



552.3  
C60

SSRI ELMLƏR AQADEMIJASƏ  
AZƏRBAJÇAN FILIALƏ  
Aqademiq I. M. QUBKIN adına  
GEOLOGIJA INSTITUTU

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
АЗЕРБАЙДЖАНСКИЙ ФИЛИАЛ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ  
им. акад. И. М. ГУБКИНА

552.3  
C-60

A. N. SOLOVKIN

# AzSSR-nin INTRUZIJALARƏ VƏ INTRUZIV SIQLLƏRI

A. H. СОЛОВКИН

2458  
3947

# ИНТРУЗИИ И ИНТРУЗИВНЫЕ ЦИКЛЫ АЗССР

**БИБЛИОТЕКА**  
Геологического Ин-та  
Арт. Фил. Акад. Наук СССР



EAƏZF NƏŞRIJATƏ — ИЗДАТЕЛЬСТВО АЭФАН  
ВАКƏ — 1939 — БАКУ

Напечатано по распоряжению Президиума  
Азербайджанского филиала Академии наук СССР  
Зам. председателя Президиума  
А. А. ЯКУБОВ

Книга представляет собой сводку результатов изучения интрузивных образований АзССР, произведенного автором и дополненного материалами других исследователей и данными геологической литературы. Описание интрузивных образований дано в полной связи с тектоникой и стратиграфией страны, причем дается обоснованная стратиграфическая схема интрузивных циклов, совершенно по новому освещающая возрастные соотношения интрузивных образований.

На основе новой стратиграфической схемы интрузивных образований АзССР автором дана детальная возрастная схема металогении для значительной области Закавказья, характеризующейся развитием магматических процессов.

АзФАН — 80

Издат. — 30

Редактор *Ш. А. Азизбеков*

Техн. редактор *А. М. Удалый*

Сдано в набор 15/III 1939 г. Подписано к печати 26/VII 1939 г. 9¼ печ. л.  
640.873 тип. знаков

Главлит 5692. Формат 72×105/16 Заказ № 757. Тираж 800.

Тип. „Красный Восток“ Азполиграфа. Баку, ул. Юного пионера, 84.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Первая попытка систематизировать новейшие данные об интрузиях Азербайджана, без НахАССР, была сделана автором в форме небольшой статьи, тезисы к которой опубликованы в 1936 г. (38). Позднее, в начале 1937 г. тема „Интрузии и интрузивные циклы АзССР“ была включена в план работ Геологического сектора Азербайджанского филиала Академии наук СССР и разработка ее поручена автору. В результате просмотра работ многих геологов и петрографов и после обработки значительной части материалов по интрузивам Азербайджана, собранных автором в течение более 6 лет, явилось возможным составить предлагаемую сводку, более или менее полно освещающую изученность интрузивов Азербайджана на сегодняшний день.

Предлагаемая работа показывает, что уже теперь явилось вполне возможным выяснение ряда вопросов, возникающих при изучении той или иной петрографической провинции, в данном случае по отношению к интрузивам Азербайджана. Явилось возможным:

- 1) установить петрографический и химический состав интрузивов;
- 2) установить региональное, геотектоническое распространение интрузивов;
- 3) сгруппировать интрузивы в формации;
- 4) выяснить металлогеническую роль отдельных интрузивных формаций;
- 5) разрешить в отдельных случаях некоторые вопросы петрографии и петрогенезиса;
- 6) выяснить ошибки и недостатки в работах различных исследователей в части, касающейся петрографии, петрологии и металлогении интрузивных формаций;
- 7) наметить некоторые пути дальнейшего изучения интрузивов.

Так как пришлось коснуться именно тех районов АзССР, где более или менее детальные геологические исследования производились лишь в самые последние годы, явилось необходимым в процессе работы использовать не только опубликованные литературные сведения, к слову сказать довольно скудные, но и фактические материалы (коллекции и шлифы), собранные, помимо автора, и другими исследователями. Так, например, явилось возможным ознакомиться с коллекциями проф. И. А. Преображенского по Курдистану и Талышу, И. Н. Ситковского — по Кедабеку и геолога Я. Д. Козина — по Талышу. Указанным лицам автор считает своим долгом выразить свою признательность.

Всего, таким образом, было использовано, включая и материалы автора, около 1700 шлифов только интрузивных пород (и солидное количество штуфов) — материал, вполне достаточный для освещения интрузивов даже для значительной территории охваченных описанием районов.

## ОБЩИИ ОБЗОР

Несмотря на то, что за последние годы появилось значительное количество работ, касающихся петрографии как Закавказья в целом, так, в частности, и Азербайджана, до сих пор мы не имеем для территории последнего удовлетворительной сводки, посвященной интрузиям. Такая тщательно и критически составленная сводка должна быть положена в основу любой схемы металлогении—это положение вряд ли кто будет оспаривать—между тем на деле этого нет. Этим, конечно, и объясняется, что авторы, до сих пор касавшиеся металлогении Закавказья (42, 57, 58), допустили ошибки в некоторых случаях, когда касались возраста интрузий, и таким образом пришли к неверным выводам в трактовке металлогенических циклов. Этим ошибок можно было бы избежать при достаточном знакомстве с имеющимися материалами, как это будет видно из дальнейшего.

Части Малого Кавказа, подлежащие описанию в настоящей работе, изучены в общем лучше, чем Талыш или южный склон Главного Кавказского хребта. Здесь мы имеем, наряду с общегеологическими описаниями, ряд работ посвященных чисто петрографическим вопросам.

Первые данные об интрузиях Малого Кавказа дают Абих (87), Валентин (104). К концу прошлого столетия относится чисто петрографическая работа Тоста (105), описавшего несколько образцов интрузивных пород из Карабаха и Курдистана. Данные перечисленных исследователей сведены затем Освальдом (106) впервые, в общих чертах довольно правильно, показавшим на своей геологической карте Армении весьма характерные для Малого Кавказа интрузивные зоны. Конечно, в большинстве своем, все перечисленные работы в достаточной мере устарели.

Лишь отдельные участки Малого Кавказа подвергались тщательному петрографическому изучению сравнительно давно. Такими участками являются район, прилегающий к Кедабекскому медному месторождению, детально изученный и описанный Е. С. Федоровым (78, 80) и Ад. Эрном (81), а затем рядом других исследователей (71, 75, 76, 77 и др.), и район Дашкесанского железорудного месторождения, описанный несколькими исследователями (23, 86), но далеко не так подробно, как Кедабекский район.

К началу нынешнего столетия относится работа А. С. Гинзберга (82), почти не касающаяся азербайджанской части Малого Кавказа. Таким образом, изучение интрузивов азербайджанской части Малого Кавказа началось лишь исследователями новейшего периода, в продолжение которого были опубликованы многолетние работы К. Н. Паффен-

гольца по северной части Малого Кавказа (21—24) и для бассейна р. Тертер (25) и А. Н. Соловкина для Карабаха и бассейна р. Акеры, (31—35 и др.), явившиеся результатом геологических исследований производившихся в 1930—35 гг. Недавно также появилась небольшая статья И. А. Преображенского (28) с описанием оригинальной и интересной кислой породы из пояса офиолитов.

Единственной полной сводкой является книга И. А. Преображенского „Петрография Азербайджана“ (28), вошедшая в серию „Петрография СССР“, издаваемую Академией наук. К сожалению, для сегодняшнего дня эта книга уже отчасти устарела, и многочисленные и интересные данные по петрографии Азербайджана были получены как самим И. А. Преображенским (28, 29), так и другими геологами уже после ее написания.

Недавно появившаяся работа В. И. Лучицