых образованиях не встречен. Он более характерен для кристаллических сланцев и гнейсов, образованных за счет глинистых сланцев.

По Г. И. Керимову, он пользуется весьма ограниченным развитием и представлен мелкими длинно-призматическими и игольчатыми бесцветными кристалликами с достаточно ясной спайностью и слабым плеохроизмом от бесцветного по N_g до светло-синеватого по N_p ; имеют положительное удлинение [$cN_g = 0$; $N_g - N_p = 0,024$; $2V = (+) 30^\circ$].

Геленит

Геленит образует плотные мелкозернистые массы темно-серого цвета. Показатели светопреломления следующие: $N_o = 1,681 \pm 0,001$; $N_e = 1,667 \pm 0,001$; $N_o - N_e = 0,014$. По этим данным, согласно А. Н. Винчелл и Г. Винчелл (1953), в составе минерала 65% ферроокерманита $Ca_2FeSi_2O_7$, 30% геленита $Ca_2Al_2SiO_7$ и 5% окерманита $Ca_2MgSi_2O_7$. Удельный вес минерала—3,156 г/см³.

Под микроскопом образует трещиноватые зерна со спайностью по пинакoidу (001) и призме. Угол между трещинами спайности— 90° . Размеры зерен геленита колеблются от $0,18 \times 0,36$ до $0,72 \times 1,80$ мм.

Г. И. Керимовым (1958₃) даются несколько иные показатели светопреломления: $N_o = 1,662 \pm 0,001$; $N_e = 1,654 \pm 0,002$; $N_o - N_e = 0,008$. По этим данным, состав минерала должен быть следующим: 50% геленита $Ca_2Al_2SiO_7$, 30% окерманита $Ca_2MgSi_2O_7$ и 20% ферроокерманита $Ca_2FeSi_2O_7$. По описанию П. Н. Чирвинского и Н. А. Орлова (1914), размеры зерен геленита из „кедабекита“—0,5—0,7 мм. Удельный вес его агрегата—3,151 г/см³. Твердость—около 5,5. Хорошо заметна спайность в шлифе. Двупреломление очень слабое, погасание относительно элементов ограничения и трещин спайности прямое. Одноосный, отрицательный.

После кипячения и настаивания в соляной кислоте минерал легко и нацело разлагается с выделением студенистого кремнезема. Указанными авторами приводится химический анализ геленита (в вес. %):

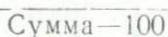
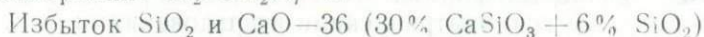
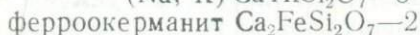
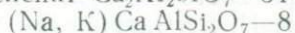
SiO ₂	35,94
Al ₂ O ₃	22,54
FeO	0,46
CaO	38,31
Na ₂ O	0,72
K ₂ O	0,35
Cl	0,04
H ₂ O	1,11
<hr/>	
Сумма	99,47

При расчете этого анализа на кристаллохимическую формулу на основе 7 атомов кислорода (как это следует из структуры минералов этой группы) получаем следующую формулу:



Из этой формулы видно, что в анализе имеется большой избыток SiO₂ и CaO; кроме того, анализ содержит воду в количестве 1,11%, чего в геленитах не бывает.

Этот анализ можно рассчитать на модалный состав (в мол. %)



Последний расчет указывает на наличие в анализируемой пробе возможной примеси волластонита и незначительного кварца.

Эпидот

Эпидота мало. Он окрашен в характерный фисташково-зеленый цвет, обладает высокой интерференционной окраской. Двупреломление $N_g - N_p = 0,033$ и $2V = (-) 72^\circ$ (данные Г. И. Керимова). По этим данным, эпидот содержит 30% $\text{Ca}_2\text{Fe}_3\text{S}_3(\text{OH})\text{O}_{12}$.

Везувиан

Кедабекский везувиан привлек внимание исследователей еще в XIX столетии. Сведения о везувиане имеются в работах О. Коп (1883), А. Варенцова (1887), Е. С. Федорова (1903), П. Н. Чирвинского и Н. А. Орлова (1914), И. Н. Ситковского и А. З. Везирзаде (1946, 1952), Г. П. Барсанова (1949) и др.

Везувиан встречается как в виде хорошо образованных кристаллов до 10 см, так и в микрокристаллических агрегатах, вплоть до сливных образований. По цвету различаются светло-зеленый и канифольно-коричневый, бурый везувиан. В сливных образованиях можно наблюдать постепенное изменение окраски от одного цвета до другого.

Под микроскопом зерна везувиана крупные, трещиноватые, прозрачные, почти бесцветные. Рельеф — высокий. Минерал одноосный, оптически отрицательный. Двупреломление слабое. Интерференционная окраска серая, серо-коричневая, бурая. Иногда наблюдается фиолетовая, синелиловая аномальная интерференционная окраска, располагающаяся пятнами. Спайность слабо выражена.

В иммерсионной жидкости для везувиана определены следующие показатели светопреломления, близкие к данным Г. П. Барсанова и других: для светло-зеленого — $N_o = 1,708 \pm 0,002$, $N_e = 1,705 \pm 0,002$, $N_o - N_e = 0,003$; для бурого — $N_o = 1,720 \pm 0,002$, $N_e = 1,715 \pm 0,002$, $N_o - N_e = 0,005$. Удельный вес светло-зеленого везувиана — $3,26 \text{ г/см}^3$, бурого — $3,32 \text{ г/см}^3$.

Первое кристаллографическое изучение кедабекского везувиана проведено О. Корн. Он установил 12 форм, из которых {995}, {441}, {454} и {4.17.4} были новыми для везувианов вообще. Облик — короткостолбчатый. Соотношение осей — $a : c = 1 : 0,5349$. Затем П. Н. Чирвинский установил еще три новых формы.

Детальными гониометрическими исследованиями А. З. Везирзаде, кроме найденных О. Корн (за исключением {995}), были установлены еще 8 новых форм для кедабекских везувианов. Среди них 4 формы — {232}, {252}, {277} и {373} — вообще новые для везувиана. По наиболее полной сводке С. М. Курбатова (1946), эти формы еще не были отмечены для везувианов.

В противоположность О. Корну, А. З. Везирзаде отмечает дипирамидальный облик кристаллов зеленого везувиана.

Таблица 12

Формы	Среднее из измерений		Вычислено		Вычислено по $\rho_{111} = 37^\circ 14'$ (С. А. Махмудов)	
	(Г. П. Барсанов)		φ	ρ	φ	ρ
{122}	$20^\circ 30'$	$29^\circ 49'$	$26^\circ 34'$	$31^\circ 03'$	$26^\circ 34'$	$31^\circ 00'$
{331}	$45^\circ 38'$	$77^\circ 39'$	45°	—	45°	$66^\circ 19'$
{441}	$44^\circ 57'$	$70^\circ 46'$	45°	—	45°	$71^\circ 48'$
{142}	$23^\circ 10'$	$30^\circ 33'$?	$6^\circ 17' (?)$	$14^\circ 02'$	$47^\circ 55'$
{034}	$0^\circ 05'$	$22^\circ 55'$	$0 (?)$	—	0°	$21^\circ 57'$

Соотношение осей $a : c = 1 : 0,5384$

Г. П. Барсанов для светло-зеленого везувиана указывает как призматический, так и дипирамидальный облик, причем призматический преобладает. Для кристаллов канифольно-коричневого — исключительно дипирамидальный облик. При измерении им обнаружены 15 форм, из которых 11 были ранее установлены вышеуказанными исследованиями (см. табл. 13). Что касается остальных форм, то к сожалению, достоверность их невелика (см. табл. 12), особенно, если учесть, что Г. П. Барсанов утверждает об установлении двух новых форм вообще для везувиана, а именно [142] и [034].

Как видно из таблицы 12, координаты для форм [122], [331] и [142] не совпадают с вычисленными координатами для этих форм даже в пределах погрешности. При вычислении символов по координатам, приведенным Г. П. Барсановым, получаются следующие формы: вместо [122] — [388], вместо [331] — [661] и вместо [142] — [377]. Из них формы [388] и [661] не были еще указаны для везувианов вообще.

К сожалению, имеются неточности и в ссылках на работы О. Копп и П. Н. Чирвинского. Например, П. Н. Чирвинский (1914) отмечает преобладание пирамиды [111], а Г. П. Барсанов приписывает ему указание на преобладание пирамиды [331].

Нами проводилось гониометрическое изучение одного кристалла светло-зеленого везувиана на кафедре кристаллографии Ленинградского горного института. Кристалл величиной 0,6 см имеет короткостолбчатый облик с пирамидами на обоих концах.

Установлены 9 простых форм. Главными являются [010] и [111], среднее развитие имеют [110] и [331]. При измерении была обнаружена очень слабо развитая форма с координатами $\varphi = 33^\circ 52'$, $\rho = 77^\circ 26'$. По координате φ первые два индекса символа этой формы относятся как 2:3. Вычисление символа по ρ дает для формы символ [14. 21. 3]. Однако, учитывая слабость развития граней и возможность ошибки в определении координат для подобных граней, мы придаем этой форме символ [461]. Эта форма отмечается впервые для кедабекского везувиана.

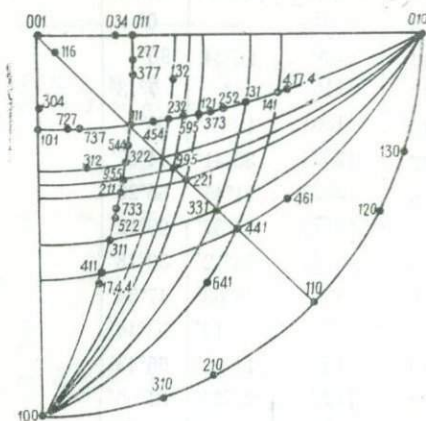


Рис. 16. Стереографическая проекция форм, установленных на кристаллах везувиана из Кедабека.

Таблица установленных форм на кристаллах везувиана
из Кедабека с вычисленными координатами

№№ п/п	Символы форм	Вычисленные координаты		А в т о р				
		φ	ρ	О Korn (1883)	П. Н. Чирвин- ский и Н. А. Орлов (1914)	И. Н. Ситков- ский и А. З. Ве- зирзаде (1946)	Г. П. Бар- санов (1949)	С. А. Мах- мудов (1960)
1	{010}	0°	90°	+	+	+	+	+
2	{110}	45°	90°	+	+	+	+	+
3	{011}	0°	28°15'	+	+	+	+	
4	{111}	45°	37°14'	+	+	+	+	+
5	{221}	45°	56°40'	+		+	+	
6	{331}	45°	66°19'	+		+	+(?)	+
7	{441}	45°	71°48'	+*		+	+	
8	{995}	45°	53°50'	+*		—		
9	{454}	38°39'	40°43'	+*		+		
10	{121}	26°34'	50°14'	+		+	+	
11	{131}	18°26'	59°32'	+	+	+	+	+
12	{ 4.17.4}	13°15'	66°54'	+*		+		
13	{001}	—	0°		+	+	+	+
14	{120}	26°34'	90°		+		+	+
15	{116}	45°	7°13'		+			
16	{130}	18°26'	90°			+		+
17	{232}	33°41'	44°07'			+*		
18	{252}	21°45'	55°26'			+*		
19	{277}	15°57'	29°12'			+*		
20	{377}	23°12'	30°18'			+		
21	{595}	29°03'	47°54'			+*		
22	{373}	23°12'	53°46'			+*		
23	{141}	14°02'	65°43'			+		
24	{122}	26°34'	31°00'				+(?)	
25	{132}	18°26'	40°22'				+	
26	{142}	14°02'	47°55'				+(?)	
27	{034}	0°	21°57'				+*	
28	{461}	33°41'	75°32'					+

* Формы, впервые установленные для везувианов вообще.

Расчет дебаграмм везувианов из Кедабека

№№ п/п	Светло-зеленый везувиан				Бурый везувиан			
	<i>hkl</i>	<i>I</i>	d_{α}/n	d_{β}/n	<i>hkl</i>	<i>I</i>	d_{α}/n	d_{β}/n
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	420; 322	2	3,46	3,14	420; 322	2	3,43	3,10
2	—	—	—	—	004 β	1	3,22	2,92
3	501; 431; 440 β	6	3,00	2,72	501; 431; 440 β	5	2,99	2,71
4	004	4	2,93	2,64	004	4	2,92	2,64
5	600 β	3	2,85	2,59	600 β	3	2,84	2,57
6	440; 502; 432	9	2,74	2,48	440; 502; 432	9	2,73	2,47
7	600	9	2,582	2,341	600; 522	9	2,573	2,332
8	314	1	2,512	2,277	—	—	—	—
9	620	7	2,447	2,218	620	6	2,441	2,212
10	005	4	2,338	2,119	005	2	2,336	2,117
11	315	6	2,114	1,916	315	3	2,108	1,911
12	543; 325	4	2,057	1,864	543; 325	2	2,049	1,857
13	800	3	1,935	1,754	—	—	—	—
14	820; 624; 216	5	1,878	1,702	820; 624; 216	3	1,874	1,698
15	842 β	1	1,826	1,655	842 β	1	1,824	1,654
16	217 β ; 851 β	3	1,789	1,622	217 β ; 851 β	3	1,784	1,617
17	535	4	1,757	1,593	535	4	1,753	1,589
18	941 β ; 327 β	2	1,719	1,558	941 β ; 327 β	2	1,712	1,552
19	007	2	1,671	1,515	007	2	1,668	1,512

1	2	3	4	5	6	7	8	9
20	842	8	1,660	1,505	842	7	1,654	1,499
21	217; 851	10	1,625	1,473	217; 851	10	1,620	1,468
22	—	—	—	—	913	1	1,563	1,417
23	941; 327	6	1,557	1,411	941; 327	6	1,553	1,408
24	905; 10.3.3	2	1,532	1,389	—	—	—	—
25	844	5	1,491	1,351	844	6	1,488	1,348
26	914	4	1,475	1,337	914	4	1,473	1,335
27	905; 10.3.3	6	1,386	1,256	905; 10.3.3	5	1,382	1,253
28	963; 855	4	1,343	1,217	963; 855	4	1,340	1,215
29	069; 775	5	1,298	1,176	069; 775	6	1,296	1,175
30	209; 538	3	1,280	1,161	209; 538	5	1,277	1,157
31	618	6	1,267	1,148	618	3	1,265	1,147
32	14. 0.0	2	1,222	1,108	14.0.0	2	1,219	1,105
33	11. 4.4	2	1,205	1,092	—	—	—	—
34	13.2.1; 0.0.10	1	1,172	1,063	—	—	—	—
35	10.9.1; 947	3	1,145	1,038	—	—	—	—
36	14.0.0	7	1,106	1,003	14.0.0	6	1,104	1,001
37	928; 768	1	1,102	0,998	—	—	—	—
38	819; 749	5	1,076	0,976	819; 749	4	1,074	0,973
39	948	2	1,070	0,970	—	—	—	—
40	10.3.8; 3.0.11	3	1,041	0,945	—	—	—	—
41	15.0.0	5	1,032	0,936	15.0.0	5	1,031	0,935
42	10.4.8; 7.2.10	3	1,024	0,928	10.4.8; 7.2.10	3	1,022	0,926
43	6.5.10	4	1,006	0,912	6.5.10	2	1,005	0,911

В таблице 13 приводятся формы, установленные в разное время разными исследователями на кристаллах везувиана из Кедабека.

Нами вычислены сферические координаты для всех установленных простых форм на кристаллах везувианов из Кедабека и составлена стереографическая проекция. Она представлена на рис. 16. Сюда не включены формы {122} и {142}.

Таким образом, кедабекские везувианы явились тем благодарным материалом, на котором были установлены 9 новых форм вообще для везувианов (если отнести сюда форму {034}; по нашим вычислениям, она достоверная).

С целью выявления различий между светло-зеленым и каинфольно-коричневым везувианом нами были сняты их лебаграммы и определены параметры ячейки методом вращения. Условия съемки: железный антиматод, 30 кв, 10 ма, 40 час.

Для светло-зеленого везувиана

$$a_0 = 15,48 \pm 0,01 \text{ кХ}; \quad c_0 = 11,69 \pm 0,01 \text{ кХ}.$$
$$a_0 : c_0 = 1,324; \quad a : c = 1,873.$$

Для каинфольно-коричневого

$$a_0 = 15,45 \pm 0,01 \text{ кХ}; \quad c_0 = 11,67 \pm 0,01 \text{ кХ};$$
$$a_0 : c_0 = 1,324; \quad a : c = 1,873.$$

В таблице 14 даны межплоскостные расстояния и индексы отражающих плоскостей для везувианов из Кедабека.

Рентгенометрическое изучение везувиана произведено В. Е. Warren и D. J. Modell (1931) и установлена формула $\text{Ca}_{10}\text{Al}_4(\text{Mg},\text{Fe})_2(\text{OH},\text{F})_4[\text{Si}_2\text{O}_7]_2[\text{SiO}_4]_5$, где Al может замещаться Fe и V.

Для сравнения химического состава кедабекских везувианов на основе этой формулы нами вычислены теоретические составы везувиана с учетом возможных замещений Al_2O_3 на Fe_2O_3 и MgO на FeO. Результаты расчетов даны в таблице 15. Химические анализы кедабекских везувианов, а также для сравнения средний химический состав везувиана из 10 анализов по Дэна (П. Н. Чирвинский, 1953), приведены в таблице 16.

Г. П. Барсанов указывает на различие в химическом составе светло-зеленого и коричневого везувианов. Отличие он видит в значительно большем содержании Fe_2O_3 и в относительно большем содержании группы RO относительно SiO_2 в коричневом везувиане по сравнению со светло-зеленым.

Согласно теоретическому составу, содержание Al_2O_3 в везувианах не может быть более 14,36%, при условии отсутствия Fe_2O_3 . Но химические анализы всегда показывают

Теоретические составы везувиана, рассчитанные по формуле В.Е. Warren и D. J. Modell (1931)

Состав	$10\text{CaO} \cdot 9\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O} \cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{MgO}$	$10\text{CaO} \cdot 9\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O} \cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{MgO} \cdot \text{FeO}$	$10\text{CaO} \cdot 9\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O} \cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{FeO}$	$10\text{CaO} \cdot 9\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{MgO}$	$10\text{CaO} \cdot 9\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{MgO} \cdot \text{FeO}$	$10\text{CaO} \cdot 9\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{FeO}$	$10\text{CaO} \cdot 9\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O} \cdot 2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{MgO}$	$10\text{CaO} \cdot 9\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O} \cdot 2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{MgO} \cdot \text{FeO}$	$10\text{CaO} \cdot 9\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O} \cdot 2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{FeO}$
SiO ₂	38,00	37,25	36,36	36,49	35,74	35,01	36,51	35,76	35,06
Al ₂ O ₃	14,36	13,97	13,76	6,89	6,75	6,60	—	—	—
Fe ₂ O ₃	—	—	—	10,80	10,58	10,36	20,72	20,37	19,94
FeO	—	4,94	9,68	—	4,77	9,33	—	4,60	9,00
MgO	5,70	2,75	—	5,48	2,65	—	5,27	2,55	—
CaO	39,40	38,62	37,78	37,91	37,12	36,36	35,16	34,43	33,75
H ₂ O + 110°	2,54	2,47	2,42	2,43	2,39	2,34	2,34	2,29	2,25
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Химические анализы везувианов из Келабека

Минерал	Зеленый	Зеленый	Бурый	Бурый	Зеленый	Зеленый (среднее из трех анализов)	Бурый (среднее из двух анализов)	Среднее из 10 анализов Дэна
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	36,81	38,61	36,65	36,94	37,94	37,79	36,80	37,35
TiO ₂	—	—	—	0,94	0,09	0,03	0,47	0,61
Al ₂ O ₃	15,46	16,30	17,02	17,26	19,31	17,02	17,14	14,54
Fe ₂ O ₃	5,42	3,59	4,53	4,49	1,59	3,53	4,51	3,55
FeO	0,69	0,69	—	0,13	0,09	0,49	0,06	1,66
MnO	следы	—	—	0,03	0,03	0,01	0,01	0,50
MgO	3,66	2,07	3,43	3,37	3,75	3,16	3,40	3,94
CaO	35,57	37,30	36,01	36,25	36,67	36,42	36,13	35,46
Na ₂ O	—	—	0,57	0,13	0,15	0,05	0,35	0,48
K ₂ O	следы	0,38	0,26	0,05	0,02	0,13	0,15	0,24
CO ₂	—	0,22	—	—	—	—	—	—
H ₂ O - 110°	—	—	—	0,07	0,08	—	—	—
H ₂ O + 110°	2,06	0,90	1,68	0,60	0,78	1,25	1,14	1,66
B ₂ O ₃	не опр.	не опр.	не опр.	0,084	0,111	0,11	0,08	—
F	не опр.	не опр.	не опр.	0,0080	0,01	0,01	0,01	—
Сумма	99,67	100,06	100,15	100,3529	100,621	100,00	100,25	99,99
Автор	О. Корн (1883)	П. Н. Чирвинский и Н. А. Орлов (1914)	И. Н. Ситковский и А. З. Везирзаде (1946)	Г. П. Барсанов (1949)			П. Н. Чирвинский (1953)	

присутствие Fe_2O_3 до 5% и более, причем сумма Al_2O_3 и Fe_2O_3 в некоторых анализах достигает 22% (при значительном преобладании Al_2O_3 над Fe_2O_3). Окисное железо всегда присутствует в везувианах.

Исследования А. А. Бильдюкевич, В. М. Винокурова, М. М. Зарипова, Ю. Е. Польского и В. Г. Степанова показали, что при комнатной температуре на длинах волн $\lambda = 3,2 \text{ см}$ и $\lambda = 0,8 \text{ см}$ обнаруживается эффект парамагнитного резонансного поглощения в монокристаллах ряда минералов. Предварительный анализ спектров показал, что в везувиане, в частности, эффект резонансного поглощения обязан ионам Fe^{3+} .

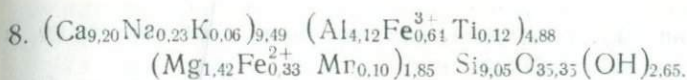
Обратное явление обнаруживается для FeO и MgO . По теоретической формуле, содержание MgO должно быть 5,70% (при отсутствии FeO) и сумма MgO и FeO —свыше 7% (при соотношении их 1:1). По химическим анализам, их сумма колеблется от 2,65 до 4,35%, а содержание MgO —не более 3,75%.

В формуле В. Е. Warren и D. J. Modell (1931) содержатся 4 группы (ОН), что при пересчете на теоретический состав (см. табл. 15) составляет от 2,25 до 2,54% H_2O . Ни в одном анализе кедабекского везувиана не установлено такое содержание H_2O . Наоборот, в них оно очень малое, в большинстве не превышает 2%, снижаясь до 0,60%.

Отсюда можно заключить, что теоретическая формула (Warren и Modell, 1931) не отвечает химическим анализам кедабекских везувианов, поэтому следовало бы проверить кристаллическую структуру и вывести соответствующую формулу везувиана.

Химические анализы таблицы 16 пересчитаны нами на минералогические формулы на основе 38 атомов кислорода (т. е. на основе формулы В. Е. Warren и D. J. Modell):

1. $\text{Ca}_{9,15} (\text{Al}_{4,39} \text{Fe}_{0,18}^{3+})_{5,37} (\text{Mg}_{1,31} \text{Fe}_{0,14}^{2+})_{1,45} \text{Si}_{8,85} \text{O}_{34,71} (\text{OH})_{3,29}$
2. $(\text{Ca}_{9,60} \text{K}_{0,12})_{9,72} (\text{Al}_{4,68} \text{Fe}_{0,67}^{3+})_{5,35} (\text{Mg}_{0,74} \text{Fe}_{0,15}^{2+})_{0,89} \text{Si}_{9,35} \text{O}_{36,55} (\text{OH})_{1,45}$
3. $(\text{Ca}_{9,25} \text{Na}_{0,25} \text{K}_{0,09})_{9,60} (\text{Al}_{4,81} \text{Fe}_{0,81}^{3+})_{5,62} \text{Mg}_{1,23} \text{Si}_{8,79} \text{O}_{35,32} (\text{OH})_{2,68}$
4. $(\text{Ca}_{9,39} \text{Na}_{0,06})_{9,45} (\text{Al}_{4,94} \text{Fe}_{0,81}^{3+} \text{Ti}_{0,17})_{5,95} (\text{Mg}_{1,20} \text{Fe}_{0,13}^{2+})_{1,23} \text{Si}_{8,93} \text{O}_{37,04} (\text{OH})_{0,96}$
5. $(\text{Ca}_{9,23} \text{Na}_{0,07})_{9,40} (\text{Al}_{5,41} \text{Fe}_{0,23}^{3+} \text{B}_{0,05} \text{Ti}_{0,02})_{5,76} (\text{Mg}_{1,33} \text{Fe}_{0,02}^{2+})_{1,35} \text{Si}_{9,01} \text{O}_{36,77} (\text{OH})_{1,23}$
6. $(\text{Ca}_{9,36} \text{N}_{2,03} \text{K}_{0,03})_{9,42} (\text{Al}_{4,81} \text{Fe}_{0,63}^{3+} \text{B}_{0,16})_{5,50} (\text{Mg}_{1,12} \text{Fe}_{0,10}^{2+})_{1,22} \text{Si}_{9,07} \text{O}_{36,01} (\text{OH})_{1,99}$
7. $(\text{Ca}_{9,32} \text{Na}_{0,17} \text{K}_{0,06})_{9,55} (\text{Al}_{4,86} \text{Fe}_{0,81}^{3+} \text{B}_{0,03} \text{Ti}_{0,09})_{5,79} (\text{Mg}_{1,21} \text{Fe}_{0,01}^{2+})_{1,22} \text{Si}_{8,85} \text{O}_{35,18} (\text{OH})_{1,82}$



Спектральные анализы наших везувианов из Кедабека, кроме основных элементов Si, Al, Mg, Fe, Ca, показали следующие результаты (табл. 17).

Анализы 1 и 3 проведены по нашей просьбе в спектральной лаборатории Северо-Западного геологического управления (Ленинград), а анализы 2 и 4 любезно выполнены канд. геол.-мин. наук М. Н. Чуевой в Ленинградском горном институте.

Присутствие элементов, содержащихся в малых количествах, можно объяснить изоморфной примесью их к основным элементам. С железом связаны Ni, Mn, Co, Ti, V, с кальцием—Na, Y, Yb, Ce, Sr, с магнием—Zr и Sc, с алюминием—B и Ga.

Таблица 17

Элемент \ Минерал	Зеленый везувиан		Бурый везувиан	
	1	2	3	4
Be	—	следы	< 0,0001	0,0001
B	не опр.	0,002	не опр.	—
Ti	~ 0,03	0,05	~ 0,3	0,05
Mn	~ 0,03	0,05	~ 0,03	0,05
Ga	~ 0,003	0,005	~ 0,003	0,003
Ni	~ 0,001	0,0001	0,003—0,01	0,001
V	~ 0,003	не опр.	0,003—0,01	не опр.
Ce	—	—	не опр.	0,0005
Cu	< 0,003	0,001	< 0,003	—
Na	0,1—0,3	0,2	0,1—0,3	0,2
Y	—	не опр.	0,001—0,003	не опр.
Zr	0,01—0,03	не опр.	0,01—0,03	не опр.
Co	0,001—0,003	—	0,001—0,003	—
Sr	—	0,001	—	—
Sc	—	—	—	0,0005
Yb	—	не опр.	0,0001	не опр.

На содержание бериллия в везувианах впервые указали в 1930 г. Ч. Пэлач и Г. Бауэр. А. А. Беус (1957) пришел к выводу о следующем возможном замещении кремния бериллием в везувианах из Центрального Казахстана:



В кедабекских везувианах содержание бериллия незначительное—0,0001%, но в них же содержание фтора 0,0089—0,01%. Отсюда можно сделать заключение, что и в кедабек-

ских везувианах, возможно, идет такое же замещение, но в очень малых количествах.

Незначительное содержание меди можно объяснить близостью медного месторождения. Кристаллы везувиана по трещинам иногда окрашены в ярко-зеленый цвет пленками солей меди.

Наиболее интересным в везувианах Кедабека является содержание галлия в количестве 0,003—0,005%. Галлий связан с алюминием. Подобное явление подмечено М. А. Кашказем в алунитах Заглика (1939), а впоследствии исследовалось Г. Х. Эфендиевым и Б. Нейманзаде (1957).

Кедабекские везувианы до сих пор не были изучены термически. При нагревании до 1100° устанавливается один эндотермический эффект—при 950—1040° для зеленого везувиана и при 1000—1035°—коричневого, отвечающий их дегидратации. При этом происходит потеря веса в количестве 1,43—1,73%.

А. Ф. Коржинский (1958) изучал везувиан (виллюит) из скарновых образований Оспинского гипербазитового массива в Восточных Саянах. На термограмме (рис. 17) отмечены три эндотермических эффекта в интервале температур 1000—1095°, 1180—1200° и 1220—1240°, отвечающих соответственно дегидратации, спеканию и плавлению виллюита.

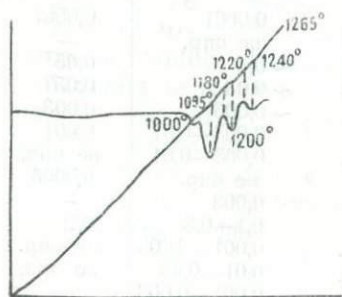


Рис. 17. Термограмма виллюита.

При расшифровке дебаграммы установлено, что в состав продуктов дегидратации виллюита входят волластонит и ис-

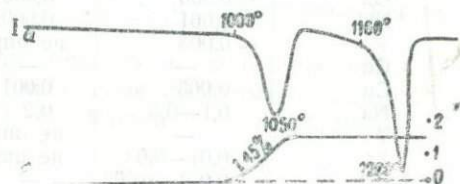


Рис. 18. Термограмма кедабекского везувиана

кусственное соединение состава $2\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$ (это отвечает формуле гсленита.—С. М.).

Из сравнения термограмм видно, что температура дегидратации кедабекских везувианов несколько ниже таковой в иллюита.

При нагревании везувианов (как зеленого, так и бурого) до 1250° фиксируются два эндотермических эффекта в интервалах 1000—1050° и 1160—1200° (рис. 18).

Первый эндотермический эффект соответствует дегидратации. Второй эндотермический эффект отвечает спеканию

дегидратизированного везувиана. Спек очень плотный, темно бурого цвета со светопреломлением $N = 1,644 \pm 0,001$.

Таким образом, можно прийти к следующим выводам:

1. Кедабекские везувианы характеризуются богатством простых форм—установлено 28 форм.

2. Светло-зеленый и бурый везувиан различаются по размерам элементарной ячейки, по удельному весу и показателям светопреломления.

3. В светло-зеленом везувиане содержание Fe_2O_3 меньше, чем в буром.

4. Теоретическая формула не соответствует химическим анализам кедабекских везувианов, а также среднему из 10 анализов Дэна, поэтому следует проверить кристаллическую структуру минерала.

Диопсид

Диопсид пользуется ограниченным развитием.

Диопсид в пироксен-воластонитовом скарне характеризуется: $N_g = 1,696 \pm 0,002$; $N_p = 1,667 \pm 0,002$; $N_g - N_p = 0,029$; $cN_g = 38^\circ$, $2V = (+) 58^\circ$. Г. И. Керимовым (1958₃) приводятся следующие показатели светопреломления: $N_g = 1,698 \pm 0,002$, $N_m = 1,677 \pm 0,002$, $N_p = 1,668 \pm 0,002$, $N_g - N_p = 0,030$, $cN_g = 40 - 44^\circ$; $2V = (+) 59^\circ$. По этим оптическим свойствам диопсид содержит около 6% геденбергитовой молекулы $CaFe_{12}O_6$. Размеры зерен диопсида преимущественно не превышают $0,8 \times 1,9$ м.м.

Воластонит

Воластонит встречается часто и обычно в виде крупно-зернистых масс, реже—в виде отдельных кристаллов, тесно ассоциирующих с крупнокристаллическим белым и серым кальцитом и местами с везувианом и гранатом. Кристаллы иногда достигают 10 см в направлении наибольшего удлинения.

Таблица 18

Компоненты	Воластонит Кедабека	Теоретич. состав
SiO_2	50,79	51,72
Al_2O_3	0,28	—
Fe_2O_3	0,25	—
CaO	47,41	48,28
MgO	0,32	—
Сумма	99,05	100,00

И. Н. Ситковским и А. З. Везирзаде (1946) из кальцита был извлечен таблитчатый по a $\{100\}$, двойниковый кристалл толщиной 10 мм, длина которого в направлении оси Y оказалась равной 46 мм, а в направлении оси Z —21 мм. Минерал сильно просвечивает в краях, а более мелкие и тонкие—в массе. Плоскости спайности местами обнаруживают перламутровый блеск. Цвет—серый, светло-серый. Удельный вес при 16°C—2,883 г/см³.

Химический анализ показал следующие соотношения компонентов (в вес. %) (табл. 18).

Авторами было исследовано 9 кристаллов, имевших характерный габитус—они таблитчаты по a $\{100\}$ и вытянуты по второй оси $[010]$.

Таблица 19

Углы	Число кристаллов	Число измерений	Измеренные			Вычисленные
			максимальные	минимальные	среднее	
$a:c = (100):(001)$	9	9	84°43'	84°28'	84°36'	—
$a:v = (100):(101)$	9	9	44°43'	44°28'	44°35'	—
$a:w = (100):(102)$	1	1	—	—	60°59'	60°59'
$a:u = (100):(105)$	1	1	—	—	74°12'	74°26'
$a:t = (100):(\bar{1}01)$	6	6	50°49'	50°15'	50°31'	50°27'
$a:m = (100):(110)$	4	5	46°21'	46°05'	46°12'	46°17'
$a:z = (100):(320)$	2	2	34°56'	34°52'	34°54'	34°53'
$a:x = (100):(120)$	9	11	64°37'	64°14'	64°27'	—
$a:f = (100):(\bar{1}11)$	4	4	59°32'	59°09'	59°20'	59°15'
$c:f = (001):(\bar{1}11)$	4	4	55°33'	55°12'	55°26'	56°22'
$a:n = (100):(\bar{3}22)$	4	4	47°34'	47°05'	47°16'	47°11'
$c:n = (001):(\bar{3}22)$	4	4	62°45'	62°10'	62°21'	62°28'
$a:\mu = (100):(\bar{1}22)$	4	4	73°19'	72°56'	73°10'	73°01'
$c:\mu = (001):(\bar{1}22)$	4	4	50°24'	50°06'	50°17'	50°11'
$c:\bar{c} = (001):(00\bar{1})$	2	2	11°04'	10°34'	10°49'	10°48'

На кристаллах установлены 12 форм. По зоне II оси $[010]$ установлены: a $\{100\}$, c $\{001\}$, v $\{101\}$, t $\{\bar{1}01\}$, w $\{102\}$ и u $\{105\}$. Из них u $\{105\}$ была новой для волластонита.

По зоне вертикальной оси $[001]$ установлены: m $\{110\}$, x $\{120\}$, z $\{320\}$, а по зоне $[011]$ — f $\{\bar{1}11\}$, μ $\{\bar{1}22\}$, n $\{\bar{3}22\}$.

Результаты измерений кристаллов А. З. Везирзаде сведены в табл. 19.

На основании этих измерений вычислены геометрические константы кристаллов:

$$a : b : c = 1,0506 : 1 : 0,9624; \beta = 95^\circ 24'.$$

По этим константам минерал относится к параволластониту, т. е. к моноклинной разности. А. Н. Винчелл и Г. Винчелл (1953) для параволластонита приводят следующие константы:

$$\frac{1}{2} a : b : c = 1,052 : 1 : 0,965; \beta = 95^\circ 25' \text{ и параметры элементарной ячейки } a = 15,33, b = 7,28, c = 7,07.$$

Определение нами показателей преломления волластонита дало следующие результаты: $N_g = 1,631 \pm 0,001$, $N_m = 1,627 \pm 0,001$, $N_p = 1,616 \pm 0,001$, $N_g - N_p = 0,015$; $(-)2V = 40^\circ$.

Параметр b , измеренный нами методом вращения, оказался равным $b = 7,26 \pm 0,01$ μX .

Спектральный анализ, выполненный М. Н. Чуевой в Ленинградском горном институте, показал следующие содержания элементов в волластоните: В—0,0001%, Ti—0,1%, Mn—0,05%, Ni—0,0001%, Cu—0,001%, Na—0,1%.

Клинтонит

Особенностью скарных образований Кедабекского района является еще наличие в них редкого минерала—хрупкой слюды, описанной под названием брандизит (И. Н. Ситковский, 1935). И. Н. Ситковский брандизит установил в двух ассоциациях: среди скаполито-волластонито-клинохлоро-везувианового скарна и в миаролитовых пустотах среди диоритов, в 3—5 м от контакта диоритов со скарнами.

Минерал светло- и голубовато-зеленый с ясной спайностью по {001} и перламутровым блеском на плоскости спайности. Встречается в таблитчатых и столбчатых кристаллах с шестиугольным сечением. Установлены три формы—{001}, {010} и {110}. Грани последних двух форм имеют штриховку, затрудняющую кристаллографическое изучение. Размер кристаллов доходит до 1 см.

Минерал оптически двуосный, отрицательный. $2V = 20 - 24^\circ$; вычисленный $2V = 31^\circ$. Показатели преломления: $N_g = 1,661 \pm 0,001$, $N_m = 1,660 \pm 0,001$, $N_p = 1,647 \pm 0,001$, $N_g - N_p = 0,014$.

Для хрупких слюд группы ксантофиллита, куда относится и брандизит, важное значение имеет положение плоскости оптических осей, определяющее для этой группы название минерала. По Х. Штунцу (1962), у ксантофиллита и брандизита, несколько обогащенного Fe, плоскость оптических осей проходит параллельно b (010), у клинтонаита, имеющего тот же состав, что и ксантофиллит,—перпенди-

кулярно b (010)*. Такого же мнения придерживается В. Е. Трегер (1958).

По А. Н. Винчелл и Г. Винчелл (1953), клинтонит, брандизит, ксантифиллит имеют одинаковое расположение плоскости оптических осей—параллельно (010), а минерал, входящий в эту группу и имеющий противоположное расположение вышеуказанной плоскости, назван зейбертитом.

Хрупкая слюда из Кедабека с этой точки зрения не исследована, хотя И. Н. Ситковский (1948) отмечает, что „плоскость N_g почти перпендикулярна пинакоиду [001]“. Это не совсем точно. Как известно, N_g не имеет своей плоскости; кроме того, пинакоид изображен как третье кристаллографическое направление.

Учитывая важное значение установления расположения плоскости оптических осей для правильного определения названия хрупкой слюды из Кедабека и ввиду того, что определена кристаллическая структура именно этой слюды (Ю. А. Ахундов, Х. С. Мамедов и Н. В. Белов, 1961), нами были проведены тщательные исследования ее. При этом получены следующие данные:

$$cN_p = 5^\circ; N_m = a; N_g = b \text{ и}$$

$$\perp (110) \begin{cases} = 61^\circ \\ N_m = 30^\circ \\ N_p = 88^\circ. \end{cases}$$

Оптическая ориентировка минерала приведена на рис. 19.

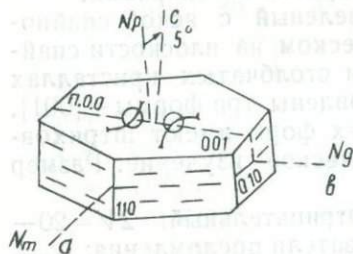


Рис. 19. Оптическая ориентировка хрупкой слюды из Кедабека.

Таким образом, плоскость оптических осей перпендикулярна к (010), так что минерал не может быть назван брандизитом, а соответствует клинтониту или зейбертиту. Мы склонны принять первое название.

Химические анализы клинтонита из Кедабека приводятся в таблице 20. Удельный вес—2,98 (И. Н. Ситковский, 1935)—3,12 (Ю. А. Ахундов и др., 1961).

Спектральный анализ, выполненный в Северо-Западном геологическом управлении в гор. Ленинграде, наряду с основными компонентами Si, Al, Ca, Mg, показал следующее содержание элементов: Mn—0,01%, Ga—0,01%, Ni—0,02%, Fe—1%, Cu—0,001%, Na—0,2%, Zn—0,02%, Co—0,01%. Здесь наиболее интересным является содержание галлия

в количестве 0,01 %, которое любезно проверено М. Н. Чувой.

По определению Г. Х. Эфендиева (1957), в клинтоните Кедабека содержание галлия доходит до 0,07—0,08 %.

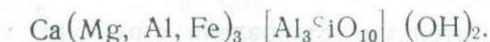
Таблица 20
Химические анализы клинтонита Везувиановой горки

Место взятия	В миаролитовой пустоте диоритов вблизи скарнов	В скарнах	В скарнах (среднее из 2 анализов)
Автор	И. Н. Ситковский	И. Н. Ситковский и А. З. Везирзаде	Г. Х. Эфендиев
Аналитик	Куликова, Ростов	Нордштейн, АЗИИ, Баку	Г. Х. Эфендиев
SiO ₂	17,93	18,96	16,23
Al ₂ O ₃	46,03	41,58	45,52
Fe ₂ O ₃	0,54	3,99	2,65
FeO	—	—	0,51
MnO	0,04	—	—
MgO	19,82	18,38	16,84
CaO	13,40	13,94	14,60
Cl	0,35 (0,39)	не опред.	не опред.
H ₂ O _{-105°}	0,20	—	0,61
H ₂ O _{+105°}	1,24 (1,76)	3,81	3,29
Сумма	99,55	100,76	100,25

При пересчете химических анализов нами получены следующие формулы:

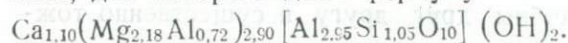
- Ca_{1,04}(Mg_{2,13}Al_{1,21}Fe_{0,03}³⁺)_{3,37} [Al_{2,71}Si_{1,29}O₁₀]
([OH]_{0,60}Cl_{0,04}O_{1,36})_{2,00}
- Ca_{1,05}(Mg_{1,92}Al_{0,76}Fe_{0,21}³⁺)_{2,89} [Al_{2,67}Si_{1,33}O₁₀] ([OH]_{1,83}O_{0,17})_{2,00}
- Ca_{1,12}(Mg_{1,79}Al_{1,00}Fe_{0,14}³⁺Fe_{0,03}²⁺)_{2,56} [Al_{2,84}Si_{1,16}O₁₀]
([OH]_{1,75}O_{0,45})_{2,00}.

Из этих данных формула клинтонита Кедабека приближается к



Здесь наиболее интересным является отношение Al : Si = 3 : 1, тогда как до сих пор было известно, что Al : Si может достигь 1 : 1, но не более. Надо отметить, что это не единственный случай.

Японские исследователи Такеучи и Саданага (Y. Takeuchi a. R. Sadanaga, 1959) определили структуру ксантофилита, для которого дают формулу



Как отмечают Ю. А. Ахундов, Х. С. Мамедов и Н. В. Белов (1961), это явление можно истолковать уже как замещение алюминия на одну четверть кремнием, т. е. позволяет выделить новую алюминатную группу среди силикатов и даже ставить вопрос о полном замещении в тетраэдрах Si на Al.

Таблица 21

Расчет дебаеграммы клинтона

№№ п/п	<i>hkl</i>	<i>l</i>	$d_{a/n}$	$d_{\beta/n}$
1	006 β	4	(3,52)	3,19
2	006	8	3,19	(2,09)
3	030	2	3,02	2,74
4	200 β	2	(2,81)	2,55
5	200	5	2,55	2,31
6		2	2,436	2,208
7	008; 043 β	2	2,330	2,112
8		1	2,198	1,992
9	043	8	2,113	(1,919)
10	0.0.10	10	1,922	(1,742)
11		3	1,846	1,673
12	312 β	3	(1,782)	1,615
13		3	1,688	1,530
14	060 β	2	(1,634)	1,481
15	312	8*	1,616	1,465
16	0.0.14 β	2	(1,498)	(1,358)
17	060	10	1,482	(1,343)
18	400 β	1	(1,446)	1,310
19		1	1,422	1,289
20		2	1,376	1,247
21	0.0.14	4	1,357	1,230
22	400	7	1,311	(1,189)
23		2	1,262	1,144
24	β	2	(1,206)	1,093
25	0.0.16	5	1,184	1,073
26	0.0.18 β	2	(1,164)	1,055
27		7	1,098	(0,995)
28	0.0.18	7	1,0572	(0,9583)
29		6	1,0241	0,9283
30		2	1,0147	0,9197

* двойная линия.

Этими исследователями установлена структура хрупкой слюды из Кедабека (1961). При этом они исходили из структуры мусковита—маргарита и получили хорошую аналогию, что позволило им допустить, что проекции (010) у мусковита и данной хрупкой слюды „изоморфны“.

С другой стороны, японскими исследователями отмечается иная структура для ксантофиллита. По их указанию, распределение интенсивности рефлексов (*hOl*) для маргарита и зейбертита подобны друг другу и существенно тож-

дественны с таковым ксантофиллита после преобразования индексов.

Таким образом, структуры ксантофиллита и хрупкой слюды Кедабека отличаются друг от друга. Это отличие хорошо проявляется и в различии оптической индикатрисы— у ксантофиллита плоскость оптических осей параллельна (010), а у хрупкой слюды Кедабека—перпендикулярна (010). У мусковита она также перпендикулярна (010). Это дает нам основание называть хрупкую слюду Кедабека клинтонитом, а не брандизитом, как это было до сих пор. Это имеет значение в том отношении, что в мировую литературу структура этого минерала входит как структура брандизита, а не клинтона, что может дать нежелательные результаты и привести к путанице.

Параметры элементарной ячейки: $a_0 = 5,18 \text{ \AA}$, $b_0 = 9,09 \text{ \AA}$; $c_0 = 18,90 \text{ \AA}$, $\beta = 85^\circ$. По оси b выделяется псевдопериод $b' = 3,03 \text{ \AA}$. Пространственная группа — $C_{2h}^6 = C2/c$. Число формульных единиц в ячейке $Z = 4$ (Ю. А. Ахундов, Х. С. Мамедов и Н. В. Белов, 1961).

Ввиду отсутствия дебаеграммы клинтона в рентгенометрическом определителе В. И. Михеева (1957), в таблице 21 приводится расчет дебаеграммы описываемого минерала. Условия съемки: железный антикатод, 30 кв, 10 ма, 43 час.

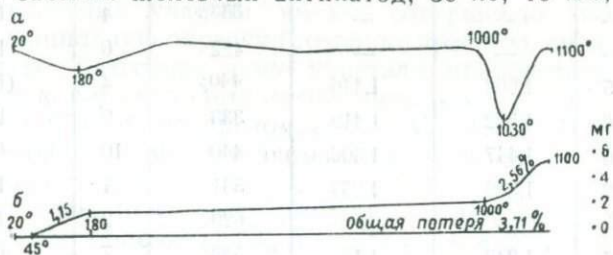


Рис 20. Термограмма клинтона (а—дифференциальная кривая, б—кривая потери веса).

На термограмме клинтона отмечаются 2 эндотермических эффекта в интервалах 45—180° и 1000—1030°. Одновременно была снята кривая потери веса („кривая обезвоживания“) (см. рис. 20).

Потеря веса происходит в два этапа:

в интервале	45—180°	—1,15%
	1000—1100°	—2,56%
	Общая потеря—3,71%.	

Высокотемпературный эндотермический эффект при 1000—1030° соответствует выделению воды, после чего происходит разрушение кристаллической структуры минерала с образованием шпинели, что подтверждено рентгенометрическим изучением материала прокаливания (табл. 22).

Расчет дебаеграммы продукта нагревания клинтона до 1120°

№№ п/п	Продукт нагревания клинтона до 1120°			Шпиль из бассейна р. Куранах состава $(Mg_{0,84} Fe_{0,16}^{2+})_{1,00}$ $(Al_{1,95} Fe_{0,05}^{3+})_{2,00} O_4$; Д. П. Сердюченко, В. А. Молева (1951)		
	<i>l</i>	$d_{a/n}$	$d_{\beta/n}$	<i>hkl</i>	<i>l</i>	$d_{a,n}$
1	—	—	—	111	4	4,65
2	2	3,78	3,41	—	—	—
3	2	(3,22)	2,91	220 β	1	(3,13)
4	9	2,90	2,62	220	7	2,85
5	2	(2,73)	2,46	311 β	5	(2,69)
6	9	2,44	2,20	311	10	2,42
7	2	(2,27)	2,05	400 β	2	(2,23)
8	10	2,038	1,840	400	8	2,02
9	3	1,962	1,771	—	—	—
10	1	(1,835)	1,656	422 β	2	(1,817)
11	5	1,768	1,596	—	—	—
12	—	—	—	333 β	4	(1,714)
13	—	—	—	422	6	1,645
14	5	1,602	1,446	440 β	4	(1,581)
15	6	1,572	1,419	333	9	1,552
16	10	1,447	1,306	440	10	1,427
17	2	1,389	1,254	531	1	1,367
18	—	—	—	620	2	1,279
19	5	1,249	1,127	533	7	1,231
20	—	—	—	622	1	1,218
21	3	1,176	1,061	444	5	1,166
22	1	1,140	1,029	551	3	1,132
23	—	—	—	800 β	1	(1,114)
24	—	—	—	642	7	1,080
25	4	1,065	0,961	553	9	1,052
26	—	—	—	555 β	2	(1,029)
27	5	1,027	0,927	800	8	1,011
28	2	0,946	0,854	555	—	—
29	3	0,914	0,825	840	—	—
30	1	0,856	0,772	931	—	—
31	7	0,833	0,752	844	—	—

Таким образом, учитывая все вышесказанное, можно прийти к выводу, что хрупкая слюда, встречающаяся в скарновых образованиях Кедабекского района, должна быть названа клинхлором.

Клинхлор

И. Н. Ситковский и А. З. Везирзаде (1946) встретили клинхлор в крупных зернах — до 1 — 1,5 см, лукового-зеленого цвета. В шлифе плеохроирует. Угасание до 3°, удлинение положительное. Двуосен. Показатели светопреломления: $N_g = 1,585$, $N_p = 1,575$, $N_g - N_p = 0,010$.

Скаполит

Скаполит нами встречен лишь в одном шлифе, да и то в таком количестве, что невозможно было провести его детальное изучение. По Г. И. Керимову (1958₃), среди скаполитов имеются богатые натрием разновидности, характеризующиеся слабым рельефом и довольно низкими интерференционными окрасками (серой, реже желтоватой) и напоминающие альбит. Богатые же кальцием разновидности характеризуются более высоким рельефом и довольно высокой интерференционной окраской. При этом на одном и том же кристалле часто отдельные участки имеют совершенно различную интерференционную окраску (розовую, красную, синюю, желтую, серую), благодаря чему кристалл приобретает весьма характерную для скаполита пятнистость ($c.N_e = 0$, $N_o - N_e = 0,025 - 0,034$). Светопреломление: $N_o = 1,587 \pm 0,002$; $N_e = 1,558 \pm 0,002$. Отмечены аномальные кристаллы, в которых $2V$ доходит до $(-)$ 4°.

По показателям светопреломления скаполит должен содержать 72% мейонита $Ca_4 Al_6 Si_5 O_{24} CO_3$ и 28% маршалита $Na_4 Al_3 Si_9 O_{24} Cl$.

По двупреломлению содержание мейонита колеблется в пределах 63 — 78%.

В скарнах также отмечаются вторичные хлорит (пеннин), кварц, каолинит. В них нередко присутствуют отмеченные в литературе основной плагиоклаз (битовнит-анортитового ряда) и редкие зерна апатита, магнетита и других аксессуарных минералов.

ПОРОДЫ, СЛАГАЮЩИЕ СКАРНОВОЕ ТЕЛО

Как указывалось выше, в строении скарнового тела участвует большой ряд минералов. Однако преобладающими минералами в месторождении являются везувиан, кальцит,

Количественно-минералогический состав пород

Скарн	Среднее из	Гранат	Везувиан	Волластонит	Пироксен
Гранатовый	3	97,4	—	—	—
Гранат-везувиановый	5	16,6	64,9	4,2	—
Везувиановый	4	0,2	97,6	—	0,7
Волластонит-везувиановый	6	1,7	65,6	32,2	0,5
Клинтонит-кальцит-гранатовый	4	69,6	—	—	1,4
Пироксен-волластонитовый	1	—	—	22,9	10,3
Кальцит-волластонитовый	4	—	—	78,9	—
Геленитовая порода	1	—	9,4	—	1,1

гранат и волластонит, сочетания которых дают те или иные типы скарновых пород.

На основании петрографического изучения шлифов образцов, взятых со всего скарнового тела, выделяются 8 типов пород: гранатовый, гранат-везувиановый, везувиановый, волластонит-везувиановый, клинтонит-кальцит-гранатовый, пироксен-волластонитовый, кальцит-волластонитовый и геленитовый, количественно-минералогический (в объем. %) состав которых приведен в таблице 23.

Гранатовый скарн

Зеленовато-бурая мелкозернистая плотная порода, состоит из граната (97,4%) и редких включений мелких зернышек кварца (1,7%) и амфибола (0,9%). Под микроскопом структура гранобластовая, гипидиобластовая.

Гранат желтовато-зеленый, бурый. Образует крупные и мелкие кристаллы; почти все зональные, аномальные. В аномальных зонах обладает серой интерференционной окраской. Эти зоны ведут себя оптически иногда как одноосные положительные, а иногда как двуосные минералы.

Кварц занимает промежутки между зернами граната, либо в виде слоя располагается между двумя зонами граната, либо заключен в его кристаллы.

Амфибол светло-зеленого цвета. Плеохроирует от светло-зеленого цвета до бесцветного. Угол погасания — 15°.

Присутствует несколько зернышек кальцита, заключенных в гранат.

скарнового тела Везувиановой горки (в объем. %)

Кальцит	Клинто- нит	Амфи- бол	Геленит	Кварц	Скапо- лит	Вторич- ные	Основ- ная мас- са
—	—	0,9	—	1,7	—	—	—
6,8	—	—	—	—	—	7,5	—
1,1	—	—	—	—	0,4	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
18,1	10,9	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	66,8
21,1	—	—	—	—	—	—	—
1,3	—	—	82,5	—	—	5,7	—

Гранат-везувиановый скарн

Порода серого и зеленого цвета, иногда с налетом медной зелени, среднезернистого, участками мелкозернистого сложения. Наблюдаются кристаллы везувиана величиной до 5 мм (64,9%) и мелкие зерна граната (16,6%). Реже наблюдаются крупные кристаллы волластонита (4,2%), присутствуют кальцит (6,8%) и вторичные (7,5%).

Под микроскопом структура пойкилобластовая, переходная к ситовидной, также пойкилогранобластовая.

Везувиан образует зернистую массу с серой, буровой, коричневой интерференционной окраской. Иногда наблюдается сине-фиолетовая аномальная интерференционная окраска. Встречаются зональные зерна. Везувиан замещает гранат и сам замещается кальцитом.

Гранат образует мелкие зерна, реже — сплошные крупные поля. Он бесцветен или слегка буроват, обычно изъеден по краям карбонатным веществом.

Волластонит встречается не во всех образцах. Характеризуется крупными зернами с $2V = (-) 34^\circ$, $cN_p = 33^\circ$.

Кальцит наблюдается двух типов: один образует округлые зерна, другой — развит по трещинам граната, везувиана и волластонита.

Порядок образования минералов: волластонит, гранат, везувиан, кальцит, вторичные минералы — каолинит, эпидот.

Везувиановый скарн

Порода главным образом состоит из крупных порфиробластов везувиана (97,6%). Кроме того, наблюдаются пироксен (0,7%), в незначительном количестве гранат (0,2%), скаполит (0,4%) и кальцит (1,1%).

Крупные зерна везувиана имеют зональное строение. Обладает слабым двупреломлением, отличающимся в разных зонах. Середина порфиробласта — „ядро“ — более или менее

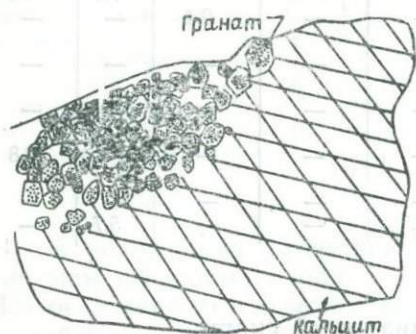


Рис. 21. Кристаллы граната в кальците.

темно-коричневого цвета (при скрещенных николях). Вокруг него широкая кайма с темно-бурой интерференционной окраской. Далее к периферии идут зоны с более светлой окраской (с большим двупреломлением) — до темно-серой. Везувиан бесцветен, трещиноват.

Пироксен в шлифе бесцветный, образует удлиненно-призматические формы. По краям обычно резорбирован карбонатным и крем-

нистым материалом. Пироксен характеризуется $cN_g = 50-54^\circ$; $2V = (+) 54-58^\circ$.

В зернах кальцита гранат образует небольшие скопления мельчайших зерен изометричной формы размером от 0,02 до 0,1 мм (рис. 21).

В кальците с характерной спайностью наблюдаются механические двойники.

В некоторых разностях вместо пироксена в скарне в незначительном количестве появляется скаполит. В таких разностях везувиан образует почти изотропные неправильные, сильно трещиноватые зерна.

Скаполит обладает спайностью, одноосный и отрицательный. Двупреломление, измеренное компенсатором Берека, $N_o - N_e = 0,014$, что соответствует дипиру с 35% мейонитовой молекулы.

Волластонит-везувиановый скарн

Порода крупнозернистая, состоит из волластонита (32,2%), бурого везувиана (65,6%), граната (1,7%), пироксена (0,5%). Волластонит — серого цвета, образует плотный агрегат пластинчатых выделений со спайностью. На плоскостях спайности — иризирующий блеск. Везувиан тесно сростается с волластонитом.

том, не имея кристаллографических очертаний, сильно трещиноват, на изломе имеет алмазный блеск.

Под микроскопом структура скарна гранобластовая и пойкилобластовая. Зерна везувиана различной величины, местами проявляющие аномальную интерференционную окраску. Везувиан имеет слабо выраженную спайность по (001), относительно которой $c/N_e = 0^\circ$. В шлифе наблюдается грань (011), с нормалью которой N_e составляет 28° .

Волластонит образует крупные и мелкие идиоморфные зерна, которые находятся также в виде включений среди массы везувиана и образуют агрегатные скопления. Он часто разъедается по краям везувианом. Содержание его в некоторых случаях доходит до 50%. Встречаются как простые, так и полисинтетические двойники волластонита. В отдельных индивидах замечается продольное и поперечное замещение везувианом, затем кальцитом (рис. 22).

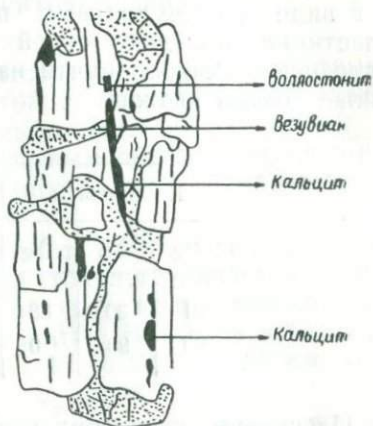


Рис. 22. Замещение волластонита везувианом.

Кристаллы волластонита в сечениях $N_g N_p$ дают блоковое погасание. Для волластонита на Федоровском столике получены следующие данные: $2V = (-) 36 - 42^\circ$; $cN_p = 33^\circ$.

В более мелкозернистых разностях в незначительном количестве встречаются мелкие зерна граната, участками наблюдается гидроксид железа.

Клинтонит-кальцит-гранатовый скарн

Порода светлая, светло-зеленоватая, голубоватая, крупно- и мелкозернистая. Отчетливо видны шестиугольные пластинки клинтонита. Зерна граната белые, прозрачные.

Под микроскопом порода имеет гранобластовую, участками пойкилобластовую структуру.

Главные составные части — гранат (69,6%) и кальцит (18,1%); присутствует клинтонит (10,9%) и пироксен (1,4%). Гранат образует крупные и мелкие трещиноватые зерна, включающие зерна кальцита и хрупкой слюды. Бесцветный; относится к гроссуляру с $N = 1,735 \pm 0,002$. Он замещает пироксен, а также первичный кальцит породы.

Кальцит устанавливается двух типов. Первый тип замещает пироксен и образует пойкилитовые вросстки в гранате.

Второй тип — замещает гранат и клинтонит и образовался в последнюю очередь.

В значительной степени в породе развита и хрупкая слюда — клинтонит. Клинтонит наблюдается в радиально-лучистых агрегатах, в виде прямоугольных табличек с совершенной спайностью или без нее (в зависимости от сечения) и в виде шестиугольных пластинок. В последнем случае пластинки обладают серой интерференционной окраской. Встречаются зерна, почти нацело замещенные кальцитом, а также совсем свежие.

Таблица 24

Координаты			Кристаллографический элемент	2V
N_g	N_m	N_p		
61	30	88	\perp (110)	(-)20°
90	90	0	\perp (001)	(-)24°

Плоскость оптических осей у хрупкой слюды перпендикулярна (010), оптическая ориентировка ее следующая $cN_p = 5^\circ$; $N_m = a$; $N_g = b$; координаты относительно кристаллографических элементов приводятся в таблице 24.

Иногда встречается разность, содержащая в незначительном количестве пироксен. Его константы $2V = (+) 58 - 60^\circ$, $cN_g = 41^\circ$. Пироксен замещается кальцитом.

В породе в незначительном количестве присутствует шпинель голубого цвета. Клинтонит образуется за счет шпинели; нередко в ядрах зерен клинтонита можно заметить незамещенные остатки шпинели. Показатель светопреломления шпинели $N = 1,746 \pm 0,002$. Порядок образования минералов: шпинель, пироксен, гранат, клинтонит, кальцит.

Пироксен-воластонитовый скарн

Структура пойкилопорфиробластовая с гранобластовой основной тканью. Порода состоит из мелкокристаллической массы (66,8%) и крупных выделений воластонита (22,9%) и пироксена (10,3%).

Мелкокристаллическая масса имеет флюидальное строение и образована мельчайшими ксеноморфными зернышками воластонита и граната.

По фибробласты, в основном, представлены воластонитом, образующим нередко двойники. Угол между спайностями (100) и (001) составляет 84° . При измерении на Федоровском столике получено $2V = (-) 34 - 40^\circ$.

Диопсид характеризуется: $N_g = 1,696 \pm 0,002$; $N_p = 1,667 \pm 0,002$; $N_g - N_p = 0,029$; $2V = (+) 58^\circ$; $cN_g = 38^\circ$.

Порфиробласты замещаются гранат-волластонитовой мелкокристаллической массой.

Кальцит-волластонитовый скарн

Порода крупнозернистая белесовато-серая. Характерными минералами являются волластонит белого, серого цвета (78,9%) и голубой и серый кальцит (21,1%).

Под микроскопом состоит, главным образом, из крупных зерен волластонита и заключенного между его кристаллами кальцита.

Волластонит, как обычно, разбит многочисленными трещинами, которые заполнены криптокристаллическим карбонатным веществом. Иногда мелкие зерна волластонита включены в крупные зерна кальцита. Величина зерен волластонита колеблется от $1,08 \times 1,44$ до $2,16 \times 4,68$ мм. Волластонит имеет $2V = (-) 38^\circ$; $cN_p = 33^\circ$.

Кальцит двух типов: крупнокристаллический и скрытокристаллический. Первый в виде крупных ксеноморфных зерен заполняет промежутки зерен волластонита, второй — развивается по трещинам последнего.

Геленитовая порода

Мелкозернистая темно-серого цвета порода с гетеробластовой, гранобластовой структурой. В основном состоит из геленита (82,5%), образующего трещиноватые зерна, везувiana (9,4%), кальцита (1,3%), волластонита (1,1%) и вторичных (5,7%). Хорошо заметна спайность геленита по пинакоиду (001) и призме. Угол между трещинами спайности 90° . Удельный вес — $3,156$ г/см³. Двупреломление слабое. Угасание относительно элементов ограничения и трещин спайности — прямое. Оптически одноосный, отрицательный. Показатели преломления, определенные иммерсионным методом, оказались равными: $N_o = 1,681 \pm 0,001$, $N_e = 1,667 \pm 0,001$, $N_o - N_e = 0,014$. По этим данным, согласно А. Н. Винчелл и Г. Винчелл (1953), в составе минерала 65% ферросокерманита $Ca_2FeSi_2O_7$, 30% геленита $Ca_2Al_2SiO_7$ и 5% окерманита $Ca_2MgSi_2O_7$. Размеры зерен геленита колеблются от $0,18 \times 0,36$ до $0,72 \times 1,80$ мм.

В промежутках между зернами геленита наблюдаются в незначительном количестве кальцит и волластонит. Местами геленит замещается мелкокристаллической массой, состоящей, в основном, из везувiana и граната. Зерна геленита

усеяны множеством трудноопределимых включений изометрической и призматической форм.

Волластонит характеризуется следующими данными. Угол между спайностями $(100):(101) = 50^\circ$; $(100):(001) = 84^\circ$; $(001):(\bar{1}01) = 46^\circ$.

СПЕКТРАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СКАРНОВЫХ ПОРОД

Спектральным анализом в скарных породах Везувиано-вой горки установлены следующие акцессорные элементы: Cu, Ni, V, Sn, Ag, Cr, Ba, Ga, Ti, Mn (а алик Б. Э. Ройзман). Результаты анализов приведены на диаграмме (рис. 23).

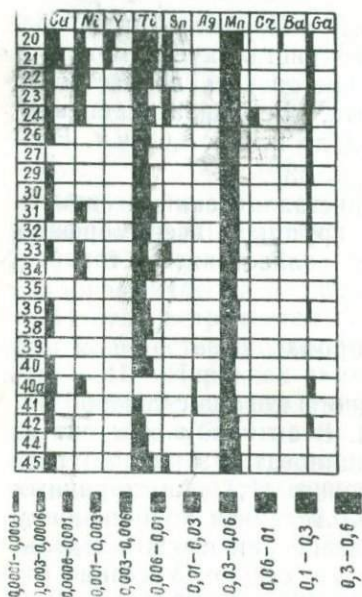


Рис. 23. Диаграмма содержания акцессорных элементов в скарных породах.

Наиболее характерным элементом является марганец (от 0,01 до 0,06%), количество которого в эндоскарнах поднимается до 0,15%. От марганца не отстают титан (от 0,01 до 0,20%), при этом опять в эндоскарнах содержание его поднимается до 0,40%. Титан отсутствует в геленитовой породе.

Остальные элементы присутствуют не во всех типах пород. Так, медь (0,001—0,006%), никель (0,001—0,006%), галлий (0,0003—0,0007%), гафний (0,001—0,006%), олово (0,001%), барий (0,0001%) более или менее характерны для эндоскарнов, но встречаются и в экзоскарнах. В этом, очевидно, сказалось неравномерно-распределенного алюмосиликатного материала.

Серебро (0,0001%) обнаружено лишь в клинтонаит-кальцит-гранатовом скарне и в геленитовой породе. Хром (0,002%) присутствует только в волластонит-везувиановом скарне.

ДИАГРАММЫ СОСТАВ — ПАРАГЕНЕЗИС

Из приведенного описания скарных пород и парагенетического анализа приходим к выводу, что скарные образования многоминеральны, а это свидетельствует о том, что

карнированию здесь подвергались известняки, имевшие некоторую примесь алюмосиликатного материала. Напомним, что карбонатность лужитанской толщи составляет 75 — 97%. В связи с этим в высокотемпературную стадию были образованы роговики, впоследствии замещенные скарновыми образованиями — скарноидами.

Скарноидами, по предложению Д. С. Коржинского (1953), называются скарновые образования, возникающие по породам известково-силикатного и известково-алюмосиликатного состава. Скарноиды сложены теми же минералами, что и скарны. В отличие от обычных скарнов скарноиды сложены двумя или тремя минералами, и в зонах отсутствует правильная реакционная зональность. Распределение минералов в скарноидах обусловлено первичным неравномерным распределением в них алюмосиликатного материала. Кроме того, скарноиды имеют большую мощность по сравнению с обычными скарнами при прочих равных условиях.

Контактово-метасоматический процесс, имевший место на Везувияновой горке, можно подразделить на три стадии;

- I. Роговиковая,
- II. Скарновая:
 - 1) высокотемпературная ступень,
 - 2) менее высокотемпературная ступень,
- III. Послескарновая (низкотемпературная).

Каждая из этих стадий характеризуется диаграммой состав — парагенезис (см. также табл. 9).

Роговиковая стадия

Минеральный состав роговиков был представлен геленитом, волластонитом, шпинелью, кальцитом, пироксеном и гранатом.

Минеральный состав и парагенезисы роговиков приведены на рис. 24

Из парагенезисов диаграммы наиболее характерны следующие: пироксен+волластонит+гранат; геленит+волластонит+гранат; шпинель+гранат+кальцит.

Из исследования шлифов устанавливаем, что геленит с пироксеном не встречается. Из диаграммы видно, если инертны CaO , SiO_2 и Al_2O_3 , то возможны ассоциации или пироксен+геленит, или волластонит+гроссуляра.

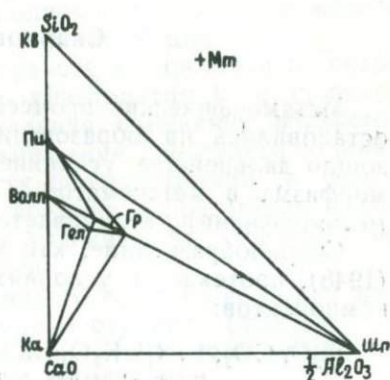
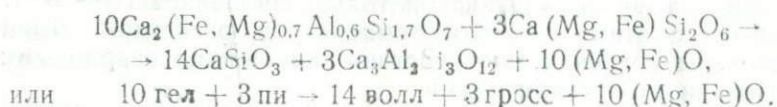


Рис. 24. Диаграмма состав-парагенезис роговиковой стадии.
+ — избыточный компонент

Попробуем установить, от чего зависит устойчивость той или иной ассоциации. Составим реакцию:



Расчет реакции дается дальше (стр. 89 — 90).

Эта реакция показывает зависимость устойчивости одной из вышеуказанных ассоциаций от количества магнезия и железа. Ввиду отсутствия в шлифах ассоциации пироксен + геленит можно заключить о низком содержании магнезия и железа.

В последующем, при возрастании интенсивности метасоматических процессов, эти контактовые известковые роговики были замещены скарновыми образованиями. В действительности, в шлифах ясно видно замещение геленита гранатом (с кальцитом), волластонита — лезувианом, шпинели — клинтоном.

Скарновая стадия.

Метаморфические процессы на контакте интрузива не остановились на образовании роговики. Наоборот, произошло дальнейшее усиление процесса и переход от метаморфизма в метасоматоз. При метасоматозе (интенсивном метаморфизме) увеличивается подвижность элементов.

Скарнообразование, как установлено Д. С. Коржиковым (1948), протекает в условиях следующего ряда подвижности компонентов:



Минералогический состав при этом определяется соотношением инертных компонентов, а именно TiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 , SiO_2 и CaO . Из них содержание TiO_2 и P_2O_5 определяет количество сфена (либо лейкоксена) и апатита. Остаются три инертных компонента, что позволяет применение треугольных диаграмм для изображения составов и парагенезисов.

Рассматривая вопрос о типе скарновых образований Везувиановой горки, необходимо отметить следующие моменты.

Во-первых, как можно заключить из минералогического исследования скарнового тела, последнее сложено минералами переменного состава. Это свидетельствует о биметасоматическом, диффузионном типе процессов.

Во-вторых, из того же минералогического исследования видно, что в скарновых образованиях развиты глиноземсодержащие минералы—гроссуляр, везувиан, клинтонит. Возникновение в экзоконтактовой зоне минералов с более высоким потенциалом глинозема свидетельствует о контактово-инфильтрационном метасоматозе.

В-третьих, как указывалось выше, метасоматозу подверглись не совсем чистые известняки. Это обстоятельство увеличивает мощность скарновых образований, затушевывает метасоматическую зональность и сильно затрудняет выяснение типа скарнового месторождения.

Учитывая эти моменты, можно прийти к выводу, что на Везувиановой горке имели место как диффузионные, так и инфильтрационные процессы, причем последние преобладали.

Особенностью скарнового тела является большее распространение волластонита и почти полное отсутствие пироксена. Это свидетельствует о низкой концентрации в послемагматических растворах магния и, особенно, железа. Поэтому для Везувиановой горки в зависимости от химических потенциалов вполне подвижных магния и железа выделяется лишь одна волластонитовая фация.

Присутствие волластонита, граната и пироксена в скарновом теле вместе с везувианом, клинтонитом (т. е. с водосодержащими минералами) и явления замещения волластонита и граната везувианом, замещения гроссуляра со шпинелью клинтонитом говорят о скарнообразовании в условиях падения температуры во времени. Образование минералов с поглощением воды и углекислоты указывает на понижение температуры процесса.

Анализ скарновых образований Везувиановой горки позволяет выделить две температурные ступени (фазии):

1. **Высокотемпературная ступень** — пироксен — волластонит — гранатовая.
2. **Менее высокотемпературная ступень** — клинтонит — везувиановая.

Диаграмма состав—парагенезис высокотемпературной ступени представлена на рис. 25. Наиболее характерными являются следующие парагенезисы: гранатовый скарн, волластонит-гранатовый (с последующим замещением граната везувианом), пироксен-волластонитовый, кальцит-волластонитовый.

В дальнейшем, при понижении температуры, становятся устойчивыми минералы менее высокотемпературной ступени. Диаграмма состав—парагенезис этой ступени представлена на рис. 26. Для этой ступени характерны парагенезисы: везувиановый скарн (с кальцитом), пироксен-кальцит-везувиановый, клинтонит-кальцит-везувиановый.

При переходе от роговиковой стадии и высокотемпературной ступени скарновой стадии к менее высокотемпературной ступени осуществляются определенные реакции.

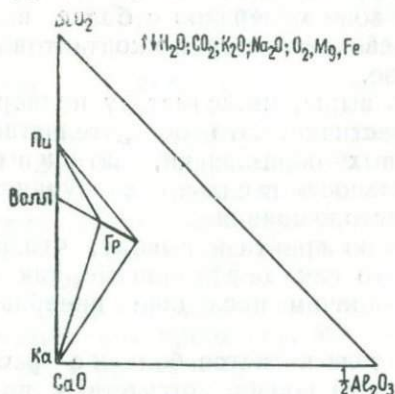


Рис. 25. Диаграмма состав-парагенезис высокотемпературной ступени.

↑↓ — вполне подвижные компоненты.

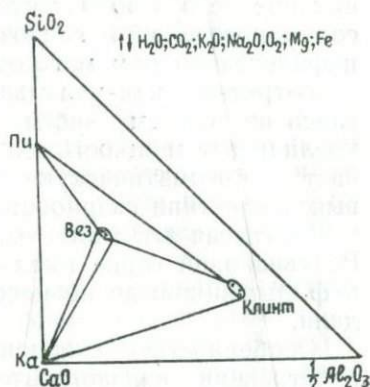


Рис. 26. Диаграмма состав-парагенезис менее высокотемпературной ступени.

↑↓ — вполне подвижные компоненты.

Для расчета моновариантных реакций при построении диаграмм химических потенциалов вполне подвижных компонентов Д. С. Коржинский (1957) предложил использовать

Таблица 25

Составы минералов скарнового тела Везувиановой горки

Минералы	CaO	0,5 Al ₂ O ₃	SiO ₂	(Mg, Fe)O	Fe ₂ O ₃	CO ₂	H ₂ O
Геленит (гел)	2	0,6	1,7	0,7	—	—	—
Пироксен (пи)	1	0	2	—	—	—	—
Волластонит (волл)	1	0	1	—	—	—	—
Гроссуляр (гросс)	3	2	3	—	—	—	—
Кальцит (ка)	1	0	0	—	—	—	—
Везувиан (вез)	9,25	4,9	9	1,3	0,35	—	1,05
Шпидель (шп)	0	1,8	0	—	0,1	—	—
Клинтонит (клинт)	1,1	3,8	1,2	2	0,05	—	0,7
Гранат (гр)	3	1,63	3	—	0,185	—	—

алгебраический расчет — метод детерминант. Методика алгебраического расчета моновариантных реакций в многокомпонентных системах была рассмотрена также Л. Л. Перчук, Э. И. Зверович (1962) и Л. Л. Перчук (1964).

Для применения этого оригинального метода расчета реакций необходимо составить прежде всего таблицу составов реагирующих минералов. В результате детальных исследований нами установлены следующие составы минералов скарнового тела Везувиановой горки (см. табл. 25).

Инертные компоненты отделены двойной линией. Для везувиана и клинтона приведены средние составы.

Из таблицы составов выписываются определенные матрицы, составленные из содержаний инертных компонентов реагирующих минералов. Так, для реакции перехода от роговиковой стадии к скарновой матрица имеет вид:

$$\begin{vmatrix} \text{гел} & 2 & 0,6 & 1,7 \\ \text{пи} & 1 & 0 & 2 \\ \text{волл} & 1 & 0 & 1 \\ \text{гросс} & 3 & 2 & 3 \end{vmatrix} = 0$$

Д. С. Коржинским (1957) доказано равенство нулю этого и других подобных ему детерминантов. Далее, составленный определитель вычисляется применением способов раскрытия определителей и свойств их.

Главнейшие и нужные нам свойства определителей следующие:

а) определитель может быть раскрыт по членам любой строки или столбца; при этом каждый член выбранной строки или столбца умножается на определитель более низкого порядка, который получается из данного посредством вычеркивания из него строки и ряда данного члена;

б) если все члены одного из рядов или одной из строк определителя равны нулю, то и весь определитель равен нулю;

в) умножение или деление всех членов одной строки (столбца) на какую-либо величину равносильно умножению или делению на эту величину всего определителя;

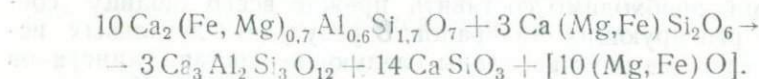
г) величина определителя не изменится, если из членов одной из строк (столбца) вычесть соответственные члены другой строки (столбца) умноженные на один и тот же множитель;

д) если в какой-либо строке или столбце определителя все члены, кроме одного, равны нулю, то можно вычеркнуть строку и столбец, содержащие этот член, умножив получившийся определитель более низкого ранга на этот член со знаком (+) или (-), в зависимости от нечетности или четности места, занимаемого им в определителе.

Вышеприведенный определитель раскрывается так:

$$\begin{vmatrix} \text{гел} & 2 & 0,6 & 1,7 \\ \text{пи} & 1 & 0 & 2 \\ \text{волл} & 1 & 0 & 1 \\ \text{гросс} & 3 & 2 & 3 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} \text{гел} & 2 & 0,6 & \overline{0,3} \\ \text{пи} & 1 & 0 & 1 \\ \text{волл} & 1 & 0 & 0 \\ \text{гросс} & 3 & 2 & 0 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} \text{гел} - 2 \text{ волл} & 0 & 0,6 & \overline{0,3} \\ \text{пи} - \text{волл} & 0 & 0 & 1 \\ \text{волл} & 1 & 0 & 0 \\ \text{гросс} - 3 \text{ волл} & 0 & 2 & 0 \end{vmatrix} = \\ = \begin{vmatrix} \text{гел} - 2 \text{ волл} & 0 & \overline{3} \\ \text{пи} - \text{волл} & 2 & 10 \\ \text{гросс} - 3 \text{ волл} & 2 & 0 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} \text{гел} - 2 \text{ волл} & \overline{3} \\ \text{пи} - \text{гросс} + 2 \text{ волл} & 10 \end{vmatrix} = \\ = 10 \text{ гел} - 20 \text{ волл} + 3 \text{ пи} - 3 \text{ гросс} + 6 \text{ волл} = 0$$

10 гел + 3 пи = 3 гросс + 14 волл или



Для уменьшения порядка определителя из четвертого столбца вычитаем второй, от первой строки вычитаем удвоенную третью строку, от второй строки — третью и от четвертой — утроенную третью строку. Раскрывая определитель по третьему члену второго столбца, получаем определитель третьего порядка. Прибавив удвоенный последний столбец ко второму, умножив последний столбец на десять и отняв от второй строки третью, опять уменьшаем ранг определителя. Полученный определитель второго порядка легко раскрывается.

Коэффициенты уравнения учитывают равенство количеств инертных компонентов. Для полноты реакции необходимо уравновесить также количество вполне подвижных и избыточных компонентов.

Л. Л. Перчук и Э. И. Зверович (1962) предложили применять для расчета моновариантных реакций в многокомпонентных системах с помощью простых счетных машин теорему Макмиллана (Macmillan, 1955). Согласно этим авторам, теорема Макмиллана заключается в следующем. Вычисление определителя любого порядка может быть сведено к вычислению ряда определителей второго порядка. Эти определители последовательно „выкраиваются“ из заданной матрицы и рассчитываются. В итоге получается один или несколько новых определителей второго порядка (в зависимости от порядка заданного определителя или ранга матрицы). Их расчет требует деления на заранее подготовленное число, отличное от нуля. Например, определитель третьего порядка:

$$\begin{vmatrix} a_{11} & a_{12} & a_{13} \\ a_{21} & a_{22} & a_{23} \\ a_{31} & a_{32} & a_{33} \end{vmatrix}.$$

Из него „выкраивается“ четыре определителя второго порядка:

$$\begin{vmatrix} a_{11} & a_{12} \\ a_{21} & a_{22} \end{vmatrix} = a_{11} a_{22} - a_{12} a_{21} = b_{11}; \\ \begin{vmatrix} a_{12} & a_{13} \\ a_{22} & a_{23} \end{vmatrix} = a_{12} a_{23} - a_{13} a_{22} = b_{12}; \\ \begin{vmatrix} a_{21} & a_{22} \\ a_{31} & a_{32} \end{vmatrix} = a_{21} a_{32} - a_{22} a_{31} = b_{21}; \\ \begin{vmatrix} a_{22} & a_{23} \\ a_{32} & a_{33} \end{vmatrix} = a_{22} a_{33} - a_{23} a_{32} = b_{22}.$$

Из полученных значений составляется новый определитель второго порядка:

$$\begin{vmatrix} b_{11} & b_{12} \\ b_{21} & b_{22} \end{vmatrix}$$

По правилу Макмиллана этот определитель (т. е. и вышеприведенный определитель третьего порядка) имеет следующее решение:

$$\frac{\begin{vmatrix} b_{11} & b_{12} \\ b_{21} & b_{22} \end{vmatrix}}{a_{22}} = \frac{b_{11} b_{22} - b_{12} b_{21}}{a_{22}}$$

При этом, если $a_{22} = 0$, то к столбцу, содержащему равный нулю делитель, необходимо прибавить любой столбец, который в данной строке не имеет нуля.

Таким образом получаются все коэффициенты к минералам, участвующим в реакции.

Приведем расчет реакции перехода от роговиковой стадии к скарновой, произведенный по изложенному методу.

$$\begin{array}{l} \left. \begin{array}{l} \text{гел} \quad 2 \quad 0,6 \quad 1,7 \\ \text{пи} \quad 1 \quad 0 \quad 2 \\ \text{волл} \quad 1 \quad 0 \quad 1 \\ \text{гросс} \quad 3 \quad 2 \quad 3 \end{array} \right\} = \text{гел} \begin{vmatrix} 1 & 0 & 2 \\ 1 & 0 & 1 \\ 3 & 2 & 3 \end{vmatrix} - \\ - \text{пи} \begin{vmatrix} 2 & 0,6 & 1,7 \\ 1 & 0 & 1 \\ 3 & 2 & 3 \end{vmatrix} + \text{волл} \begin{vmatrix} 2 & 0,6 & 1,7 \\ 1 & 0 & 2 \\ 3 & 2 & 3 \end{vmatrix} - \\ - \text{гросс} \begin{vmatrix} 2 & 0,6 & 1,7 \\ 1 & 0 & 2 \\ 1 & 0 & 1 \end{vmatrix} = 0. \end{array}$$

Как видно, общий делитель (в вышеприведенном изложении a_{22}) равен нулю во всех четырех определителях третьего порядка. Поэтому во всех четырех определителях третьего порядка, при их расчете, ко второму столбцу соответственно прибавляем первый столбец. Решение этих определителей дает следующие результаты (в нашем частном случае a_{22} получилось равным единице, в связи с чем деление новых определителей второго порядка на $a_{22} = 1$ не производится):

$$\begin{vmatrix} 1 & 0 & 2 \\ 1 & 0 & 1 \\ 3 & 2 & 3 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} 1 & 1 & 2 \\ 1 & 1 & 1 \\ 3 & 5 & 3 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} 0 & 1 \\ 2 & 2 \end{vmatrix} = 0 + 2 = 2;$$

$$\begin{vmatrix} 2 & 0,6 & 1,7 \\ 1 & 0 & 1 \\ 3 & 2 & 3 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} 2 & 2,6 & 1,7 \\ 1 & 1 & 1 \\ 3 & 5 & 3 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} 0,6 & 0,9 \\ 2 & 2 \end{vmatrix} = 1,2 - 1,8 = -0,6;$$

$$\begin{vmatrix} 2 & 0,6 & 1,7 \\ 1 & 0 & 2 \\ 3 & 2 & 3 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} 2 & 2,6 & 1,7 \\ 1 & 1 & 2 \\ 3 & 5 & 3 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} 0,6 & 3,5 \\ 2 & 7 \end{vmatrix} = 4,2 - 7 = -2,8;$$

$$\begin{vmatrix} 2 & 0,6 & 1,7 \\ 1 & 0 & 2 \\ 1 & 0 & 1 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} 2 & 2,6 & 1,7 \\ 1 & 1 & 2 \\ 1 & 1 & 1 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} 0,6 & 3,5 \\ 0 & 1 \end{vmatrix} = 0,6 - 0 = 0,6.$$

Подставляя значения определителей третьего порядка в уравнение реакции, получим

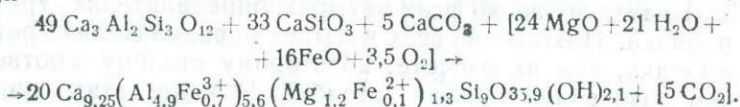
$$\begin{aligned} 2 \text{ гел} - (-0,6) \text{ пи} + (-2,8) \text{ волл} - 0,6 \text{ Гросс} &= 0 \\ 2 \text{ гел} + 0,6 \text{ пи} - 2,8 \text{ волл} - 0,6 \text{ гросс} &= 0 \\ 10 \text{ гел} + 3 \text{ пи} - 14 \text{ волл} - 3 \text{ гросс} &= 0 \\ 10 \text{ гел} + 3 \text{ пи} &= 3 \text{ гросс} + 14 \text{ волл}. \end{aligned}$$

Таким образом, мы получили то же самое уравнение, которое было вычислено с использованием метода Д. С. Коржневского.

Реакция перехода от высокотемпературной ступени к менее высокотемпературной ступени скарновой стадии следующая:

$$\begin{aligned} &\begin{vmatrix} \text{гросс} & 3 & 2 & 3 \\ \text{волл} & 1 & 0 & 1 \\ \text{вез} & 9,25 & 4,9 & 9 \\ \text{ка} & 1 & 0 & 0 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} \text{гросс} & 0 & 2 & 3 \\ \text{волл} & 0 & 0 & 1 \\ \text{вез} & 0,25 & 4,9 & 9 \\ \text{ка} & 1 & 0 & 1 \end{vmatrix} = \\ &= \begin{vmatrix} \text{гросс} & 0 & 2 & 3 \\ \text{волл} & 0 & 0 & 1 \\ 4 \text{ вез} - \text{ка} & 0 & 19,6 & 36 \\ \text{ка} & 1 & 0 & 0 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} \text{гросс} & 1 & 3 \\ \text{волл} & 0 & 1 \\ 4 \text{ вез} - \text{ка} & 9,8 & 36 \end{vmatrix} = \\ &= \begin{vmatrix} \text{гросс} - 3 \text{ волл} & 1 & 0 \\ \text{волл} & 0 & 1 \\ 4 \text{ вез} - \text{ка} - 36 \text{ волл} & 9,8 & 0 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} \text{гросс} - 3 \text{ волл} & 1 \\ 4 \text{ вез} - \text{ка} - 36 \text{ волл} & 9,8 \end{vmatrix} = \\ &= 9,8 \text{ гросс} - 29,4 \text{ волл} - 4 \text{ вез} + \text{ка} + 36 \text{ волл} = 0 \\ &9,8 \text{ гросс} + 6,6 \text{ волл} + \text{ка} = 4 \text{ вез} \\ &49 \text{ гросс} + 33 \text{ волл} + 5 \text{ ка} = 20 \text{ вез} \end{aligned}$$

или



От второго столбца вычитаем четвертый, а от учетверенной третьей строки четвертую строку. Раскрываем определитель по второму столбцу, попутно третий столбец сокращаем на два. В полученном определителе третьего порядка от первой строки вычитаем утроенную вторую строку, а от третьей — вторую строку, умноженную на 36. Раскрываем определитель по третьему столбцу, а затем и определитель второго порядка.

Это реакция, т. е. образование везувiana за счет граната, может идти и за счет промежуточного между гроссуляром и андрадитом граната. Например,

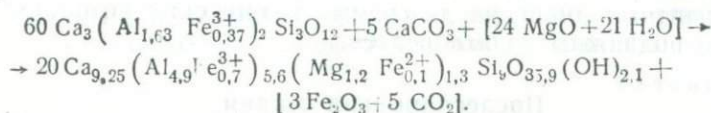
$$\begin{vmatrix} \text{гр} & 3 & 1,63 & 3 \\ \text{ка} & 1 & 0 & 0 \\ \text{вез} & 9,25 & 4,9 & 9 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} \text{гр} & 0 & 1 & 1 \\ \text{ка} & 1 & 0 & 0 \\ \text{вез} & 0,25 & 3 & 3 \end{vmatrix} =$$

$$= \begin{vmatrix} \text{гр} & 0 & 1 \\ \text{ка} & 1 & 0 \\ \text{вез} & 0,25 & 3 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} \text{гр} & 0 & 1 \\ \text{ка} & 1 & 0 \\ \text{вез}-3 \text{ гр} & 0,25 & 0 \end{vmatrix} =$$

$$= \begin{vmatrix} \text{ка} & 4 \\ \text{вез}-3 \text{ гр} & 1 \end{vmatrix} = \text{ка} - 4 \text{ вез} + 12 \text{ гр} = 0$$

$$60 \text{ гр} + 5 \text{ ка} = 20 \text{ вез}$$

или



Из второго столбца вычитаем четвертый, третий делим на 1,63, четвертый — на 3 и вычитаем четвертый от третьего — получаем определитель третьего порядка, так как два одинаковых столбца понижают ранг определителя. Для упрощения последнего из третьей строки вычитаем утроенную первую строку. Раскрываем определитель по третьему столбцу, попутно умножив второй столбец на четыре. Раскрытие определителя второго порядка не представляет труда.

Наконец, реакция образования клинтонаита за счет шпинели:

$$\begin{vmatrix} \text{гросс} & 3 & 2 & 3 \\ \text{шп} & 0 & 1,8 & 0 \\ \text{ка} & 1 & 0 & 0 \\ \text{клинт} & 1,1 & 3,8 & 1,2 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} \text{гросс} & 30 & 10 & 5 \\ \text{шп} & 0 & 9 & 0 \\ \text{ка} & 10 & 0 & 0 \\ \text{клинт} & 11 & 19 & 2 \end{vmatrix} =$$

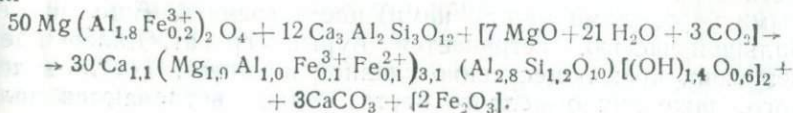
$$= \begin{vmatrix} \text{гросс} & 0 & 0 & 5 \\ \text{шп} & 0 & 9 & 0 \\ \text{ка} & 10 & 0 & 0 \\ \text{клинт} & 1 & 15 & 2 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} \text{гросс} & 0 & 0 & 5 \\ \text{шп} & 0 & 3 & 0 \\ \text{ка} & 10 & 0 & 0 \\ 5 \text{ клинт}-2 \text{ гросс} & 5 & 25 & 0 \end{vmatrix} =$$

$$= \begin{vmatrix} \text{шп} & 0 & 3 \\ \text{ка} & 2 & 0 \\ 5 \text{ клинт}-2 \text{ гросс} & 1 & 25 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} \text{шп} & 3 \\ 10 \text{ клинт}-4 \text{ гросс} & 3 \\ + \text{ка} & 50 \end{vmatrix} =$$

$$= 50 \text{ шп} - 30 \text{ клинт} + 12 \text{ гросс} - 3 \text{ ка} = 0$$

$$50 \text{ шп} + 12 \text{ гросс} = 30 \text{ клинт} + 3 \text{ ка}$$

или



Для упрощения определителя второй столбец умножаем на 10, третий на 5, а четвертый делим на 0,6; затем от второго столбца вычитаем четвертый, умноженный на 6, от третьего—четвертый, умноженный на 2; третий столбец делим на 3; далее от четвертой строки, умноженной на 5, отнимаем удвоенную первую. Таким образом, уменьшается ранг определителя (при раскрытии по четвертому столбцу). В новом определителе, у которого второй столбец разделен на пять, к удвоенной третьей строке прибавляем вторую строку и раскрываем его по второму столбцу. Раскрываем полученного определителя рассчитываем данную реакцию.

Рассмотренные реакции характеризуют направление мовариантных линий на диаграмме химических потенциалов вполне подвижных компонентов.

Послескарновая стадия

В послескарновую стадию интенсивность метасоматических процессов значительно ослабляется, соответственно уменьшается подвижность компонентов. Подвижными остаются только вода, углекислота и щелочи.

В этих условиях образуются постериорные минералы гистерогенного происхождения.

В эту стадию происходит образование эпидота, актинолита, хлорита, кварца, каолинита и кальцита за счет ранее образованных минералов.

СКАРНОВОЕ ТЕЛО МОЛЛАЛЫ

Моллалинский участок или Кехна-кишлак находится в 1,5 км (по прямой) к юго-западу от с. Коминтерн на отроге (с высотой 1400 м над уровнем моря), составляющем левый берег речки Ксминтерн-су. На западном склоне участка имеются развалины церкви.

Залегание скарнов подобно осадочным образованиям. Падение—ЮВ 110—170° под углом 22—28°. Линзообразной формы обнажение имеет наибольшую мощность с южной стороны—около 20 м. Длина выхода с запада на восток—90—95 м. Линия контакта неровная, наклонная, поднимается с востока на запад.

Наблюдается некоторая зональность в следующем порядке. У контакта с интрузивом более или менее постоянно встречается светлый гранат—часто сливной, скрытокристаллический, плотный; чуть выше в этой массе можно заметить кристаллы белого и медово-желтого (со всевозможными переходами между ними) цвета граната. Еще выше, большей частью, встречается бурый гранат. Далее идет везувиан, преимущественно сливной плотный, светло-зеленого, даже яично-желтого цвета. Редко встречаются мел-

кие прозрачные кристаллы светло-зеленого везувиана (как правило, короткопризматические), не более 1 мм, порой даже меньше. В этой полосе среди светлой, в основном, гранатовой массы имеются крупные выделения („ксенолиты“) очень плотного, скрытокристаллического светло-зеленого везувиана.

Еще дальше наравне с этими минералами можно встретить волластонит. Местами имеются редкие крупные участки его, но все же волластонита здесь мало.

Говоря об этой последовательности, необходимо помнить, что все это условно, никаких строгих границ провести невозможно, так как такой же гранат встречается и в самых отдаленных от интрузива частях (однако можно предположить, что и здесь, возможно, близко находится интрузив).

Таблица 26

Количественно-минералогический состав интрузивных и околоскарновых пород участка Моллалы (в объем. %)

Порода	Среднее из	Плагиоклаз	Кварц	Ортоклаз	Пироксен	Амфибол	Биотит	Уралит	Эпидот	Хлорит	Вторичные	Аксессуары
Интрузивные породы в 40—5 м от контакта — кварцевый диорит (гибридный)	7	67,7	14,5	—	5,3	0,8	1,1	—	10,6	—	—	—
Интрузивные породы в 1 м от контакта — кварцевый диорит (гибридный)	2	81,4	2,8	3,5	4,4	—	—	—	6,3	—	—	1,6
Интрузивные породы с контакта	4	55,3	7,1	—	5,2	1,3	—	30,2	—	0,9	—	—
Пироксен-полевошпатовая околоскарновая порода	5	61,4	—	18,8	10,3	1,6	—	—	—	—	5,1	2,8
Эпидот-полевошпатовая околоскарновая порода	3	43,7	—	41,4	1,8	1,3	—	—	3,7	—	—	8,1

В минеральном составе скарного тела участвуют, главным образом, гранат, везувиан, волластонит, кальцит, а также в незначительном количестве пироксен, геленит, эпидот, клинтонит, голубая шпильель, анальцим, цеолит, гиролит.

Количественно-минералогический состав пород скарнового тела участка Моллалы (в объем. %)

Скарн	Среднее из	Гранат	Везувиан	Волластонит	Пироксен	Клинтонит	Кальцит	Эпидот	Шпинель	Геленит	Кварц	Цеолит	Вторичные	Рудные
Гранатовый (разновидности):														
кальцит-гранатовая	3	95,9	—	—	—	—	3,0	0,1	0,1	—	—	—	0,9	—
волластонит-эпидот - гранатовая	3	85,3	—	3,3	—	—	7,5	3,5	—	—	0,4	—	—	—
пироксен - кальцит - гранатовая	5	81,9	—	—	4,1	—	6,5	1,7	—	—	2,1	—	3,7	—
клинтонит - кальцит - гранатовая	2	75,5	—	—	—	9,7	10,8	—	—	—	—	0,4	3,6	—
Везувиановый (разновидности):														
везувиановая	6	0,2	94,6	0,2	—	—	1,1	—	—	—	—	—	3,9	—
гранат-кальцит - везувиановая	5	5,7	84,7	—	—	—	6,1	—	—	—	—	—	3,5	—
волластонит - гранат - везувиановая	2	4,8	87,0	3,7	—	—	2,6	—	—	—	—	—	1,9	—
Везувиан - гранатовый (разновидности):														
везувиан-гранатовая	3	48,9	40,0	—	0,6	—	1,3	0,7	—	—	0,4	—	8,1	—
кальцит-везувиан - гранатовая	4	42,0	28,4	—	—	—	18,3	—	—	—	—	—	11,3	—
Гранат-волластонитовый	3	32,8	4,7	52,8	3,4	—	—	—	—	—	—	—	6,3	—
Везувиан-геленитовая порода	2	—	18,3	—	—	—	2,9	—	—	64,3	—	—	11,8	2,7

Минералы скарнового тела вполне одинаковы с минералами Везувиянской горки, что говорит об аналогичности метасоматических процессов лишь с той разницей, что в связи с наклонным контактом карбонатных пород с интрузивом на этом участке некоторое развитие получили околоскарновые породы (автоскарны), образовавшиеся за счет интрузивных пород.

Для изучения изменений в составе интрузивных пород на контакте с известняками был снят разрез со следующими интервалами от контакта: 40 м, 30 м, 20 м, 10 м, 5 м, 1 м и с самого контакта. Ниже дается краткое описание пород разреза и пород, слагающих скарновое тело. Количественно-минералогический состав их (в объем. %) приведен в таблицах 26 и 27. При этом для пород, взятых в интервалах от 40 до 5 м (включительно), ввиду их аналогичности, дано одно описание.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ (НЕИЗМЕНЕННЫЕ)

Кварцевый диорит гипидиоморфнозернистой структуры, редко участками имеющей микрогранофировые прорастания плагиоклаза с кварцем. Наличие, наряду с плагиоклазом (67,7%) и кварцем (14,5%), пироксена (5,3%), амфибола (0,8%), биотита (1,1%), уралита, хлорита, эпидот-цоизитового минерала, рудного минерала и апатита (всех вместе—10,6%) позволяет говорить о гибридном характере породы.

Плагиоклаз, составляющий главную часть породы, образует крупнотаблитчатые зерна различной величины от $0,18 \times 0,36$ до $0,72 \times 1,62$ мм. В большинстве случаев имеет зональное строение.

Результаты измерения зонального плагиоклаза (рис. 27, а) приведены в таблице 28 и на графике (рис. 27, б).

Как видно из таблицы и диаграммы (рис. 27, в), угол оптических осей изменяется в зависимости от химического состава.

Установлены составы плагиоклазов интрузивных пород, отобранных с различных расстояний от контакта интрузива с вмещающими породами (рис. 28). Результаты измерений сведены в таблицу 29.

Из двойников преобладающим является альбитовый, затем идут альбит-эстерельский и карлсбадский. Крупные лейсты плагиоклаза иногда имеют антипертиты распада и многочисленные мелкие включения минералов.

Плагиоклаз затронут вторичными процессами изменения. Он серицитизирован, пелитизирован, реже—хлоритизирован и эпидотизирован. Однако встречаются и более свежие, неизменные зерна.

Зерна кварца ксеноморфной формы, заполняют промежутки плагиоклазов и цветных компонентов.

Авгит образует короткопризматические зерна и в некоторой степени уралитизирован, характеризуется (+) $2V = 52-58^\circ$; $cN_g = 42-50^\circ$.

Таблица 28

Зона	Координаты			Кристаллографический элемент	2V	№	№ _{ср}
	N_g	N_m	N_p				
I	60	33	78	$\perp (001)$	(+) 76°	46	47
	83	82	10	$\perp (\bar{2}01)$			
	32	62	80	[010]			
II	73	20	81	$\perp (001)$	(+) 80°	37	36
	87	90	3	$\perp (\bar{2}01)$			
	16	73	87	[010]			
III	81	9	89	$\perp (001)$	(+) 88°	28	28
	88	81	10	$\perp (\bar{2}01)$			
	8	82	90	[010]			
IV	87	5	86	$\perp (001)$	(+) 84°	22	21
	88	75	15	$\perp (\bar{2}01)$			
	4	89	88	[010]			

Роговая обманка встречается в единичных зернах, нередко сдвойникованных. Плеохроирует от зеленого до светло-зеленого, $cN_g = 14^\circ$.

Уралит образован по пироксену и обладает отчетливо выраженным идиоморфизмом. Зерна его — от $0,13 \times 0,31$ до $0,27 \times 0,88$ мм. Количество его находится в зависимости от содержания пироксена и интенсивности вторичных процессов.

Биотит встречается не во всех образцах; образует бесформенные листочки, окрашенные в темно-бурый цвет. В неизмененных индивидах (-) $2V = 20^\circ$. С периферии к центру наблюдается хлоритизация и опацификация, вплоть до полного замещения.

Хлорит образуется за счет разрушения как плагиоклазов, так и цветных минералов. Иногда вместе с ним разви-

Место взятия (<i>м</i> от контакта)	Пределы колебаний состава плагиоклаза	Средний состав
40	21—51	37 (из 17 определений)
30	21—50	37 (из 11 определений)
20	30—45	39 (из 15 определений)
10	34—53	42 (из 27 определений)
5	34—51	42 (из 26 определений)

вается эпидот-цоизитовый минерал. Рудный минерал и апатит содержится в незначительном количестве.

В образце с 5 *м* от контакта наблюдается милонитизация уралита между индивидами плагиоклаза. Встречаются

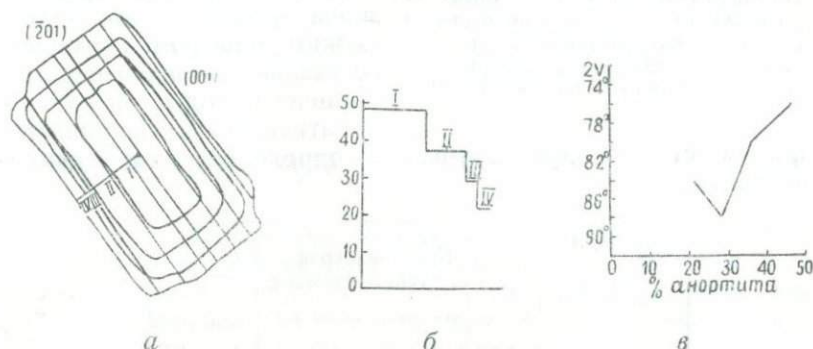


Рис. 27. *а*—кристалл зонального плагиоклаза; *б*—график изменения состава плагиоклаза по зонам кристалла (*а*); *в*—изменение угла оптических осей в зависимости от состава плагиоклаза в зональном плагиоклазе (*а*).

также деформированные кристаллы плагиоклаза. Эти явления указывают на динамометаморфизм в близконтактной полосе.

ИНТРУЗИВНАЯ ПОРОДА НА РАССТОЯНИИ 1 м ОТ КОНТАКТА

Кварцевый диорит гибридный гипидиоморфнозернистой структуры с элементами монцонитовой.

Минералогический состав представлен плагиоклазом (81,4%), пироксеном (4,4%), кварцем (2,8%), ортоклазом (3,5%), уралитом, хлоритом (вместе—6,3%), рудным минералом и апатитом (вместе—1,6%).

Плагиоклаз составляет основную часть породы, образует крупные с зональным строением зерна, слегка затронутые вторичными изменениями. В отдельных крупных индивидах наблюдается характерный антипертитовый распад и многочисленные мелкие включения минералов, составляющих породу. Величина зерен плагиоклаза колеблется в пределах

от $0,27 \times 0,45$ до $0,63 \times 1,08$ мм. Крупные индивиды—зональные, несколько катаклазированы, мелкие индивиды образуют полисинтетические двойники с узкими полосками.

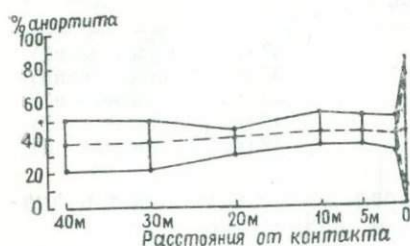


Рис. 28. Составы плагиоклазов интрузивных пород на различных расстояниях от контакта интрузива с карбонатной породой (пунктиром обозначено изменение среднего состава плагиоклаза).

Иногда в крупных кристаллах плагиоклаза наблюдаются крупные включения уралита. Плагиоклаз—андезинового ряда № 30—50, в среднем № 40 (из 23 определений).

В промежутках крупных индивидов плагиоклаза наблюдаются ксеноморфные зерна ортоклаза с более низким рельефом. Ортоклаз составляет незначительный процент породы; он слегка пелитизирован. На универ-

сальном столике для ортоклаза определены следующие константы:

Координаты			Кристаллографический элемент	2 V
N_g	N_m	N_p		
89	8	83	$\perp(001)$	(—) 64°

Пироксены образуют длинно- и короткопризматические оборванные по краям зерна. В большинстве случаев содержат включения рудного минерала и слегка уралитизированы. Представлены диопсидом с (+) $2V = 58^\circ$, $cN_g = 36-38^\circ$ и авгитом с (+) $2V = 59-60^\circ$, $cN_g = 46-47^\circ$.

Кварц заполняет промежутки. Уралит и хлорит развиваются по пироксену.

Мелкие призмочки апатита приурочены к индивидам плагиоклаза. Рудный минерал находится в виде включений в плагиоклазе, а также образуется вокруг цветных минералов за счет их разрушения.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ С КОНТАКТА

Породы состоят из плагиоклаза (55,3%), уралита (30,2%), кварца (7,1%), пироксена (5,2%), реже—амфибола (1,3%) и хлорита (0,9%), рудного минерала. Отличительной особенностью их является увеличение содержания цветных минералов (в основном, уралита) до одной трети объема породы.

Плагиоклазы образуют таблитчатые кристаллы с зональным строением. В некоторой степени сосюритизированы. Плагиоклаз катаклазирован. Он представлен лабрадором № 60 (среднее из 34 определений, пределы колебаний—№ 40—84) и № 69 (среднее из 11 определений, пределы колебаний—№ 52—80) анортита.

Как видно, в результате ассимиляции карбонатных пород на контакте происходит базификация плагиоклазов—от 37—42 до 60—69% анортита.

Уралит плеохроирует от темно-зеленого цвета до светло-зеленого, образуется за счет полного замещения моноклинного пироксена. Наблюдаются милонитизированные зерна уралита, что свидетельствует о динамометаморфизме. Встречаются более или менее свежие индивидуумы авгита. Цветные минералы участками образуют кучные скопления.

Встречаются единичные зерна магнетита.

ПИРОКСЕН-ПОЛЕВОШПАТОВАЯ ОКОЛОСКАРНОВАЯ ПОРОДА

Эта порода залегает между интрузивом и скарновыми образованиями. В минералогическом составе участвуют плагиоклаз (61,4%), пироксен (10,3%), калиевый полевой шпат (18,8%), амфибол (1,6%), вторичные (5,1%) и акцессорные (2,8%)—сфен, апатит и рудный минерал.

Наблюдаются структуры гипидиоморфиозернистая, пойкилобластовая, состоящая из крупных ксенобластов полевого шпата, в которых наблюдаются пойкилобластовые вроски зерен моноклинного пироксена, часто образующих гломеробластовые скопления.

Основную часть породы составляет крупнокристаллический плагиоклаз зонального сложения, частично пелитизированный. Размеры зерен достигают от $0,72 \times 1,44$ до $0,72 \times 2,52$ мм. Плагиоклаз содержит мелкие включения трудноопределимых минералов, иголки апатита, а иногда и крупные включения пироксена. Местами отмечаются явления пертитового и антипертитового распада.

Плагиоклазы—андезинового ряда № 37 (среднее из 5 измерений), № 42 (среднее из 22 измерений) и № 46 (среднее из 17 измерений).

Калиевый полевой шпат по количеству уступает плагиоклазу, редко доходя до равных с ним количеств. Он сильно пелитизирован, что затрудняет его диагностику. Имеет явное ксеноморфное очертание. Но в отдельных индивидуумах удается определить нерешетчатый микроклин, для которого установлены следующие константы:

Координаты			Кристаллографический элемент	2 V
N_g	N_m	N_p		
12,5	89	78	\perp (130)	(-) 70°

Пироксены диопсид-геденбергитового ряда содержатся в значительном количестве, характеризуются $cN_g=40-54^\circ$; $2V=(+)$ 58—62°.

Апатит спорадически рассеян, иногда образует скопления иголок. Часто встречаются зерна сфена.

Вторичные минералы—хлорит, серицит и карбонат.

ЭПИДОТ-ПОЛЕВОШПАТОВАЯ ОКОЛОСКАРНОВАЯ ПОРОДА

Структура пойкилобластовая. Она устанавливается наличием крупных пойкилобластов калиевого полевого шпата (41,4%) и плагиоклаза (43,7%) с включениями эпидота (3,7%), пироксена (1,8%), амфибола (1,3%), сфена, рудного минерала (вместе—8,1%).

Плагиоклаз представлен кислой разновидностью. Он сильно эпидотизирован, вплоть до полного замещения. В некоторых индивидах удалось измерить оптическую ориентировку и тем самым определить альбит № 5 (среднее из 30 определений, пределы колебаний—№ 0—11).

Таблица 30

Координаты			Кристаллографический элемент	Примечание
N_g	N_m	N_p		
60	90	30	\perp (001)	$cN_p = (-)6^\circ$ $2V = (+)78^\circ$
30	90	60,5	[100]	
90	0	90	[010]	
6	90	84	\perp (100); двойник по (100)	
84	90	6	[001]	

Эпидот бесцветный с ясной спайностью по (001). Встречаются двойники. Измерения двойника эпидота приведены в таблице 30.

По $cN_p=(-) 6^\circ$ и $2V=(+) 78^\circ$ минерал соответствует клиноцизиту с 2% $Ca_2Fe_3(OH)Si_3O_{12}$.

Гранатовый скарн

Гранатовые скарны плотные—от сливных до крупнокристаллических (величина зерен—до 0,5 см), развиты на непосредственном контакте скарнового тела с окоლოსкарновыми и интрузивными породами

Структура их в большинстве случаев гранобластовая. В подчиненном количестве скарн содержит пироксен, волластонит, кальцит, шпинель, клинтонит, эпидот, кварц и вторичные минералы.

По присутствию вышеперечисленных минералов можно выделить следующие разновидности:

- 1) кальцит-гранатовая,
- 2) волластонит-эпидот-гранатовая,
- 3) пироксен-кальцит-гранатовая,
- 4) клинтонит-кальцит-гранатовая.

Кальцит-гранатовая разновидность состоит из граната (95,9%) и некоторого количества кальцита (3,0%), эпидота (0,1%), шпинели (0,1%), вторичных (0,9%). Кристаллы граната представлены идиобластами, обуславливающими переход к панидиобластовой структуре. Промежутки между идиобластами граната заполнены кальцитом.

В одном образце наблюдаются зерна шпинели. Шпинель в шлифе голубого цвета, образует идиоморфные зерна. Шпинель замещается гранатом. Встречаются единичные мелкие зерна эпидота.

Волластонит-эпидот-гранатовая разновидность также сложена гранатом (85,3%) с некоторым содержанием кальцита (7,5%), волластонита (3,3%), эпидота (3,5%), кварца (0,4%). Эта разновидность относительно мелкозернистая, структура ее гранобластовая, участками пойкилобластовая. Последняя обуславливается включениями зерен граната в волластоните.

Ранние зерна волластонита замещаются гранатом. В последующем они замещены эпидотом, кальцитом и кварцем. Волластонит характеризуется $2V = (-) 36-39^\circ$.

В пироксен-кальцит-гранатовой разновидности при наличии в преобладании в количественном отношении граната (81,9%) присутствуют пироксен (4,1%), эпидот (1,7%), кальцит (6,5%), кварц (2,1%), вторичные (3,7%).

В отличие от других разновидностей в этой гранат представлен двумя типами: бурый и бесцветным. При этом бурый гранат более ранний и постепенно замещается бесцветным. Показатели светопреломления бурого граната выше такового бесцветного. Бурый гранат—изотропный, а бесцветный—аномальный и двупреломляет. Последний в количественном отношении преобладает.

Пироксен образует крупные бесформенные зерна. Для него установлены $cN_g=38-42^\circ$; $2V=(+)$ $58-64^\circ$.

В породе встречаются спорадически рассеянные зерна эпидота, кальцита и кварца.

Необходимо отметить, что порода карбонатизирована. В ней также наблюдаются тонкие прожилки карбоната.

В одном образце половина поля зрения занята крупным зерном изотропного аналца с низким показателем светопреломления.

Клинтонит-кальцит-гранатовая разновидность выделяется по присутствию в гранатовом скарне хрупкой слюды—клинтонита.

Гранат образует крупные, занимающие почти все поле зерна (75,5%), промежутки которых заняты зернами клинтона (9,7%), кальцита (10,8%), цеолита (1,4%), вторичных (3,6%). Пустотки заняты также цеолитом; кроме того, наблюдается цеолитовый прожилок, секущий все минералы породы, включая кальцит.

Клинтонит характеризуется совершенной спайностью по (001), относительно которой погасает прямо. Встречаются шестигонные зерна с серой интерференционной окраской. В этих сечениях удается установить оптическую отрицательность минерала и малый угол оптических осей.

Везувиановый скарн

Это плотные мелкозернистые породы светло-зеленого, желтоватого цвета. Сложены они, в основном, везувианом с некоторым содержанием граната, волластонита, кальцита и вторичных минералов.

По присутствию того или иного из этих минералов можно выделить нижеследующие разновидности:

- 1) везувиановая,
- 2) гранат-кальцит-везувиановая,
- 3) волластонит-гранат-везувиановая.

Везувиановые разновидности обладают микрогранобластовой структурой, состоят исключительно из везувиана (94,6%), а также кальцита (1,1%), граната (0,2%), волластонита (0,2%) и вторичных (3,9%). Иногда наблюдаются прожилки, сложенные более крупнозернистым везувианом, образующим зубчатую структуру.

Гранат-кальцит-везувиановая разновидность имеет бластокактакластическую структуру, состоит из везувиана (84,7%), граната (5,7%), кальцита (6,1%) и вторичных (3,5%). В результате катаклаза первичная гранобластовая структура изменяется в вышеуказанную. Эта структура характеризуется наличием более или менее крупных зерен везувиана и участ-

ков дробленого материала—граната, везувиана, кальцита. В этих участках везувиан имеет волнистое погасание.

Волластонит-гранат-везувиановая разность, состоящая из везувиана (87,0%), граната (4,8%), волластонита (3,7%), кальцита (2,6%) и вторичных (1,9%), имеет бла-тоцементную структуру. В структуре породы выделяются крупные зерна везувиана, граната, волластонита, сцементированные дробленным материалом, состоящим из везувиана и граната.

Везувиан замещает бурый гранат. Наблюдается также разложение и замещение волластонита. По волластониту развивается редкий минерал—гиролит (?). Он развивается по краям зерен волластонита, обладает прямым погасанием, невысоким двупреломлением. Показатель светопреломления меньше преломления бальзама.

Везувиан-гранатовый скарн

Порода состоит, в основном, из равных количеств граната и везувиана с некоторой примесью кальцита, пироксена, эпидота, кварца и вторичных минералов.

Можно выделить две разновидности:

- 1) везувиан-гранатовая,
- 2) кальцит-везувиан-гранатовая.

Везувиан-гранатовая разность сложена крупными сплошными, несколько трещиноватыми зернами граната (48,9%) и везувиана (40,0%), присутствуют пироксен (0,6%), эпидот (0,7%), кальцит (1,3%), кварц (0,4%) и вторичные (8,1%). В некоторых участках наблюдается пойкилобластовая структура из зерен граната в везувиане. Встречается несколько зернышек циркона, что свидетельствует об эндоскарновом типе везувиан-гранатового скарна, развившемся по интрузивной породе. Местами обладает дактилоскопической структурой мелкозернистого везувиана.

В кальцит-везувиан-гранатовой разности содержание кальцита (18,3%) доходит до равных с везувианом (28,4%) и гранатом (42,0%) количеств, остальное — вторичные (11,3%). Структура пород гранобластовая и бластокатаклас-тическая (рис. 29).

Везувиан образует бесформенные, сплошные зерна и прямоугольные кристаллы с фигурой песочных часов. Бесцветные гранатовые кристаллы изометричные, идиобластовые (чаще в карбонатной среде). Наблюдается интенсивное замещение карбоната и граната мелкозернистым минералом [вероятно датолитом (?)].

Гранат-волластонитовый скарн

Структура гранобластовая. Местами наблюдаются кучные скопления зерен волластонита. Кроме основных минералов — граната (32,8%) и волластонита (52,8%), в подчиненном

количестве присутствуют везувиан (4,7%), пироксен (3,4%) и вторичные минералы (6,3%).

Изометричными или бесформенными зернами гранат замещает волластонит, индивиды которого оборваны по краям и имеют различные размеры. Спайность по (001) и (100), нередко двойники. $2V = (-) 36 - 42^\circ$.

Бесформенные, бесцветные зерна везувиана развиваются по гранату. Наблюдаются также призматические зерна с фигурой песочных часов.

Везувиан-геленитовая порода

Структура породы гранобластовая. Состоит главным образом из геленита (64,3%), меньше — везувиана (18,3%), присутствует незначительное количество кальцита (2,9%), рудных (2,7%) и вторичных (11,8%).

Геленит образует короткопризматические изометрические зерна с ясной спайностью под прямым углом. Оптически одноосный, отрицательный. Промежутки между зернами геленита заполнены кальцитом. Он замещается мелкозернистым желтоватым агрегатом, не поддающимся определению.

Везувиан, разбитый на крупные блоки, частично замещается кальцитом.

ДИАГРАММЫ СОСТАВ — ПАРАГЕНЕЗИС

При рассмотрении постмагматических процессов здесь, подобно Везувиановой горке, так же выделяются роговиковая, скарновая и послескарновая стадии. Соответственно скарновая стадия подразделяется на высокотемпературную и менее высокотемпературную ступени.

Однако, несмотря на такое сходство между этими участками, имеется и существенное различие, заключающееся



Рис. 29. Кальцит-везувиан-гранатовый скарн. Ник. +, увел. 72.

в том, что в связи с наклонным контактом карбонатных пород с интрузивом определенное развитие получили околоскарновые породы, образованные за счет метасоматического изменения интрузивных пород. Этот факт позволяет дополнить диаграмму состав — парагенезис для высокотемпературной ступени скарновой стадии метасоматоза на участке.

При исследовании интрузивных пород с контакта и околоскарновых пород участка (см. выше и рис. 28) устанавлива-

ем факты различного изменения интрузивных пород на контакте с карбонатными породами:

1) за счет ассимиляции известняков происходит базификация плагиоклазов интрузивной породы—увеличение содержания анортитовой молекулы с 37—42 до 60—69%;

2) образуется пироксен-полевошпатовая околоскарновая порода без изменения состава плагиоклаза;

3) образуется эпидот-полевошпатовая околоскарновая порода с ортоклазом и альбитом, содержащим в среднем 5% анортита. Это свидетельствует о значительно высоком потенциале калия и натрия.

Соответственно этому процессы характеризуются различными диаграммами состав—парагенезис. На рис. 30 представлена такая диаграмма с учетом пироксен-полевошпатовой околоскарновой породы. На диаграмме пунктирной линией показано изменение минерального и химического состава

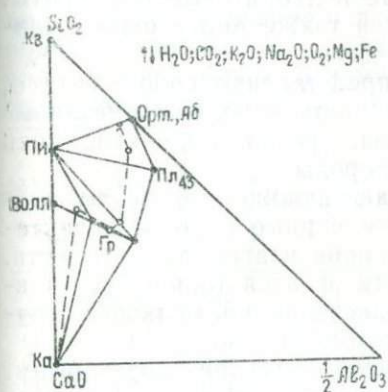


Рис. 30. Диаграмма состав—парагенезис высокотемпературной ступени скарновой стадии с учетом пироксен-полевошпатовой околоскарновой породы.

↑↓—вполне подвижные компоненты

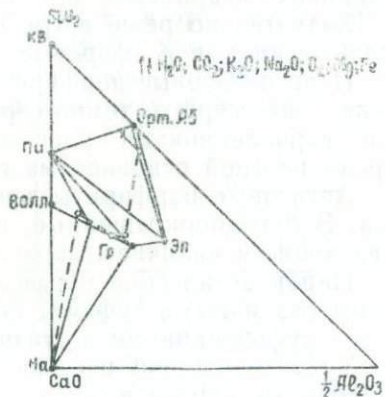


Рис. 31. Диаграмма состав—парагенезис высокотемпературной ступени скарновой стадии с учетом эпидот-полевошпатовой околоскарновой породы.

↑↓—вполне подвижные компоненты

пород при прослеживании через скарновое тело от интрузивной породы до известняков. Крестиком обозначена интрузивная порода, кружками—наблюдавшиеся парагенезисы. На рис. 31 представлена диаграмма состав—парагенезис с учетом эпидот-полевошпатовой околоскарновой породы.

СКАРНОВОЕ ТЕЛО КАРАГОЮНЛУ

В 2 км к юго-востоку от с. Коминтер; начинается полоса известняков, составляющая южные склоны вершины Сардарский бугор (1829,9 м). В южной части эта полоса на протяжении около 1700 м на контакте с Кедабекским ин-

трузивом в той или иной степени скарнирована. Наиболее интенсивно метасоматические процессы проявились у бывшего с. Карагоюнлу. По названию этого селения и названо скарновое тело. Длина его—около 300 м, ширина—до 50—80 м.

В геологическом строении участка принимают участие вулканогенные и осадочные породы верхов средней юры и верхней юры. Наиболее древними здесь являются отложения **батского** возраста—„верхняя вулканогенная толща“ (описание пород по Г. И. Керимову, 1958₃). Эта толща отличается широким развитием пирокластических пород, чередующихся с порфиристыми покровами и группирующихся большей частью в герхах толщи.

Наибольшим развитием среди порфиритов пользуются плагиоклазовые и авгитовые порфириты; несколько меньше распространены роговообманковые, роговообманково-пироксеновые, кварцевые, диабазовые и диоритовые порфириты.

Значительно реже встречаются также биотитовые, мандельштейновые и афировые разновидности.

Плагиоклазовые порфириты представляют собой серого, зеленовато-серого, темно-серого цвета породы с отчетливыми вкрапленниками плагиоклаза, резко выделяющимися среди плотной основной массы породы.

Авгитовые порфириты занимают нижние горизонты толщи. Это темноокрашенные, почти черные породы, характеризующиеся наличием вкрапленников плагиоклаза и авгита.

Пирокластические образования в этой толще представлены различными туфами, туфопесчаниками, мелкообломочными туфобрекчиями и туфоконгломератами.

Туфы по составу отвечают соответствующим порфиритам. Породы окрашены в темно-зеленые, бурые и серые цвета.

Туфопесчаники—породы серого, зеленовато-серого цвета тонко- и мелкозернистого сложения, состоящие из угловатых зерен плагиоклаза и кварца.

На породы „верхней вулканогенной толщи“ трансгрессивно и с небольшим угловым несогласием налегает осадочно-пирокластическая толща **келловей-нижнего оксфорда** (без подразделения) мощностью около 400 м. Эта толща выражена осадочными, частично эффузивами, вулканогенными, обломочными породами. Они представлены различными туфопесчаниками, туфоалевролитами, алевротуффитами, витрокластическими и кристаллокластическими микрофельзитовыми туфами, порфиристыми брекчиями, плагиоклазовыми порфиритами и, в меньшей степени, нормально-осадочными полимиктовыми песчаниками и аргиллитами.

Отложения келловей-нижнего оксфорда перекрываются трансгрессивно, с незначительным угловым несогласием кар-

бонатной толщей верхнего оксфорда (лузитанская фация). Известняки представлены толстослоистыми и массивнослоистыми породами от светлосеро-белого до темно-серого, иногда почти до черного цвета. Среди известняков выделяется ряд разновидностей по структурным особенностям — тонкозернистый, мелкозернистый, разномзернистый, кремнистый и кристаллический известняк. Местами в толще известняков встречаются тонкие слои туфопесчаника. Известняки падают на ЮЗ 205° под углом 20—28°. В известняках фауна, пригодная для определения, не найдена. Карбонатность известняков составляет 75—97%.

Эти известняки на контакте с Кедабекским интрузивом преобразованы в известковые скарны с широким развитием волластонита.

Недавно в литературе появились предположения не проводивших в Кедабеке детальных исследований лиц, будто бы скарны Кедабека являются магнезиальными. Чтобы рассеять подобного рода мнения и внести ясность в этот вопрос, приводим (по данным М. А. Атаевой, 1969) химический состав сернистой вытяжки и минералогический состав фракций (среднее из 14 образцов) рассматриваемых известняков:

№№ обр.	Н. О.	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	SO ₃	п.п.п.	Сумма	Вла- га	Содержа- ние	
											Каль- цит	ДОЛО- ММТ
3	3,29	0,16	0,22	следи	1,91	48,54	0,13	45,44	99,69	нет	79,87	9,17
10	10,74	7,65	4,85	0,05	1,49	39,40	0,10	36,28	100,56	0,11	71,60	7,96
11	22,94	1,16	1,06	0,02	0,66	40,95	0,10	32,64	99,53	0,65	72,07	3,25
12	25,84	1,16	0,98	следи	0,56	39,30	0,20	31,90	99,94	0,48	69,72	2,84
13	8,45	0,37	0,24	0,05	0,56	48,78	следи	40,98	99,43	0,14	85,55	2,80

В тяжелой фракции известняков присутствуют (вес. %): бурый железняк 32,8, магнетит, ильменит—12,3, циркон—2,2, гранат—0,7, рутил—0,6, турмалин—1,1, мусковит—1,4, хлорит—1,9, биотит—6,2, эпидот—8,6, титанит—1,0, роговая обманка—16,4 авгит—8,2, барит—1,1, нерудные непрозрачные—5,6. Легкая фракция представлена (вес. %) кварцем—8,8, полевыми шпатами—28,6, обломками кремнистых пород—23,6 и обломками пород—39,0.

Отложения верхнего оксфорда согласно перекрываются эффузивно-пирокластическими образованиями кимериджа. Мощность их—около 50 м, площадь распространения—около 1 км². Эти образования представлены слоистыми фиолетово-серыми туфами, туфопесчаниками и порфиритами.

В южной части вся эта вулканогенно-осадочная толща контактирует с Кедабекским интрузивом, представленным, главным образом, кварцевыми диоритами.

На участке Карагоюнлу кварцевые диориты прорваны

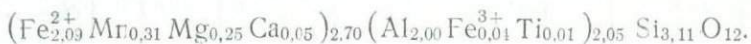
аплитами, которые в виде скал отчетливо выделяются на общем фоне интрузивных пород. Особенностью аплитов является присутствие аксессуарного красного граната—альмандин (С. А. Махмудов, С. М. Зульфугаров, 1964).

Гранат составляет 2,3 объем. % породы. Зерна его в большинстве случаев имеют правильные очертания с основной формой—тетрагон-триоктаэдра {211}. На гранях выделенных из породы кристаллов часто отмечается штриховка, обусловленная антискелетными формами. Удельный вес— $3,984 \text{ г/см}^3$, показатель светопреломления $N = 1,802 \pm 0,002$. Параметр элементарной ячейки, определенный по дебаеграмме (железный антикатод, 30 кв, 10 ма, 12 час.), оказался $a_0 = 11,591 \pm 0,003 \text{ кХ}$.

Химический анализ показал следующий состав (вес. %): SiO_2 —38,83; TiO_2 —0,13; Al_2O_3 —21,16; Fe_2O_3 —0,62; FeO —31,15; MnO —4,60; MgO —2,07; CaO —0,62; Na_2O —0,31; K_2O —0,31; п.п.п.—0,48, сумма—100,28.

Согласно спектральному анализу, в гранате присутствуют V —0,014; Ni —0,032; Zn —0,046; Cu —0,03 (спектральная лаборатория, Институт геологии АН Азерб. ССР).

В результате пересчета получаем следующую формулу:



При пересчете на нормативный состав получаются соотношения (вес. %): альмандин—77,2; спессартин—11,6; пироп—9,1; ндрадит—2,1 и излишки (SiO_2 , Al_2O_3 , щелочи и п.п.п.).

В минеральном составе скарнового тела участвуют, главным образом, гранат, волластонит, везувиан, кальцит, а также в незначительном количестве пироксен, пренит, апофиллит, геленит, цеолиты, гиролит, рудный минерал, циркон, апатит, кварц.

Минералы скарнов аналогичны минералам Везувиановой горки. Имеющиеся различия выражаются в проявлении иного характера гранатов, апофиллита, пренита и различных цеолитов.

Наиболее отличительной чертой этого участка является широкое распространение здесь волластонита. Площадь выходов его—около 1500 м^2 . Если мощность образований принять ориентировочно 2 м, то получим 3.000 м^3 . Это составляет около 9 тыс. т волластонита.

На этом подсчете мы акцентируем внимание в связи со все расширяющимся использованием волластонита в различных отраслях хозяйства.

Впервые волластонит стал применяться в составе обмазки для электросварочных электродов в конце тридцатых годов нашего столетия. Области применения волластонита широко освещены в статье В. П. Петрова (1955). Наиболее обшир-

ной областью применения является керамика. Из волластонита на бентонитовой связке или со стеклом можно получить изразцы или стеновые плитки толщиной около 0,5—1,0 см, обладающие заметной прочностью и устойчивостью к ударам. Они могут сверлиться обычными сверлами, а гвоздь держится в них устойчиво, как в дереве.

Изоляторы, изготовленные из волластонитовых масс, обладают исключительно низкими диэлектрическими потерями. Из волластонитовых масс рекомендуется изготовление санитарного фарфора, терракоты, фаянса, электрофарфоровых изделий, произведений искусства и т. д.

Волластонит рекомендуется вводить в стекло вместо мела и известковых добавок. В производстве абразивов волластонит может использоваться (и широко используется в США) как компонент в связке абразивных кругов. В металлургии он используется как плавень для регулировки вязкости шлаков,

Волокнистый волластонит и ватоподобные агрегаты из него употребляются как специальные фильтры, наполнители, набивные и насыпные теплоизоляторы. Большое количество этого материала используется как добавка и заменитель асбеста в асбестоцементных изделиях и композициях. Широко применяется волластонит как волокнистый, так и в зернах в качестве наполнителя бумаги самостоятельно и совместно с глинистыми компонентами.

В красках волластонит используется как пигмент на клеевой и масляной основе—он в краске обладает хорошей кроющей способностью и малой маслосемкостью.

Волластонит рассматривается как ценное химическое сырье. Смесь тонкодробленого минерала с серной кислотой дает пасту, которая в результате происходящей экзотермической реакции значительно увеличивается в объеме. Полученный продукт (силикагель в смеси с сернистым кальцием) обладает высокой поглотительной способностью.

Из волластонита в смеси с фосфорной и борной кислотой (как замедлителем схватывания) может быть получен цемент, отливая который в формы и обжигая, получают фарфороподобный продукт, который можно сверлить, пилить и пробивать гвоздями.

При внесении в кислые почвы волластонит дает более длительный эффект, чем известкование; он может быть также компонентом фосфорных удобрений.

Учитывая эти широкие возможности, можно надеяться, что и кедабекский волластонит найдет себе достойное применение.

Ниже даем описание минералов и пород.

Из минералов описаны гранаты, отличающиеся иным характером от гранатов других участков, а также апофиллит,

пренит и цеолиты, не встреченные на вышесписанных участках.

Из пород охарактеризованы интрузивная порода, примыкающая к скарновому телу, околоскарновые породы (измененные интрузивные породы) и породы, слагающие скарновое тело.

МИНЕРАЛЫ СКАРНОВОГО ТЕЛА

Гранаты

Встречаются различные гранаты—бесцветный, зеленоватый, бурый, каштановый, розовый прозрачный и полихромные.

Таблица 31

Расчет дебаграммы розового граната

№№ п/п	<i>l</i>	d_{α}/n	d_{β}/n	<i>hkl</i>
1	8	2,98	2,69	400, 420 β
2	10	2,66	(2,40)	420
3	3	2,43	2,19	422, 521 β
4	4	2,337	(2,109)	431, 510
5	4	2,176	(1,964)	521
6	7	1,935	(1,746)	611, 532
7	2	1,839	1,659	541, 640 β
8	4	1,758	1,587	631, 642 β
9	4	1,722	(1,554)	444
10	6	1,653	(1,492)	640
11	10	1,594	(1,439)	642
12	5	1,490	(1,345)	800
13	2	(1,446)	1,305	842 β
14	7	1,333	(1,203)	840
15	9	1,300	(1,173)	842
16	5	1,271	(1,147)	664
17	3	(1,227)	1,107	10·4·0 β , 864 β
18	5	1,206	1,089	10·4·2 β , 941, 853, 770
19	3	1,169	1,056	10·2·0, 862, 880 β
20	10	1,108	(1,000)	10·4·0, 864
21	9	1,089	(0,9832)	10·4·2
22	1	(1,072)	0,9673	12·2·2 β , 10·6·4 β
23	7	1,054	(0,9516)	880
24	4	0,9945	0,8975	12·0·0, 884
25	5	0,9814	0,8858	12·2·0, 12·6·0 β , 10·8·4 β
26	10	0,9670	(0,8728)	12·2·2 10·6·4
27	2	0,9254	0,8352	11·6·3, 992, 976
28	1	(0,9072)	0,8188	14·4·0 β , 12·8·2 β
29	5	(0,8987)	0,8111	12·4·4, 14·4·2 β , 12·6·6 β
30	10	0,8888	(0,8022)	12·6·0, 10·8·4
31	4	0,8788	0,7932	12·6·2
32	5	0,8604	0,7765	888
33	5	0,8472	0,7646	14·1·1, 13·5·2, 10·7·7, 996
34	4	0,8387	0,7570	12·7·3
35	4	0,8266	0,7460	12·8·0
36	10	0,8187	(0,7389)	14·4·0, 12·8·2
37	10	0,8110	(0,7311)	14·4·2, 12·6·6

Они образуют как сливные формы, так и хорошо развитые ромбо-додекаэдрические кристаллы. Размеры последних достигают 25 мм.

Ядра полихромных разностей сложены черно-бурым гранатом, к периферии цвет меняется через желто-бурый, желтый, желтовато-зеленый, зеленый до почти белого прозрачного; иногда внешняя зона окрашена в слабо-розовый цвет. Интересно то, что встречаются и отдельные кристаллы, окрашенные в один цвет. При изучении особенное внимание мы обратили на розовый прозрачный, черный, иризирующий на изломе, и каштановый гранат.

Розовый прозрачный гранат в скарнах—размером до 7 мм; основная форма—ромбо-додекаэдр {110}, имеет блестящие грани. Он сопровождается волластонитом и кальцитом.

Показатель преломления равен $N = 1,727 \pm 0,002$. Удельный вес—3,54 г/см³.

Параметр ячейки, определенный по дебаеграмме, расчет которой дается в таблице 31, и по рентгенограмме вращения, оказался $a_0 = 11,923 \pm \pm 0,005$ кХ. Условия съемки: Си—излучение; 30 кВ; 10 мА; 20 час.

Наш розовый гранат не находит места на диаграмме М. А. Гневушева, А. И. Калинина, В. И. Михеева и Г. И. Смирнова (1956), поэтому на специфические особенности этого граната следует обратить внимание.

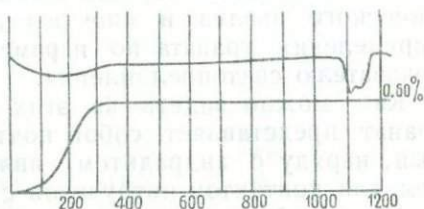


Рис. 32. Термограмма граната.

На термограмме граната (рис. 32) отмечаются два эндотермических эффекта—один в интервале 20—350°, второй—1070—1120°, причем последний двоянный.

На кривой обезвоживания имеется потеря веса в количестве 0,60%, в интервале до 350°. Из этого можно заключить, что первый эндотермический эффект соответствует выделению воды, причем она выделяется постепенно, а второй эффект—разрушению минерала.

Химический анализ граната показал следующие соотношения компонентов (вес. %):

SiO ₂ — 41,20	MgO — 0,73
TiO ₂ — 0,07	CaO — 34,60
Al ₂ O ₃ — 20,66	Na ₂ O — 0,32
Fe ₂ O ₃ — 1,19	K ₂ O — 0,40
FeO — нет	H ₂ O _{-110°} — 0,06
MnO — 0,09	H ₂ O _{+110°} — 0,82
<hr/>	
Сумма 100,14	

Пересчет этого анализа на кристаллохимическую формулу, на основе 12 атомов кислорода, показал:



Пересчет анализа на модальный состав дает следующие результаты (вес. %):

гроссуляр	—87,7
андрацит	— 3,1
пироп	— 1,8
излишки	— 7,4
	100,0

По параметру элементарной ячейки и показателю светопреломления, по диаграмме А. Н. Винчелл и Г. Винчелл (1953), гранат должен иметь следующий состав:

гроссуляр	—87,4
андрацит	—3,6
гидрогроссуляр	—8,6
гидроандрацит	—0,4
	100,0

Эти количества хорошо согласуются с результатами химического анализа и еще раз подтверждают возможность определения граната по параметру элементарной ячейки и показателю светопреломления.

Как можно видеть из этих пересчетов, описываемый гранат представляет собой почти чистый гроссуляр, который, наряду с андрацитом, является характерным минералом для контактов интрузивов с известняками.

Черный гранат встречен в кальцит-воластонитовом скарне у родника на северо-восточном краю скарнового тела у бывшего с. Карагоюнлу. Он образует ромбо-додекаэдрические кристаллы величиной до 5 мм. Грани кристаллов, индукционные грани роста и поверхности излома иногда обладают иризацией. Блеск минерала стеклянный. Цвет черты—темно-бурый. Удельный вес—3,84 г/см³.

По дебаеграмме (см. расчет в таблице 32) параметр ячейки $a_0 = 12,089 \pm 0,005$ кХ. Условия съемки: Fe-излучение, 30 кВ; 10 мА; 39 час.

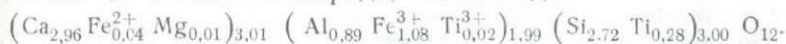
По этому параметру и удельному весу гранат можно отнести к андрациту с некоторым содержанием титана.

Химический анализ черного граната (аналитик Э. К. Эфендиева) показал следующие результаты (среднее из 3 анализов) (вес. %):

SiO ₂ —33,11	MnO— нет
TiO ₂ — 4,98	MgO—0,06
Al ₂ O ₃ — 9,20	CaO—33,72
Fe ₂ O ₃ —17,36	Na ₂ O— 0,54
FeO— 0,56	H ₂ O— 0,86

Сумма—100,39

Пересчет анализа на кристаллохимическую формулу, на основе 12 атомов кислорода, имеет вид:



Ввиду избытка Ti^{4+} , замещающего кремний, часть его пересчитана на Ti^{3+} . А. А. Кухаренко и Э. А. Багдасаров (1962) предложили избыток Ti^{4+} переводить в Ti^{3+} по схеме:



Таблица 32

Расчет дебаэграммы черного граната

№№	<i>l</i>	d_{α}/n	d_{β}/n	<i>hkl</i>
1	3	(3,32)	3,01	400 $\bar{3}$
2	8	3,01	(2,73)	400
3	1	2,84	2,58	330; 411
4	10	2,70	2,45	420
5	1	2,58	2,34	332
6	8	2,46	(2,23)	422
7	3	2,369	(2,147)	431; 510
8	4	2,206	(1,999)	521
9	1	(2,171)	1,968	611 $\bar{3}$; 532 $\bar{3}$
10	1	2,013	1,825	600; 442
11	6	1,963	(1,779)	611; 532
12	1	(1,919)	1,739	444 $\bar{3}$
13	2	(1,860)	1,686	640 $\bar{3}$
14	6	1,783	(1,616)	631
15	3	1,746	(1,583)	444
16	9	1,678	(1,521)	640
17	10	1,618	(1,467)	642
18	4	1,513	(1,372)	800
19	1	(1,495)	1,355	840
20	3	(1,465)	1,328	842
21	1	(1,431)	1,297	664
22	7	1,353	(1,226)	840 $\bar{3}$
23	8	1,320	(1,196)	842 $\bar{3}$
24	6	1,290	(1,169)	664 $\bar{3}$
25	3	(1,244)	1,128	864 $\bar{3}$
26	5	1,222	1,108	770; 10·4·2 $\bar{3}$
27	2	(1,183)	1,072	880 $\bar{3}$
28	1	1,154	1,046	10·3·1; 952; 765
29	10	1,124	(1,019)	864
30	10	1,105	(1,002)	10·4·2
31	2	(1,086)	0,9844	12·2·2 $\bar{3}$; 10·6·4 $\bar{3}$
32	9	1,070	(0,9702)	880
33	5	1,008	(0,9137)	12·0·0; 884

А. П. Грудев (1964) предложил другую методику. Количество Ti^{3+} вычисляется по формуле:

$$\text{Ti}^{3+} = \frac{8(\text{Si} + \text{Ti}) - 2\Sigma}{7} \quad \text{и далее} \quad \text{Ti}^{4+} = \text{Ti} - \text{Ti}^{3+},$$

где Si—молекулярное количество SiO₂; Ti—молекулярное количество TiO₂, указанного в анализе; Σ—количество атомов кислорода в анализе.

При расчете мы пользовались формулой А. П. Грудева. Пересчет анализа на нормативный состав дает результаты (вес. %):

андрадит	— 46,2
гроссуляр	— 42,8
шорломит	— 7,4
альмандин (+ пироп)	— 1,5
излишки	— 2,1

100,0

Таким образом, черный гранат является меланитом.

Спектральный анализ показал следующие содержания редких и рассеянных элементов: Ni—0,001—0,003 %; Ga—0,001—0,003%; Ge—0,003—0,01 %; Zr—0,001—0,003 %.

Каштановый гранат встречается в виде мелких кристаллов, легко отделяющихся от породы. Некоторые кристаллы полихромные—ядра каштановые, на периферии—светлый до бесцветного. Удельный вес—3,66 г/см³

Пренит

Пренит в скарновых образованиях Кедабекского района отмечается впервые нами. Он слагает почти мономинеральную светло-зеленого цвета хрупкую породу. Пренит, встречающийся с гранатом,—белого цвета. Минерал твердый, но хрупкий. На поверхности сливных образований можно заметить мельчайшие таблитчатые кристаллы в виде прямоугольных параллелепипедов.

Удельный вес пренита—2,862 г/см³. Оптически двуосный, положительный. Показатели светопреломления, определенные иммерсионным методом, следующие: $N_g = 1,650 \pm 0,001$; $N_m = 1,630 \pm 0,001$; $N_p = 1,620 \pm 0,001$; $N_g - N_p = 0,030$.

Угол оптических осей $2V = (+) 69^\circ$, вычисленный угол оптических осей— $2V = (+) 71^\circ$. В шлифе бесцветный, имеет волнистое погасание. Относительно слабо выраженной спайности погасание прямое.

По оптическим данным (на основе диаграмм А. Н. Винчелл и Г. Винчелл, 1953, и В. Е. Трегера, 1958) минерал содержит около 94% Ca₂Al₂Si₃O₁₀(OH)₂ и 6% Ca₂Fe₂Si₃O₁₀(OH)₂.

Химическим анализом (аналитик Э. К. Эфендиева) установлены следующие содержания компонентов (вес. %):

SiO ₂	— 42,98	Na ₂ O	— 0,67
Al ₂ O ₃	— 23,94	H ₂ O ₊₁₁₀	— 4,39
Fe ₂ O ₃	— 1,22	H ₂ O ₋₁₁₀	— 0,38
CaO	— 26,67		
		Сумма	— 100,25

Расчет дебаеграммы пренита

№№ п/п	<i>l</i>	d_{α}/n	d_{β}/n	<i>hkl</i>
1	3	3,53	3,20	110; 014
2	1	3,27	2,968	104
3	8	3,084	2,795	006
4	7	2,816	2,552	114
5	10	2,561	2,321	115; 106
6	2	2,360	2,140	121
7	3	2,324	2,106	116; 200; 008
8	3	2,066	1,873	009; 026
9	8	1,948	1,766	118
10	4	1,855	1,682	030; 0·0·10
11	10	1,779	1,613	220; 028
12	5	1,708	1,548	131; 223
13	4	1,668	1,512	217
14	4	1,638	1,484	208
15	9	1,542	1,397	300; 0·0·12
16	2	1,446	1,311	313; 230
17	4	1,409	1,277	228; 233
18	1	1,381	1,252	040
19	2	1,347	1,221	320
20	1	1,327	1,203	140; 044; 0·0·14
21	2	1,290	1,169	0·1·14
22	1	1,239	1,123	0·0·15; 4043
23	3	1,204	1,092	1·3·11; 327
24	5	1,175	1,065	332
25	1	1,159	1,051	400; 0·0·16
26	2	1,141	1,034	2·3·10
27	3	1,123	1,018	404
28	8	1,070	0,969	0·2·16; 420

Пересчет на основе 12 атомов кислорода дает формулу $(Ca_{1,97}Na_{0,09})_{2,06}(Al_{0,92}Fe_{0,07}^{3+})_{0,99}(Al_{1,03}Si_{2,97})O_{9,97}(OH)_{2,03}$, которая указывает на наличие 7 % феррисиликатовой молекулы.

Расчет снятой нами дебаеграммы приведен в таблице 33 (условия съемки; Fe-излучение, 30 кВ, 10 мА).

Таблица 34

Параметры ячейки	Пренит из Кедабека (по С. А. Махмудову)	По справочникам	
		Х. Штрунца	А. Н. Винчелл и Г. Винчелл
a_0	4,64	4,61	4,65
b_0	5,54	5,47	5,52
c_0	18,56	18,48	18,53

В результате индицирования дебаеграммы определены следующие параметры элементарной ячейки пренита. Для сравнения даем параметры ячейки пренита по справочникам Х. Штрунца (1962) и А. Н. Винчелл и Г. Винчелл (1953) (табл. 34).

Небезынтересно было изучить поведение воды в прените методом термического анализа. На дифференциальной кривой термограммы (рис. 33, а) отмечается один эндотермический эффект при 750—870°, соответствующий дегидратации минерала*, и один экзотермический эффект при 950—970°, соответствующий спеканию минерала.

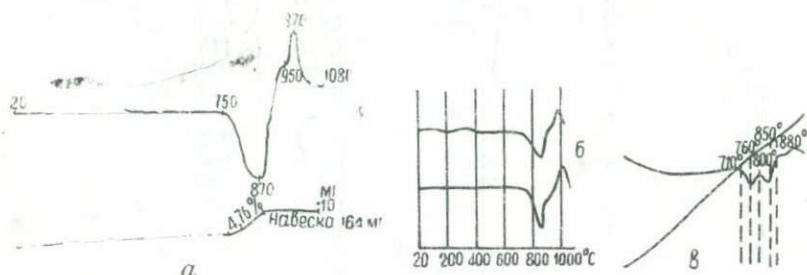


Рис. 33. Термограммы пренитов: а—пренит из Кедабека, б—по В. П. Ивановой, в—по А. С. Поваренных.

Полученные данные вполне совпадают с термическими кривыми, приведенным В. П. Ивановой (1961) (см. рис. 33, б).

Поэтому нельзя согласиться с утверждением А. С. Поваренных (1952), изучавшим пренит из скарнов Майдантальского гранитного плутона Чаткальского района Киргизской ССР о том, что «кривая нагревания пренита (рис. 33, в)... показывает, что начало плавления наступает около 710—720° и затем происходит удаление воды в интервале 800—850°». При этом указанный автор не установил так же экзотермический эффект, характерный для пренита.

Спектральным анализом в прените Кедабека установлены галлий в количестве 0,003—0,01 % и следы бериллия, при отсутствии других редких и рассеянных элементов.

Апофиллит

Апофиллит встречен в жеоде среди гранато-кальцитового скарна (рис. 34). Здесь он образует пластинчато-зернистые и

* При анализе автоматически и синхронно записывалась кривая потери веса; при указанном эффекте минерал теряет в своем весе 4,76%, что совсем незначительно отличается от теоретического содержания—4,4 %, разницу можно отнести за счет гигроскопической влаги.

волоконистые агрегаты. Со стороны полости жеоды вся поверхность выкристаллизовавшегося минерала покрыта желтовато-белой матовой коркой, в связи с чем невозможно определить простые формы кристаллов апофиллита. Визуально определяются грани $a \{100\}$; $P \{111\}$ и $c \{001\}$. Размеры кристаллов не превышают 7–8 мм. Обычно апофиллит встречается в виде параллельных сростков. Найден двусторонне образованный сросток с входящими углами, который, как нам кажется, указывает на закономерное срастание отдельных индивидов. Таким срастанием следует объяснить образование пластинчатых агрегатов, которые прозрачные, белого цвета. Волокнистые агрегаты — розового цвета. Блеск апофиллита стеклянный, на плоскостях спайности — с перламутровым отливом. Удельный вес апофиллита — $2,367 \text{ г/см}^3$.

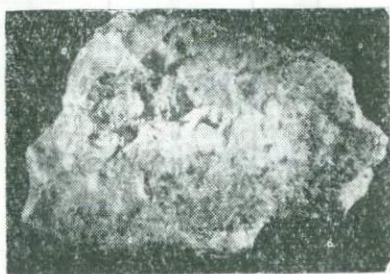


Рис. 34. Апофиллит (белое в середине) в гранат-кальцитовом скарне. Видны отдельные кристаллы. Уменьш. в 3 раза.

Оптически одноосный, положительный. Показатели преломления — $N_e = 1,535 \pm 0,001$; $N_o = 1,532 \pm 0,001$; $N_e - N_o = 0,003$. Апофиллит в соляной кислоте разлагается с сохранением кремне-кислородного скелета, распадающегося в виде хлопьев.

Апофиллит был подвергнут рентгенографическому анализу. Минерал тетрагональный; параметры ячейки, определенные методом вращения: $a_0 = 9,00 \pm 0,01 \text{ кХ}$; $c_0 = 15,66 \pm 0,01 \text{ кХ}$; $a_0 : c_0 = 0,575$.

В рентгенометрическом определителе минералов В. И. Михеева мы не нашли дебаграмму апофиллита, поэтому нами была снята дебаграмма на камере большого диаметра $D = 143,2 \text{ мм}$ (табл. 35) Условия съемки: железный антикатод, 30 кв, 10 ма, 20 час.

Дебаграмма апофиллита была снята также на дифрактометре (табл. 36) в рентгенометрической лаборатории Института физики Академии наук Азербайджанской ССР под руководством К. П. Мамедова. При расчете учитывались линии интенсивностью не менее 0,5. Съемка велась на отфильтрованном медном излучении.

Как видно из сравнения таблиц 35 и 36, обе дебаграммы вполне тождественны в пределах допустимых погрешностей. Наиболее сильные линии дебаграммы апофиллита: 8—4,00; 10—2,998; 9—2,498; 8—2,119; 8—1,587, которые могут быть включены в ключ рентгенометрического определителя.

Как видно из сравнения таблиц 35 и 36, обе дебаграммы вполне тождественны в пределах допустимых погрешностей. Наиболее сильные линии дебаграммы апофиллита: 8—4,00; 10—2,998; 9—2,498; 8—2,119; 8—1,587, которые могут быть включены в ключ рентгенометрического определителя.

Расчет дебаеграммы апофиллита

№№ п/п	<i>l</i>	d_{α}/n	d_{β}/n	<i>hkl</i>
1	2	3	4	5
1	1	9,00	8,16	100
2	4	7,85	(7,12)	101; 002
3	3	(5,05)	4,58	β
4	6	4,55	(4,13)	103
5	3	(4,42)	4,00	β
6	8	4,00	(3,62)	210; 113
7	2	3,92	3,56	004
8	6	3,600	(3,263)	104
9	1	(3,539)	3,208	β
10	3	3,397	3,080	203
11	4	(3,315)	3,005	β
12	4	3,200	(2,901)	213; 220
13	10	2,998	(2,718)	300
14	3	2,960	2,683	105; 222
15	1	2,839	(2,574)	310
16	3	(2,764)	2,505	β
17	3	2,680	(2,430)	312
18	9*	2,498	(2,264)	320; 313
19	5**	2,442	(2,213)	не индицируется
20	3	(2,336)	2,117	β
21	3	2,193	(1,988)	216
22	2	2,166	(1,963)	305; 107
23	8	2,119	(1,921)	330
24	6	2,012	(1,824)	420; 413
25	3	1,958	1,774	008
26	2	1,799	1,630	500; 430
27	7	1,767	(1,602)	510
28	3	(1,747)	1,583	β
29	1	1,723	1,562	512
30	2	(1,708)	1,548	β
31	4	1,679	(1,522)	119
32	1	(1,657)	1,502	β
33	8	1,587	(1,438)	440
34	7	1,546	(1,401)	530
35	2	1,536	1,392	531; 524; 515
36	1	1,515	1,373	532
37	6	1,498	(1,358)	600
38	3	1,479	(1,340)	610; 533; 2.0.10
39	3	1,462	(1,325)	516
40	3	1,417	1,284	621; 445
41	1	(1,378)	1,249	β
42	2	1,352	(1,225)	605
43	2	1,317	(1,193)	429
44	6	1,285	(1,165)	700; 4.0.10
45	2	1,272	1,153	710; 550; 4.1.10
46	2	1,252	1,135	509

* — двойная линия.

** — эта линия не индицируется при данных значениях параметров элементарной ячейки.

1	2	3	4	5
47	6	1,240	(1,124)	519
48	1	(1,230)	1,115	3
49	2	1,197	1,085	3.0.12
50	1	(1,148)	1,040	3
51	6	1,116	(1,012)	810; 740; 4.4.10
52	1	1,100	0,998	803; 629
53	7	1,085	(0,984)	3.2.13
54	1	1,048	0,950	3.3.13
55	1	1,044	0,946	751; 832; 0.0.15
56	2	1,039	0,941	663
57	1	1,032	0,935	833; 806
58	3	1,027	0,931	816; 746; 719; 559
59	3	1,001	0,907	4.3.13; 5.0.13; 5.4.11; 900
60	2	0,987	0,894	843; 7.1.10; 5.5.10

Таблица 36

Расчет дифрактограммы апофиллита

№№ п/п	<i>I</i>	d_n/n	<i>hkl</i>
1	10,0	3,98	210; 113
2	1,7	3,189	220; 213
3	8,0	2,998	300
4	0,5	2,838	310
5	0,6	2,680	312
6	4,0	2,492	320; 313
7	1,7	2,439	не индицируется
8	1,0	2,193	216
9	0,7	2,166	305; 107
10	1,8	2,112	330
11	0,9	2,011	420; 413
12	1,5	1,765	510
13	0,6	1,724	512
14	0,5	1,678	119
15	5,3	1,583	440
16	1,0	1,546	530
17	0,7	1,496	600
18	0,5	1,460	516
19	0,7	1,417	621; 445
20	0,5	1,352	605
21	0,8	1,317	429
22	1,0	1,283	700
23	0,6	1,238	519
24	0,5	1,197	3.0.12

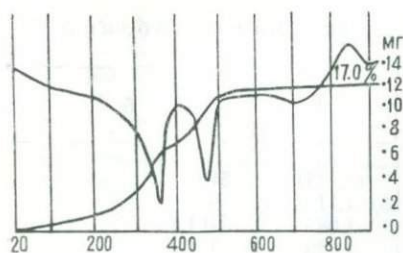


Рис. 35. Термограмма апсфиллита

Интересные данные получены при термическом исследовании апофиллита.

На термограмме (рис. 35) наблюдаются три эндотермических эффекта в интервалах I—180—360°; II—410—470° и III—645—700°, а также один экзотермический эффект в интервале 815—850°, соответствующий разложению минерала и новообразованию. Одновременно с дифференциальной кривой на термограмме автоматически записывалась кривая потери веса (или „обезвоживания“). Эта кривая показывает потерю веса в несколько этапов:

- от 20° до 240°—идет постепенная потеря веса—выделяется цеолитная вода в количестве 1,84%.
- от 240° до 360°—резкая потеря веса в количестве 6,38%.
- от 360° до 420°—постепенная потеря веса в количестве 1,84%.
- от 420° до 515°—резкая потеря веса в количестве 5,82%.
- от 515° до 920°—постепенная потеря веса в количестве 1,14%.

Общая потеря веса составляет 17,02%. В справочниках указывается, что выделяющаяся до 240—260° цеолитная вода составляет около половины всей воды в апофиллите. Однако в апофиллите из Кедабека она равна 1,84%, т. е. около одной девятой части всей потери веса, примерно, одной молекуле H₂O.

Спектральным анализом (аналитик Б. Э. Ройзман) установлен Co в количестве 0,0008%. Розоватый оттенок апофиллита можно считать обусловленным примесью кобальта.

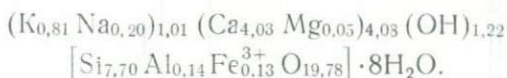
Тщательно отобранный под бинокулярной лупой минерал был анализирован в аналитической лаборатории Института геологии Академии наук Азербайджанской ССР (аналитик Э. К. Эфендиева).

При этом получены результаты:

SiO ₂ — 50,95	Na ₂ O — 0,72
Al ₂ O ₃ — 0,78	K ₂ O — 4,22
Fe ₂ O ₃ — 1,18	H ₂ O ₊₁₁₀ — 17,10
MgO — 0,22	H ₂ O ₋₁₁₀ — 0,39
CaO — 24,92	

Сумма—100,48

Кристаллохимическая формула апофиллита из Кедабека, рассчитанная на основе 29 атомов кислорода, имеет вид:



По предложению В. И. Вернадского, апофиллиты делятся на две группы: α -апофиллит, не содержащий в своем составе фтор, и β -апофиллит, содержащий фтор.

М. Н. Шкабара (1948), говоря о полиморфизме апофиллитов, OH-содержащую его разновидность относит к ромбической сингонии, а фторсодержащую — к тетрагональной сингонии.

Цеолиты

Минералы группы цеолитов представлены различными типами. Они встречаются в известняках близскарновой полосы, в интрузивных породах, в жильной породе, в скарнах и подстилающих известняки вулканогенно-осадочных породах келловей — нижнего оксфорда.

Десмин (стильбит) найден в мраморизованных известняках недалеко от северного края скарнового тела. Он образует радиально-лучистые агрегаты молочно-белого цвета (рис. 36). Легко расщепляется на хрупкие иголки.



Рис. 36. Радиально-лучистый десмин в известняке.

Удельный вес минерала — 2,121 г/см³. Оптически отрицательный двусосный с отрицательным удлинением. Двупреломление — слабое.

Десмин, встреченный в трещине интрузивной породы, прозрачный, иногда можно заметить столбчатые кристаллы. Также встречается в радиально-лучистых агрегатах.

Дебаеграммы десминов представлены на диаграммах (рис. 37). Условия съемки: Fe-излучение, 30 кв, 10 ма. Обе дебаеграммы не очень сильно отличаются друг от друга.

На термограммах (рис. 38) отмечаются один эндотермический эффект и одна экзотермическая реакция. Установлена точка плавления обезвоженного минерала — 940°.

На кривой обезвоживания фиксируется постепенная потеря веса.

Результаты термического анализа сведены в таблицу 37.

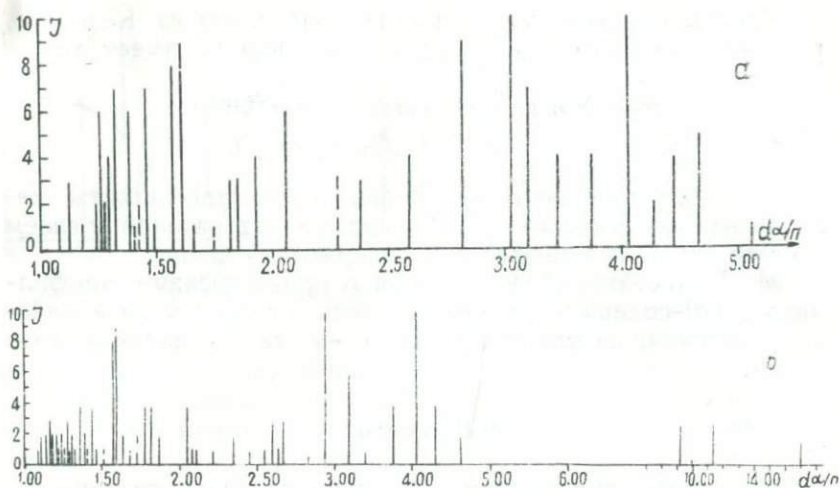


Рис. 37. Дебаеграммы десминов из: а—мраморизованного известняка; б—трещины в интрузивной породе.

Минерал из мраморизованных известняков был химически проанализирован (аналитик Э. К. Эфендиева). Установлены следующие компоненты (среднее из 2 определений) (вес. %):

SiO ₂ — 56,22	Na ₂ O — 0,80
Al ₂ O ₃ — 16,23	K ₂ O — 1,09
Fe ₂ O ₃ — 0,48	H ₂ O ₊₁₁₀ — 13,52
MgO — 0,39	H ₂ O ₋₁₁₀ — 4,21
CaO — 6,98	
	Сумма 99,92

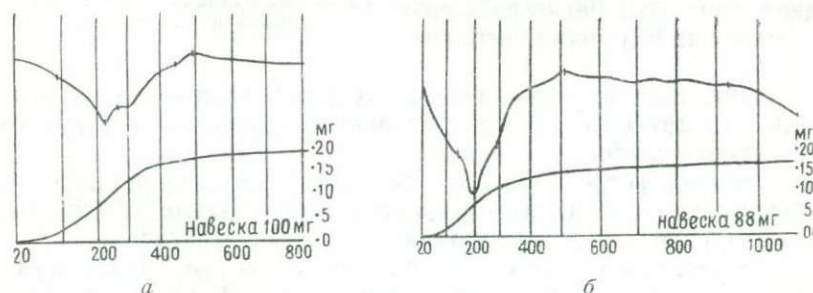


Рис. 38. Термограммы десминов из: а—мраморизованного известняка; б—трещины в интрузивной породе.

Отношение $\overline{RO} : R_2O_3 : SiO_2 : H_2O \approx 1 : 1 : 6 : 6$ позволило рассчитать кристаллохимическую формулу на основе 16 атомов кислорода:



приближающуюся к формуле десмина—
 $(\text{Na}_2, \text{Ca}) [\text{Al}_2\text{Si}_6 \text{O}_{16}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ (по А. Г. Бетехтину).

Таблица 37

Место нахождения	Эндотермический эффект	Экзотермический эффект	Интервал потери веса	Потеря веса (%)
В мраморизованных известняках	85—225°	445—490°	30—470°	19,0
В трещине интрузивной породы	120—200°	480—505°	30—505°	18,8

Спектральным анализом в десмине из известняка установлен цирконий в количестве 0,001—0,003%, а в десмине из трещины в интрузивной породе—Cu—0,001%, Ti—0,01%; Mn—0,006%, Sr—0,0006%.

Мезолит обнаружен в виде белых сферолитовых образований в дайке миндалекаменного микродиабазы, состоя-



Рис. 39. Сферолиты мезолита в микродиабазе.

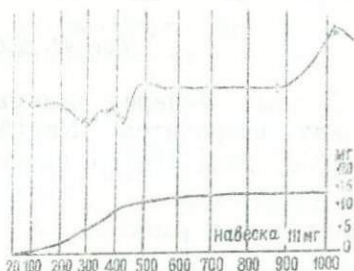


Рис. 40. Термограмма мезолита.

щего из пироксена, хлорита, рудного минерала и цеолита. Цеолит встречается как в виде отдельных сферолитовых образований, так и в основной массе породы. В сферолитах вначале кристаллизовался цеолит с интерференционной окраской серого цвета первого порядка, а затем почти изотропный цеолит.

Сферолитовые образования характеризуются неравномерным ростом лучей сферолита, зависящим от угла наклона их к направлению наибольшей скорости роста (рис. 39). Образование подобного рода сферолитов подробно описано Д. П. Григорьевым (1961).

Мезолит имеет отрицательное удлинение, а также очень слабое двупреломление.

На термограмме мезолита (рис. 40) отмечаются 4 эндотермических эффекта при температурах: I—200—275°; II—295—305°; III—345—360°; IV—390—420° и один экзотермический эффект при температуре 890—1020°.

Кривая обезвоживания показывает неравномерное выделение воды:

постепенная потеря веса при	20—210°	—1,8%
резкая	" " " 210—275°	—2,2%
постепенная	" " " 275—390°	—4,5%
резкая	" " " 390—420°	—1,8%
постепенная	" " " 420—645°	—2,7%

Всего—13,0%

Дебаеграмма его представлена на рис. 41. Условия съемки: Си-излучение, 30 кв, 10 ма.

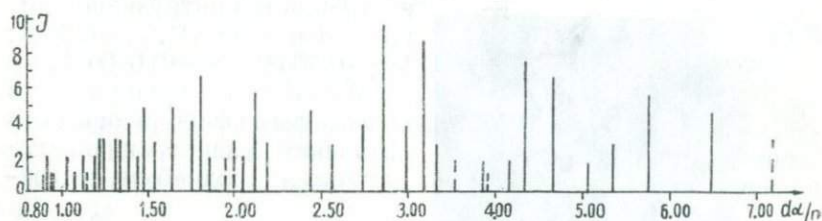


Рис. 41. Дебаеграмма мезолита.

Данный минерал занимает промежуточное положение между натролитом $\text{Na}_2[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и сколецитом $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ с преобладанием последнего.

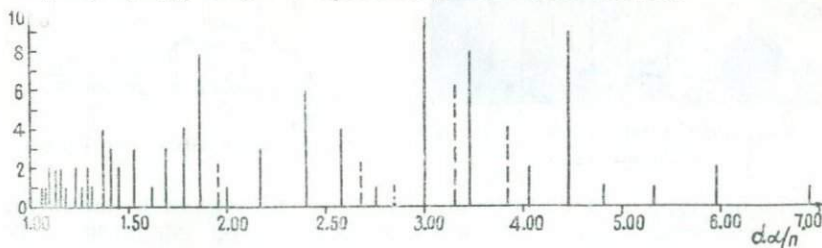


Рис. 42. Дебаеграмма шабазита.

Шабазит найден в пустотах вулканогенно-осадочных пород келловей—нижнего оксфорда, в 100 м от скарнов. Полость пустоты покрыта скрытокристаллической желтоватой коркой, на которой образовались прозрачные мелкие кристаллы, похожие на кубы.

Показатели светопреломления следующие: $N_e = 1,489 \pm 0,001$; $N_o = 1,485 \pm 0,001$; $N_e - N_o = 0,004$.

Минерал оптически положительный. Удельный вес— $2,10 \text{ г/см}^3$.

Дебаеграмма шабазита представлена на рис. 42. Условия съемки; Си-излучение, 30 кв, 10 ма.

На термограмме (рис. 43) отмечается эндотермический эффект при $20-200^\circ$ и экзотермический эффект при $830-870^\circ$. Последний соответствует перерождению минерала. Кроме того, наблюдаются два слабо выраженных эндотермических эффекта: один—при 580° (соответствует полиморфному превращению кварца) и другой—при $680-740^\circ$ (соответствует разложению незначительной примеси карбоната).

На кривой обезвоживания наблюдается потеря веса в следующих размерах:

в интервале	$20-220^\circ$	$-9,1\%$
" "	$220-430^\circ$	$-6,9\%$
" "	$720-770^\circ$	$-1,8\%$

Всего— $17,8\%$ ($16,0\%$).

Последняя порция потери веса относится к примеси карбоната, количество которого определяется (из расчета $1,8\%$ потери) около 4% .

Ниже переходим к характеристике интрузивных и метасоматически измененных пород участка, количественно-минералогический состав (в объем. %) которых дается в таблицах 38 и 39.

ИНТРУЗИВНАЯ ПОРОДА

Гибридный кварцевый диорит гипидиоморфнозернистой структуры (в среднем из 5) состоит из плагиоклаза ($58,6\%$), амфибола ($6,9\%$), пироксена ($6,1\%$), биотита ($4,5\%$), кварца ($6,6\%$), рудного минерала, апатита, сфена и вторичных (гидрослюда) (всех вместе— $17,3\%$).

Плагиоклаз образует таблитчатые зерна различной величины. Обладает отчетливым зональным строением, развиты также полисинтетические двойники. Обычно крупные зерна его бывают заполненными мелким агрегатом цветных минералов. В некоторых случаях индивиды плагиоклаза замут-

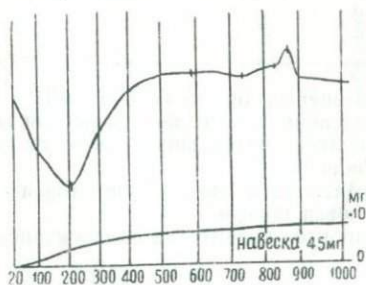


Рис. 43. Термограмма шабазита.

Количественно-минералогический состав интрузивных и

Породы	Среднее из	Плагиоклаз	Ортоклаз	Кварц
Кварцевый диорит (гибридный)	5	58,6	—	6,6
Полевошпатовая околоскарновая порода	6	20,7	58,2	15,1
Пироксен-полевошпатовая околоскарновая порода	8	18,4	31,3	9,4
Гранат-пироксен-полевошпатовая околоскарновая порода	3	57,7	—	—
Пироксен-пренитовая околоскарновая порода	3	—	—	—

нены субмикроскопическими включениями. Наблюдается антипертитовый распад плагиоклаза.

Цветные минералы представлены, в основном, пироксеном, переходящим в уралит, который, в свою очередь, замещается гидрослюдой. Встречаются и неизменные пироксены с двойниковым сложением. Биотита довольно много, к тому же он почти не изменен.

Зерна кварца резко ксеноморфны, заполняют промежутки между плагиоклазом и цветными минералами.

ПОЛЕВОШПАТОВАЯ ОКОЛОСКАРНОВАЯ ПОРОДА

Это измененная интрузивная порода гипидиоморфнозернистой, иногда гранулированной и участками гранофировой структуры.

Порода (в среднем из 6) состоит из ортоклаза (58,2%), плагиоклаза (20,7%), кварца (15,1%), в незначительном количестве присутствуют пироксен (эгирин-авгит) (0,8%), актинолит (1,8%), хлорит, рудный минерал, сфен, кальцит (всех вместе—3,4%).

Ортоклаз образует крупные замутненные зерна. Наблюдаются пертиты распада, а иногда по стыкам крупных зерен—иглы актинолита. Кроме того, встречаются мелкие гранулы в тесной ассоциации с альбитом.

Лейсты альбита мутные, замещаются клиноцоизитом, хлоритом.

Интересным является наличие зонального пироксена, сложенного в ядре авгитом с постепенным переходом на периферии в эгирин. Это свидетельствует об изменении условий кристаллизации. Такое повышение щелочности породы на контакте возможно при магматическом замещении известняков.

околоскарновых пород участка Карагоюну (в объем. %)

Пироксен	Амфибол	Биотит	Гранат	Кальцит	Эпидот	Клиноцоизит	Пренит	Сфен	Аксессорные	Вторичные
6,1	6,9	4,5	—	—	—	—	—	—	17,3	—
0,8	1,8	—	—	—	—	—	—	—	3,4	—
18,0	0,4	—	0,5	1,1	—	—	—	7,6	—	13,3
19,8	—	—	11,7	—	5,0	5,8	—	—	—	—
11,8	0,9	—	5,7	—	—	—	80,3	1,3	—	—

В относительно значительном количестве содержится сфен в виде крупных зерен.

ПИРОКСЕН-ПОЛЕВОШПАТОВАЯ ОКОЛОСКАРНОВАЯ ПОРОДА

Структура пойкилобластовая. Состоит из ортоклаза (31,3%), плагиоклаза (18,4%), пироксена (18,0%), кварца (9,4%), сфена (7,6%), кальцита (1,1%), граната (0,5%), амфибола (0,4%), пренита, цеолита (13,3).

Крупные ксенобластовые зерна ортоклаза мутны. В них наблюдаются пойкилобластовые вроски зерен пироксена, плагиоклаза, сфена.

Плагиоклаз образует небольшие индивиды с двойниковым сложением.

Авгит, $c.N_g = 43^\circ$, окрашен в зеленый цвет, слабо плеохроирует от зеленого по N_p до желтовато-зеленого по N_g . Содержит включения мельчайших зерен рутила.

Промежутки крупных зерен пироксена заполнены пренитом.

В одном образце наблюдается некоторое содержание минерала группы эпидота, с прямым погасанием, положительным удлинением.

ГРАНАТ-ПИРОКСЕН-ПОЛЕВОШПАТОВАЯ ОКОЛОСКАРНОВАЯ ПОРОДА

Структура пойкилобластовая. Порода состоит из крупных индивидов мутного полевого шпата (57,7%), пироксена (19,8%), граната (11,7%), клиноцоизита (5,8%), эпидота (5,0%).

В крупных зернах полевого шпата наблюдаются пойкилитовые вроски пироксена и клиноцоизита.

Количественно-минералогический состав пород скarnского тела участка Карагоюнлу (в объем. %)

Скарн	Среднее из	Гранат	Пироксен	Волластонит	Везувиан	Кальцит	Апофиллит	Эпидот	Пренит	Геленит	Кварц	Рудные	Цезит	Вторичные
Пироксен - гранатовый эндо-скарн	2	67,0	15,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	17,6
Гранатовый (разновидности): гранатовая	2	90,5	—	—	—	—	—	—	3,8	—	—	—	—	5,7
апофиллит- кальцит - гранатовая	2	58,7	0,9	0,8	—	28,7	9,3	—	—	—	—	—	—	1,6
волластонит-кальцит-гранатовая	6	63,4	0,3	6,8	—	15,5	0,7	0,2	—	—	—	—	0,2	7,9
геленит - кальцит - гранатовая	2	45,2	—	1,5	—	30,1	—	—	—	7,1	—	—	—	16,1
Кальцит-везувиановый	8	3,7	—	—	79,4	10,8	—	—	—	—	—	0,4	—	5,7
Гранат-волластонитовый	4	35,7	—	38,7	—	9,8	—	—	—	—	—	—	—	15,8
Пироксен-волластонит-гранатовый	2	38,3	18,3	18,6	—	16,1	—	—	—	—	—	—	—	8,7
Пироксен-везувиановый	2	—	24,7	—	59,6	—	—	—	—	—	—	—	—	15,7
Везувиан-геленитовая порода	2	6,8	—	—	28,6	2,1	—	—	—	58,5	—	2,3	—	1,7
Кальцит- гранат - кварцевая порода	1	14,1	—	—	—	4,7	—	—	1,7	—	79,5	—	—	—

Клиноэстатит образует индивиды с оборванными краями, окрашен в зеленый цвет, угол погасания $cN_g=27^\circ$.

Клиноцоизит встречается в виде отдельных зерен или образует кучные скопления. Он зеленого цвета, погасание $aN_g=7-14^\circ$. Располагается по спайности и по краям индивидов полевого шпата.

Гранат в виде мелких зерен развивается по трещинам спайности полевого шпата, образуя цепочки. Последние обуславливают местами центрическую гранобластовую структуру.

ПИРОКСЕН-ПРЕНИТОВАЯ ОКОЛОСКАРНОВАЯ ПОРОДА

Структура породы пойкилогранобластовая; состоит из пренита (80,3%), пироксена (11,8%), граната (5,7%), сфена (1,3%), актинолита (0,9%).

Преобладающим минералом является пренит. Он образует крупные бесформенные зерна с волнистым погасанием, высоким рельефом, сильно трещиноват. На поверхности его развиты тонкие иглы актинолита.

Клиноэстатит окрашен в зеленый цвет, идиоморфен по отношению к прениту. Местами кристаллики его находятся в виде пойкилитовых включений в прените. Иногда образует кучные скопления. Погасание $cN_g=30-33^\circ$.

Гранат образует агрегаты изометричных мелких зерен, бесцветный.

ПОРОДЫ, СЛАГАЮЩИЕ СКАРНОВОЕ ТЕЛО

Пироксен-гранатовый эндоскарн

Структура пойкилобластовая. Крупные бесформенные зерна граната бурые, изотропные (67,0%). Содержат многочисленные пойкилитовые вроски пироксена (15,4%) и вторичных минералов (17,6%).

Пироксен образует призматические зерна различной величины. Встречаются длиннопризматические индивиды. Он окрашен в зеленый цвет, иногда бесцветный. Нередки двойники. Пироксен замещается гранатом, вследствие чего некоторые зерна его резорбированы и окаймлены гранатом. Содержит точечные зерна рудного минерала, включения циркона и апатита. Именно присутствие последних позволяет отнести породу к эндоскарну.

Гранатовый скарн

Плотные, среднезернистые, зеленоватого, бурого цвета породы. Кроме граната, содержат некоторую примесь кальцита, волластонита, пироксена, пренита, цеолита, геленита, апофиллита и вторичных минералов.

В зависимости от присутствия того или иного из этих минералов можно выделить следующие разновидности:

- 1) гранатовая;
- 2) апофиллит-кальцит-гранатовая;
- 3) волластонит-кальцит-гранатовая;
- 4) геленит-кальцит-гранатовая.

Породы этого типа обладают гранобластовой, гипиднобластовой, гранопойкилобластовой структурами.

Для граната характерно отсутствие оптических аномалий. В основном, он бесцветен. Однако встречаются и бурые разности (в апофиллит-кальцит-гранатовой разновидности), а также зеленый гранат (в геленит-кальцит-гранатовой разновидности), замещающийся бесцветным. Гранат образует как крупные пойкилобластовые зерна, интенсивно замещающиеся по краям и трещинам, так и мелкие изометрические кристаллы. Он замещает волластонит и геленит.

Пренит, присутствующий в незначительном количестве (3,8%) в гранатовой разновидности, ксенобластовыми зернами заполняет промежутки граната. Он двуосный, положительный, с высоким рельефом, характерной интерференционной окраской.

Апофиллит образует крупные зерна с низким двупреломлением. Он одноосный, положительный. Показатели светопреломления $N_e = 1,535 \pm 0,001$; $N_o = 1,532 \pm 0,001$; $N_e - N_o = 0,003$. Спайность совершенная по (001). Замещает волластонит.

Волластонит наблюдается в призматических зернах с ясной спайностью по (001), иногда в двойниках (в волластонит-кальцит-гранатовой разности). Он присутствует также в других разновидностях данного типа скарнов. Замещается карбонатом и вторичным образованием — гиролитом (в геленит-кальцит-гранатовой разновидности).

Геленит образует призматические и изометрические зерна с ясной спайностью. Обладает высоким рельефом, низким двупреломлением — серой интерференционной окраской. Одноосный, отрицательный.

Содержание кальцита сильно варьирует — от единичных зерен (в гранатовой разновидности) до значительных количеств (в остальных разновидностях). Кальцит обычно образует зерна ксеноморфного очертания, заполняет промежутки между зернами граната. Содержит пойкилиговые вроски граната, волластонита, пренита, пироксена.

Кальцит-везувиановой скарни

Порода состоит, в основном, из везувиана (79,4%) и кальцита (10,8%) с некоторой примесью граната (3,7%), рудных (0,4%), вторичных минералов (5,7%). Структура гранобластовая, пойкилобластовая, иногда гранулированная.

Везувиан образует крупные, массивные, неиндивидуализированные зерна с низким двупреломлением. Иногда наблюдаются призматические его кристаллы. В шлифе бесцветный. Интерференционная окраска серая, бурая и аномальная сине-фиолетовая.

Кальцит иногда содержится в значительном количестве (до 22,4%), имеет ксеноморфные очертания, заполняет промежутки между зернами везувиана.

В некоторых образцах присутствует гранат. Он замещается везувианом. Интересно, что при замещении граната везувианом выделяется тонкодисперсный рудный минерал (до 2,6%), вызывающий замутненность зерен везувиана. Иногда содержание граната доходит до значительных количеств (11,2%), обуславливая выделение гранат-кальцит-везувиановых скарнов.

Гранат-волластонитовый скарн

Структура гранобластовая, состоит из волластонита (38,7%), граната (35,7%), кальцита (9,8%), вторичных (15,8%). Волластонит образует крупные призматические, оборванные по краям зерна. Величина зерен различная — от микроскопических до гигантопорфирировых зерен. Нередки двойники. Он интенсивно замещается карбонатом. В некоторых образцах устанавливается по реликтам. Наблюдается замещение волластонита гранатом, образующим сплошные зерна, а иногда мелкие изометричные кристаллы, концентрирующиеся в одном месте. Он бесцветный, слабо-буроватый, изотропный. Иногда в крупных зернах его наблюдаются остатки зерен волластонита.

Кальцит встречается в субксеноморфных формах, заполняет промежутки между зернами граната и волластонита.

Пироксен-волластонит-гранатовый скарн

Структура гранобластовая. Бесцветные изометрические кристаллы граната (38,3%) цементируются кальцитом (16,1%) и вторичными (8,7%). Гранат замещает пироксен и волластонит.

Пироксен представлен крупными зернами (18,3%). Относительно мелкие зерна его образуют гломеробластовые скопления различной ориентировки. Часто наблюдаются двойники.

Волластонит (18,6%) встречается в тесной ассоциации с пироксеном, образует длиннопризматические зерна, часто окаймляющиеся кальцитом.

Пироксен-везувиановый скарн

Структура **пойкилобластовая**. Крупные ксенобластовые зерна везувиана (59,6%) окрашены в темно-бурый цвет. В этих зернах имеются **пойкилобластовые** вроски зерен моноклинного пироксена (24,7%); присутствуют вторичные минералы (15,7%).

Везувиан-геленитовая порода

Структура **гранобластовая**. Геленит (58,5%) коротко-призматическими, таблитчатыми зернами, с ясной спайностью, погасает прямо относительно линий спайности. Минерал бесцветный, с серой интерференционной окраской. Редко содержит включения точечного рудного минерала. На контакте с везувианом образуется микрокристаллический агрегат.

Везувиан образует крупные сплошные бесцветные зерна (28,6%), которые содержат мелкие **изъеденные** кристаллы геленита. Он замещает геленит.

Участками наблюдаются зеленоватые зерна граната (6,8%) замещающего геленит.

В незначительном количестве в породе встречаются кальцит (2,1%), во всех случаях заполняющий промежутки зерен геленита, рудные (2,3%) и вторичные (1,7%).

Кальцит-гранат-кварцевая порода

Порода состоит, в основном, из кварца (79,5%) и заключенных в нем зерен полихромного граната (14,1%), а также кальцита (4,7%) и пренита (1,7%). В гранате ядро сложено черным гранатом, а по периферии—светложелто-зеленым со всевозможными постепенными переходами между ними.

Структура пластинчато-сросшаяся, участками гранобластовая. Под микроскопом устанавливается интенсивное замещение граната кварцем.

Гранат в шлифе густо-зеленый до бесцветного, лишен всяких геометрических очертаний. Кроме того, в незначительном количестве встречаются кальцит, пренит и многочисленные точки рудного минерала. Эта порода образована в результате воздействия кварцево-сульфидной фазы постмагматического процесса.

ДИАГРАММЫ СОСТАВ—ПАРАГЕНЕЗИС

Подобно другим участкам, здесь также выделяются три стадии контактово-метасоматического процесса: роговиковая, скарновая и послескарновая.

В минеральной ассоциации роговиковой стадии на этот раз отсутствует шпинель, поэтому на диаграмме поле глиноземистых минералов остается незаполненным. Этот факт обусловил также отсутствие, в дальнейшем, клинтона.

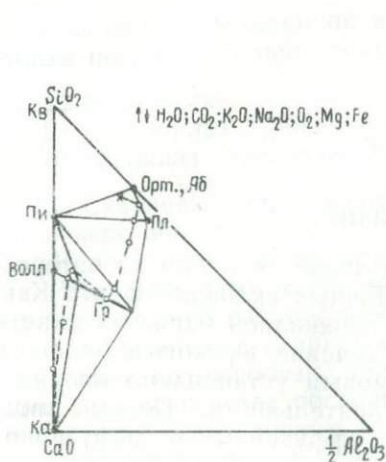


Рис. 44. Диаграмма состав—парагенезис высокотемпературной степени скарновой стадии.

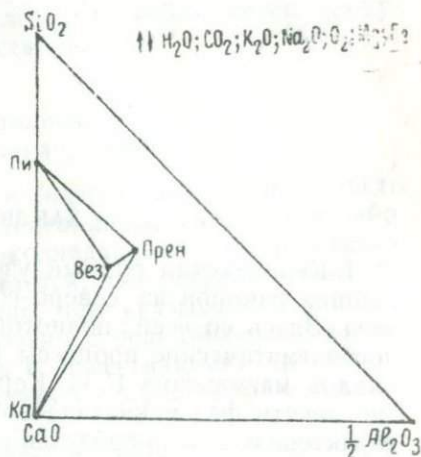


Рис. 45. Диаграмма состав—парагенезис менее высокотемпературной степени скарновой стадии.

↑↓—вполне подвижные компоненты.

Скарновая стадия подразделяется на две температурные ступени: высокотемпературную и менее высокотемпературную. Наиболее интенсивно проявились процессы высокотемпературной стадии, диаграмма состав-парагенезис которой представлена на рис. 44.

В результате метасоматического процесса за счет интрузивных пород образованы различные околоскарновые породы и пироксен-гранатовые эндоскарны, а за счет карбонатных пород—экзоскарны (гранатовые и волластонитовые).

На диаграмме пунктирной линией показано изменение минерального и химического состава пород при прослеживании через скарновое тело от интрузивной породы до известняков. Крестиком обозначена интрузивная порода, кружками—наблюдавшиеся парагенезисы.

В менее высокотемпературную ступень происходит образование везувиана и пренита. Диаграмма этой температурной ступени представлена на рис. 45. Она отличается от подобных диаграмм других участков наличием пренита и от отсутствием клинтона.

В послескарновую стадию (при более низкой температуре) образуются апофиллит, актинолит, кальцит, цеолиты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Кедабекский рудный узел является одним из интереснейших районов на северо-восточных склонах Малого Кавказа. Здесь со всей полнотой проявились магматические и постмагматические процессы. В течение юрского и мелового циклов магматизма Г. И. Керимовым установлено проявление десяти фаз магматической деятельности. Первый цикл характеризуется преобладанием эффузивных и эффузивно-пирокластических образований.

Во втором цикле, наоборот, большее развитие получили интрузивные образования.

Интрузивная деятельность в Кедабекском районе проявилась в две фазы: габброидную и гранитоидную.

Габброиды представлены габбро, габбро-диоритами и диоритами с различными разновидностями, а гранитоиды — кварцевыми диоритами, тоналитами, гранодиоритами.

2. Д. С. Коржинским установлена зависимость парагенетических соотношений минералов в гранитоидах от режима щелочей при кристаллизации. Рассматривая с этих позиций породы Кедабекского массива, устанавливаем породы пониженной, нормальной и повышенной щелочности в зависимости от химических потенциалов калия и натрия. Кроме того, устанавливается общее повышение режима щелочности в ходе кристаллизации магмы.

На основе диаграмм состав—парагенезис и микроскопических исследований устанавливается последовательность кристаллизации минералов интрузивных пород.

В породах пониженной щелочности последовательность следующая:

- 1) плагиоклаз,
- 2) плагиоклаз + пироксен,
- 3) плагиоклаз + пироксен + биотит.

В породах нормальной щелочности (куда относится большинство пород Кедабека) имеет место несколько иная последовательность:

- 1) плагиоклаз или плагиоклаз + пироксен,
- 2) плагиоклаз + роговая обманка,
- 3) плагиоклаз + биотит,
- 4) ортоклаз + биотит + кварц.

В породах повышенной щелочности наблюдается следующая последовательность кристаллизации:

- 1) плагиоклаз,
- 2) плагиоклаз + роговая обманка,
- 3) ортоклаз + роговая обманка + кварц.

3. Скарновые образования в Кедабекском районе развиты на северо-восточном борту гранитоидного массива и в районе Кедабекского медно-серноколчеданного месторождения.

Исследованиями устанавливается, что скарновые породы имеют большее распространение, чем указывалось ранее.

4. Образование скарнов связано с реакционным взаимодействием интрузивных пород с известняками, происходящим при посредстве постмагматических растворов в высокотемпературных условиях.

Скарнообразование протекает в условиях следующего ряда подвижности компонентов:

H_2O , CO_2 , S, Cl, K_2O , Na_2O , O_2 , Mg, Fe I Ca, Si, P, Al, Ti.

Скарнированию в Кедабеке подверглись известняки, имевшие примесь алюмосиликатного материала (карбонатность их составляет 75—97%). В связи с этим в высокотемпературных условиях были образованы известково-силикатовые роговики, впоследствии замещенные скарновыми образованиями—скарноидами.

Контактово-метасоматический процесс в Кедабекском районе подразделяется на следующие стадии:

I роговиковая;

II скарновая

- 1) высокотемпературная ступень,
- 2) менее высокотемпературная ступень;

III послескарновая (низкотемпературная).

Выделение этих стадий и ступеней ясно видно из диаграммы (рис. 46). Эта диаграмма основана на принципе, что понижение температуры вызывает реакции с поглощением воды и углекислоты. Диаграммы состав—парагенезис выделенных стадий и ступеней на участках Везувиановой горки, Молдалы и Карагоюнулу представлены на одной общей диаграмме (рис. 47).

5. Характерной особенностью скарнового процесса в Кедабеке является низкая концентрация в постмагматических растворах железа и магния, что проявилось в отсутствии зон диопсид-геденбергитовых и андрадитовых скарнов.

Эта особенность коренным образом отличает скарновые образования Кедабека от таковых Дашкесана.

6. Высокотемпературная ступень скарновой стадии проявилась с большой интенсивностью. Этот факт и характер контакта привели к образованию различных околоскарновых

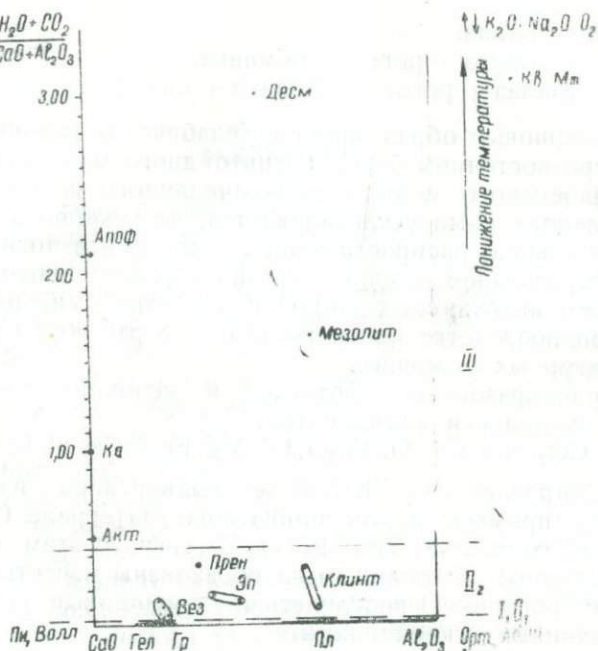


Рис. 46. Диаграмма составов, показывающая содержание воды и углекислоты в минералах скарновых тел Кедабекского района.

пород. Околоскарновые породы отвечают породам повышенной щелочности, состоят почти целиком из калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза. Это еще раз подтверждает, что на контакте интрузивных пород с карбонатными происходит увеличение щелочности, причем повышается потенциал как калия, так и натрия.

7. Скарновые образования Кедабекского района характеризуются специфической ассоциацией минералов. Здесь встречаются везувиан, гранаты, волластонит, кальцит, клинтонит (в литературе описан как брандизит), голубая шпинель, геленит, диопсид, скаполит, эпидот, силлиманит (нами не встречен), клинохлор, апофиллит, пренит, различные цеолиты (десмин, мезолит, шабазит), плагиоклаз, ортоклаз, фен, апатит.

При этом голубая шпинель, прозрачный розовый гранат апофиллит и пренит впервые отмечаются для скарнов данного района.

8. На основе детального изучения устанавливается несоответствие теоретической формулы, выведенной В. Е. Wager и D. J. Modell, с химическими составами везувианов Кедабекского района.

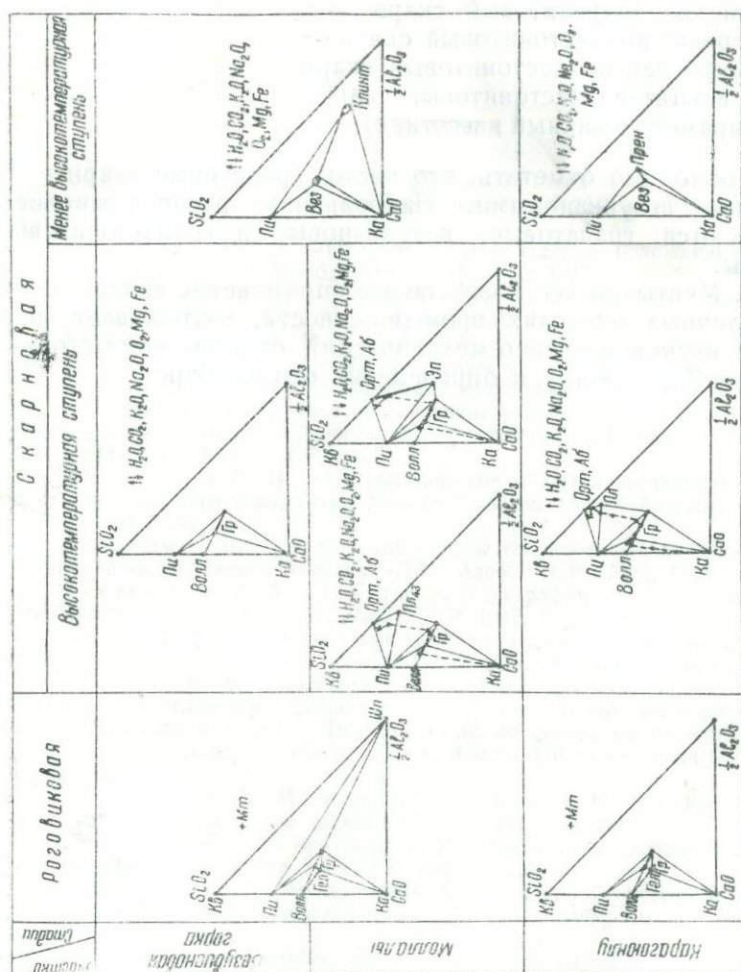


Рис. 47. Диаграммы состав-парагенезис скарновых образований Кедабекского района.

9. Тщательными исследованиями устанавливается, что хрупкая слюда Кедабека относится к клинтониту, а не к брандизиту, как это описывалось ранее.

10. Ввиду наличия первичного алюмосиликатного материала в известняках метасоматическая зональность сильно

затушевана. Однако можно дать обобщенную последовательность смены пород от интрузива до известняков:

интрузивная порода
околоскарновые породы
гранатовый и пироксен-гранатовый эндоскарн
гранатовый экзоскарн
пироксен-гранатовый скарн
гранат-волластонитовый скарн
пироксен-волластонитовый скарн
кальцит-волластонитовый скарн
мраморизованный известняк.

Необходимо отметить, что часто гранатовые скарны замещены везувияновыми. Наибольшим распространением пользуются гранатовые, везувияновые и волластонитовые скарны.

11. Учитывая все возрастающее применение волластонита в различных отраслях промышленности, заслуживает внимания изучение физико-механических свойств волластонита участка Карагоюнлу и определение его запасов.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Р. Н. — Отчет по геолого-разведочным работам. Кедабекского месторождения серного колчедана за 1944 г. Рукоп., фонды АзГУ, 1945.

Абдуллаев Р. Н. — Открытие верхнемеловых отложений в Кедабекском районе. «ДАН Азерб. ССР», т. III, № 12, 1947.

Абдуллаев Р. Н. — О присутствии нижнемеловых отложений в Кедабекском районе. «ДАН Азерб. ССР», т. IV, № 9, 1948.

Абдуллаев Р. Н., Раджабов М. Н. — Отчет Таузчайской геологосъемочной партии за 1954 г. Рукоп., фонды АзГУ, 1955.

Абдуллаев Р. Н. — Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук, фонды Ин-та геологии АН Азерб. ССР, 1961. Также: Изд. АН Азерб. ССР, 1963.

Абдуллаев Р. Н. — Петрологические и металлогенические особенности мезозойского вулканизма Малого Кавказа (Азербайджан). Изд. АН Азерб. ССР, 1965.

Азизбеков Ш. А. — Основные черты геологической истории северо-восточной части Малого Кавказа. «ДАН Азерб. ССР», № 1, 1945.

Азизбеков Ш. А. — Геология и петрография северо-восточной части Малого Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР, 1947.

Алиев В. И. — Турмалиновые грейзены Кедабекского района в связи с их рудоносностью. Рукоп., фонды Ин-та геологии АН Азерб. ССР, 1959.

Атаева М. А. — Литология и условия образования верхнеюрских карбонатных отложений северо-восточной части Малого Кавказа (междуречье Дзегамчай и Тертер). Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук, фонды Ин-та геологии АН Азерб. ССР, 1969.

Ахундов Ю. А., Мамедов Х. С., Белов Н. В. — Кристаллическая структура брандизита. «ДАН СССР», т. 137, № 1, 1961.

Барсанов Г. П. — Везувиан из Кедабекского месторождения в Закавказье. Тр. минер. музея АН СССР, вып. 1, 1949.

Бетехтин А. Г. — Минералогия. Госиздат. геол. литер., М., 1950.

Беус А. А. — О бериллиевом везувиане. Тр. минер. музея АН СССР, вып. 8, 1957.

Варенцов А. — Кедабекские рудники и заводы. «Горн. журн.», т. IV, № 12, 1887.

Винчелл А. Н., Винчелл Г. — Оптическая минералогия. М., 3-е изд., 1953.

Гаврилов М. Д., Рафибейли Р. Х., Зайцева Л. В. — Отчет по работам Джагирчайской поисково-съемочной партии за 1953 г. Рукоп. фонды АзГУ, 1954.

Гасанов Т. А. — Фауна и стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений северо-восточной части Малого Кавказа в междуречье Ахинджа-чая и Кюрракчая. Автореф. диссерт. работы. Изд. АН Азерб. ССР, 1954.

Гасанов Т. А. — Фауна и стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений северо-восточной части Малого Кавказа (Азербайджанская ССР). Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 1961.

Гвахария Г. В. — Цеоциты Грузии. Изд. АН Груз. ССР, 1951.

Гейн Г. А. — Геологическая съемка северной части рудничной зоны (Мис-даг) и г. Толстой Кедабекского медного месторождения на Кавказе. «Ежегодн. по геол. и минер. России», т. XVI, вып. 7—8, 1914.

Гневушев М. А., Калинин А. И., Михеев В. И., Смирнов Г. И. — Изменение размеров ячейки гранатов в зависимости от состава. «Зап. Всес. минер. об-ва», ч. 85, вып. 4, 1956.

Григорьев Д. П. — Онтогенез минералов. Изд. Львовск. универс., 1961.

Грудев А. П. — Состав и номенклатура гранатов андрадит-гроссулярового изоморфного ряда. Тр. Минер. музея им. А. Е. Ферсмана АН СССР, вып. 15, 1964.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. — Породообразующие минералы, т. 3, 1966.

Дэли Р. О. — Изверженные породы и глубины Земли. ОНТИ, 1936.

Жариков В. А. — Опыт классификации метасоматических образований на примере скарновых полей Западного Карамазара. «Зап. Всес. минер. об-ва», ч. 85, вып. 3, 1956.

Жариков В. А. — Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. Тр. Ин-та геол. рудн. м-ий, петрогр., минер. и геохим., вып. 14, 1959.

Жариков В. А., Власова Д. К. — Контактные роговики и скарны месторождения Майхура. В кн. «Физико-хим. проблемы формирования горных пород и руд», т. 1. Изд. АН СССР, 1961.

Заварицкий А. Н. — Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР, 1944.

Иванова В. П. — Термограммы минералов. «Зап. Всес. минер. об-ва», ч. 90, вып. 1, 1961.

Измененные окolorудные породы и их поисковое значение. Под ред. Н. Н. Курек. Тр. ВСЕГЕИ, 1954.

Кашкай М.-А. — Алунизация и каолинизация в Заглиском месторождении. Изд. Аз. ФАН СССР, Баку, 1939.

Кашкай М.-А. — О генетической связи месторождений колчеданных и некоторых медных и полиметаллических руд с кислыми магмами. «Сов. геология», № 50, 1956.

Кашкай М.-А. — О скарнировании силикатных пород на контакте интрузивов (на примере Дашкесана в Азербайджанской ССР). «Уч. зап. Азерб. госуд. универс.», № 2, 1958.

Кашкай М.-А., Алиев В. И. — О турмалиновых грейзенах и турмалине Айридагского месторождения (горы Косагор-бугор) в Кедабекском районе. «Уч. зап. Азерб. госуд. универс.», № 2, 1959.

Кашкай М.-А. — Петрология и металлогения Дашкесана и других железорудных месторождений Азербайджана. Изд. «Недра», 1965.

Кашкай М.-А., Мамедов А. И., Махмудов С. А. — Известковые скарны в ореоле гранитоидов бассейна р. Тутхун (Кельбаджарский район). «Изв. АН Азерб. ССР», сер. геол.-геогр., № 2, 1966.

Керимов Г. И. — Кедабекская группа интрузий. Тр. Азерб. гос. универс., вып. 11, 1955.

Керимов Г. И. — Петрография Кедабекского интрузива (породы первой фазы). Тр. Ин-та геологии АН Азерб. ССР, т. XVIII, 1956.

Керимов Г. И. — О присутствии верхнеюрских отложений на Кедабекском месторождении сульфидных руд. «ДАН Азерб. ССР», № 12, 1957.

Керимов Г. И. — Петрография Кедабекского интрузива (породы второй фазы). Тр. Ин-та геологии АН Азерб. ССР, т. XIX, 1958.

Керимов Г. И. — Жильные породы Кедабекской группы интрузивов. Тр. Ин-та геологии АН Азерб. ССР, т. XX, 1958.

Керимов Г. И. — Петрология и рудоносность Кедабекского рудного узла (Азербайджанская ССР). Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Фонды Ин-та геологии АН Азерб. ССР, 1958. Также: Изд. АН Азерб. ССР, ч. 1, 1961; ч. 2, 1963.

Керимов Г. И. — Петрографические особенности мезозойских интрузивов северо-восточной части Малого Кавказа (Азербайджанская ССР). «Изв. АН СССР», сер. геол., № 5, 1961.

Конишевский Л. К. — Геологический очерк месторождений полезных ископаемых Гянджинского, части Джаванширского и Ново-Баязетского уездов. Рукоп., бюро учета б. Геол. комитета, 1923.

Коржинский А. Ф. — Некоторые новые данные об изоморфизме и полиморфизме Sr и Ca . «Зап. Всес. минер. об-ва», ч. 85, вып. 4, 1956.

Коржинский А. Ф. — Скарновые образования в Оспинском гипербазитовом массиве в Восточном Саяне. «Зап. Всес. минер. об-ва», ч. 87, вып. 3, 1958.

Коржинский Д. С. — Зависимость минералообразования от глубины. «Зап. Всес. минер. об-ва», ч. 66, вып. 2, 1937.

Коржинский Д. С. — Контактные реакционно-метасоматические месторождения. «ДАН СССР», т. 33, № 2, 1941.

Коржинский Д. С. — Образование контактовых месторождений. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 3, 1945.

Коржинский Д. С. — Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях. В кн. «Академику Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения». Изд. АН СССР, 1946.

Коржинский Д. С. — Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 68, сер. рудн. м-ий, № 10, 1948.

Коржинский Д. С. — Факторы равновесия при метасоматозе. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 3, 1950.

Коржинский Д. С. — Вывод уравнения инфильтрационной метасоматической зональности. «ДАН СССР», т. 77, № 2, 1951.

Коржинский Д. С. — Общие свойства инфильтрационной метасоматической зональности. «ДАН СССР», т. 78, № 1, 1951.

Коржинский Д. С. — Гранитизация как магматическое замещение. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 2, 1952.

Коржинский Д. С. — Вывод уравнения простой диффузионной метасоматической зональности. «ДАН СССР», т. 84, № 4, 1952.

Коржинский Д. С. — Различие инфильтрационной и диффузионной метасоматической колонки в отношении минералов переменного состава. «ДАН СССР», т. 86, № 3, 1952.

Коржинский Д. С. — Очерк метасоматических процессов. В кн. «Основные пробл. в учении о магматоген. рудн. м-ниях». Изд. АН СССР, 1953; II изд., 1955.

Коржинский Д. С. — Проблемы петрографии магматических пород, связанные с сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Тр. I Всес. петрогр. совещ. Изд. АН СССР, 1955.

Коржинский Д. С. — Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд. АН СССР, 1957.

Курбатов С. М. — Везувианы из месторождений СССР. Изд. Ленингр. универс., 1946.

Курбатов С. М. — К вопросу о химическом составе и строении граната и везувиана. «Уч. зап. Ленингр. гос. универс.», № 4, 1946.

Кухаренко А. А., Багдасаров Э. А. — Парагенезис и кристаллохимические особенности титановых гранатов из щелочно-ультрасосновных пород Кольского полуострова. «Уч. зап. Ленингр. гос. универс.», № 312, сер. геол. наук, вып. 13, 1962.

Лебедев Г. — Учебник минералогии, 1907.

Леонтьев Л. Н. — Тектоническое строение и история геологического

Крумов

развития Малого Кавказа. «Бюлл. МОИП», отд. геол., т. XXIV, № 4, 1949.

Леонтьев Л. Н. — К стратиграфии юры северо-восточной части Малого Кавказа. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 2, 1950.

Лицарев М. А. — Гроссуляро-воластонитовые скарны Эмельджакского флогопитового месторождения (Южная Якутия). «Изв. АН СССР», сер. геол., № 3, 1958.

Мамедов А. И., Махмудов С. А. — Об авгите из андезитов горы Сарым-Саглы (Кельбаджарский район). «ДАН Азерб. ССР», т. XIII, № 10, 1957.

Мартиросян Р. А. — Отчет Кедабекской геологоразведочной партии за 1956 г. Рукоп., фонды АзГУ, 1957.

Махмудов С. А. — О некоторых новых минералах Кедабекского района. Тезисы докл. VIII научн. конф. аспирантов АН Азерб. ССР. Изд. АН Азерб. ССР. Баку, 1960.

Махмудов С. А. — Новые данные по везувиану Кедабекского месторождения. Тезисы докл. III Закавказ. конф. молодых научн. сотр. АН Азерб. ССР, Арм. ССР, Груз. ССР. Тбилиси, 1960.

Махмудов С. А. — О некоторых новых минералах Кедабекского района. «Бюлл. научн.-техн. информ. ГНТК Сов. Мин. Азерб. ССР», № 11—12, 1960.

Махмудов С. А. — Об апофиллите из Кедабекского района. «Изв. АН Азерб. ССР», сер. геол.-геогр. наук и нефти, № 5, 1961.

Махмудов С. А. — Новые данные по везувиану Кедабекского месторождения. Тр. III Закавказ. конф. молодых научн. сотр. АН Азерб. ССР, Арм. ССР, Груз. ССР. Тбилиси, 1962.

Махмудов С. А., Бабаев И. А. — О термограмме везувиана. «Изв. АН Азерб. ССР», сер. геол.-геогр. наук и нефти, № 2, 1962.

Махмудов С. А., Зулфугаров С. М. — Об акцессорном гранате из аплитов Кедабекского района. «Уч. зап. Азерб. гос. универс.», сер. геол.-геогр. наук, № 4, 1964.

Махмудов С. А. — К расчету метасоматических реакций скарнообразования в ореоле Кедабекского интрузива (на примере Везувиановой горки). «Изв. АН Азерб. ССР», сер. геол.-геогр., № 4, 1966.

Михеев В. И. — Формула для вычисления ребра ячейки шпиннелей. «ДАН СССР», т. 101, № 2, 1955.

Михеев В. И. — Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, М., 1957.

Нестеровский Н. — Кедабекские медные рудники и заводы. «Горн. журнал», т. II, № 5—6, 1893.

Паффенгольц К. Н. — Основные черты геологического строения и тектоники Гянджинского района Азерб. ССР. «Изв. Геол. комитета», т. 43, 1929.

Паффенгольц К. Н. — Кедабек. Тр. Всес. геол.-развед. объедин. НКТП СССР, вып. 218, 1932.

Паффенгольц К. Н. — Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1959.

Перчук Л. Л., Зверович Э. И. — Вывод формул для расчета мовариантных реакций в многокомпонентных системах с помощью простых счетных машин. «Геохимия», № 1, 1962.

Перчук Л. Л. — Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. Изд. «Наука», М., 1964.

Петров В. П. — Новые виды неметаллических полезных ископаемых. «Разв. и охрана недр», № 3, 1955.

Пилипенко П. П. — Скарны и оруденение. Тр. Москов. геол.-развед. ин-та, т. 13, 1939.

Поваренных А. С. — О пренито-гранатовом скарне из Чаткальского района. «Зап. Всес. минер. об-ва», ч. 81, вып. 1, 1952.

Ситковский И. Н. — Отчет о геолого-поисково-съёмочных работах в Кедабекском районе в 1934 г. Рукоп., фонды АзГУ, 1935.

Ситковский И. Н.—Грейзены Кедабекского района. «Пробл. совет. геол.», № 1, 1938.

Ситковский И. Н.—Петрографо-минералогическая характеристика Кедабекского рудного поля. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук, фонды АЗИИ им. М. Азизбекова, 1947.

Ситковский И. Н., Везирзаде А. З.—Отчет по теме «Минералогия Кедабекского рудоносного района» по работам за 1944 и 1945 гг. Рукоп., фонды АЗГУ, 1946.

Ситковский И. Н.—Новый минеральный вид в группе хрупких слюд. «ДАН Азерб. ССР», т. IV, № 7, 1948.

Ситковский И. Н., Везирзаде А. З.—Минералогия Кедабекского рудоносного района. Рукоп., фонды АЗГУ, 1952.

Соловкин А. Н.—Интрузии и интрузивные циклы Азербайджанской ССР. Изд. АзФАН СССР, 1939.

Треггер В. Е.—Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., 1958.

Усов М. А.—Геология рудных месторождений Западно-Сибирского края. Изд. Зап.-Сиб. геол.-гидро-геодез. треста. Томск, 1935.

Успенский Н. С.—Кедабекский медный рудник. «Горн. журнал», т. 1, № 2, 1910.

Федоров Е. С.—Кедабекит и виолант. «Изв. Моск. сельхоз. ин-та», № 1, 1901.

Федоров Е. С.—Геологические исследования летом 1900 г. «Ежегодн. по геол. и минер. России», 1901.

Федоров Е. С.—Некоторые практические результаты исследований коллекций Закавказья и Забайкальской области. «Горн. журнал», т. IV, 1902.

Федоров Е. С.—Горные породы Кедабека. «Зап. имп. Ак. наук», т. XIV, № 3, 1903.

Хания В. Е.—Тектоническое строение Азербайджана. Тр. конф. по вопр. регион. геологии Закав. Изд. АН Азерб. ССР, 1952.

Чирвинский П. Н.—К петрографии и геологии Кедабекского медного месторождения в Закавказье. «Изв. Алексеевского Донск. политехн. ин-та», т. III, в. 1, отд. 2, 1914.

Чирвинский П. Н., Орлов Н. А.—К минералогии Кавказа и Крыма. «Ежегодн. по геол. и минер. России», т. XVI, в. 9, 1914.

Чирвинский П. Н.—Кварцевые диориты Кедабека в Азербайджане. «Изв. Донск. политехн. ин-та», т. XI, 1928.

Чирвинский П. Н.—Средний химический состав главных минералов изверженных, метаморфических и осадочных пород. Изд. Харьков. госуд. универс., 1953.

Шихалибейли Э. Ш.—Юрские отложения Азербайджана. Тр. конф. по вопр. регион. геологии Закав. Изд. АН Азерб. ССР, 1952.

Шихалибейли Э. Ш.—Тектоника Севано-Акеринского синклинория в пределах Азербайджана. Тр. совещ. по тект. Альпийск. геосинкл. области юга СССР. Изд. АН Азерб. ССР, 1956.

Шкабара М. Н.—Апофиллит из Ахалцихского района. «Зап. Всес. минер. об-ва», ч. 77, вып. 4, 1948.

Штрунц X.—Минералогические таблицы. Госуд. научн.-техн. изд-во литер. по горн. делу. М., 1962.

Эри А.—Описание Кедабекского медного рудника и принадлежащих к нему медеплавильных заводов Кедабек и Калакенд. «Вести. горн. дела и орошения на Кавказе», №№ 1, 2, 3, 1900.

Эфендиев Г. X., Нейманзаде Б.—Галлий в важнейших сульфидах и алунитах Азербайджанской ССР. «ДАН Азерб. ССР», т. III, № 8, 1947.

Эфендиев Г. X.—Гидротермальный рудный комплекс северо-восточной части Малого Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР, 1957.

Goldshmidt V. M. — Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Kristiania Vidensk. Skr., I, Math. — Naturv. Kl., 1911.

Grünling F. — Ueber die Mineralvorkommen von Ceylon. Zeit. für Kryst. und Miner., 1900, Bd. 33.

Heritsch F. — Studien über die chemismus der Granaten. Neues Jahrb., Beil.-B., 1927, 55.

Hess H. H. — Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes. Amer. Mineral., 1949, v. 34, N 9-10.

Knopf A. — Clintonite as a contact—metasomatic product of the Boulder Batholith, Montana. Amer. Mineral., 1953, v. 38, p. 1113.

Koch G. — Chemische und physikalisch—optische Zusammenhänge innerhalb der Sprödglimmergruppe. Chemie der Erde, 1935, Bd. 9, S. 453 (M. A. 6-238).

Korn O. — Untersuchungen am Vesuvian von Kedabek in Kaukasien Zeit. für Kryst., 1883, Bd. 7.

Machatschki F., Mussgnug F. — Über die Kristall-Srtuktur des Chloritoids. Naturwiss., 1942, 106.

Makmillan R. — The new method for the numerical evaluation of, determinants. J. of the Royal Aeronautical Society, 1955, 59.

Melczer G. — Ueber einige Mineralien, vorwiegend von Ceylon. Zeit. für Kryst. und Miner., 1900, Bd. 33.

Müller W. — Granat von Kedabek in Kaukasien. N. Jb. für Miner. Geol. und Palaeont., 1891, Bd. I.

Seki Y. — Relation between chemical composition and lattice constants of epidote. Amer. Mineral., 1959, v. 44, N 7/8.

Sriramadas A. — Diagrams for the correlation of unit cell adges and refractive indices with the chemical composition of garnets. Amer., Mineral., 1957, v. 42, 3/4.

Takeuchi Y., Sadanaga R. — The crystal structure of Xantophilite. Acta Crystallographica, 1959, v. 12, Part II.

Warren B. E., Modell D. J. — The structure of Vesuvianite. Zeit. für Kryst., 1931, Bd. 78.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
--------------------	---

ЧАСТЬ I

История геологического изучения	6
Оро-гидрография района работ	8
Стратиграфия района	9
Тектоника района	10

ЧАСТЬ II

Магматические образования	13
Породы первой фазы	18
Породы второй фазы	22
Диаграммы состав — парагенезис	28

ЧАСТЬ III

Метаморфические и метасоматические образования	36
Некоторые сведения по теории метасоматических процессов	37
Классификация метасоматических процессов	39
Скарны и гипотезы их образования	41
Скарновые образования Кедабекского района	45
Скарновое тело «Везувиановой горки»	47
Минералы скарнового тела	48
Голубая шпинель	48
Кальцит	52
Гранаты	53
Силлиманит	56
Геленит	56
Эпидот	57
Везувиан	57
Диопсид	69
Волластонит	69
Клинтонит	71
Клинохлор	77
Скаполит	77
Породы, слагающие скарновое тело	77
Гранатовый скарн	78
Гранат-везувиановый скарн	79
Везувиановый скарн	80
Волластонит-везувиановый скарн	80

Клинтонит-кальцит-гранатовый скарн	81
Пироксен-волластонитовый скарн	82
Кальцит-волластонитовый скарн	83
Геленитовая порода	83
Спектральная характеристика скарнивых пород	84
Диаграммы состав — парагенезис	84
Роговиковая стадия	85
Скарновая стадия	86
Послескарновая стадия	94
Скарновое тело Моллалы	94
Интрузивные породы	97
Интрузивная порода на расстоянии 1 м от контакта	99
Интрузивные породы с контакта	100
Пироксен-полевошпатовая околоскарновая порода	101
Эпидот-полевошпатовая околоскарновая порода	102
Породы, слагающие скарновое тело	103
Гранатовый скарн	103
Везувиановый скарн	104
Везувиан-гранатовый скарн	105
Гранат-волластонитовый скарн	106
Везувиан-геленитовая порода	106
Диаграммы состав — парагенезис	106
Скарновое тело Карагоюлю	107
Минералы скарнового тела	112
Гранаты	112
Пренит	116
Апофеллит	118
Цеолиты	123
Интрузивная порода	127
Полевошпатовая околоскарновая порода	128
Пироксен-полевошпатовая околоскарновая порода	129
Гранат-пироксен-полевошпатовая околоскарновая порода	129
Пироксен-пренитовая околоскарновая порода	131
Породы, слагающие скарновое тело	131
Пироксен-гранатовый эндоскарн	131
Гранатовый скарн	131
Кальцит-везувиановый скарн	132
Гранат-волластонитовый скарн	133
Пироксен-волластонит-гранатовый скарн	133
Пироксен-везувиановый скарн	136
Везувиан-геленитовая порода	136
Кальцит-гранат — кварцевая порода	136
Диаграммы состав — парагенезис	136
Заключение	136
Литература	141

Редактор издательства *А. Тильман*
Художественный редактор *Ф. Сафаров*
Технический редактор *Х. Джафаров*
Корректор *Р. Абдуллаева*

Сдано в набор 27/V 1969 г. Подписано к печати 10/XI 1970 г.
Формат бумаги 60×90^{1/16}. Бум. лист. 4,63. Печ. лист. 9,25.
Уч.-изд. лист. 9,39. ФГ 01352. Заказ 146. Тираж 500. Цена 90 коп.

Типография „Красный Восток“ Государственного Комитета Совета Министров Азербайджанской ССР по печати. Баку, Ази Асланова, 80.

244

58 KOT.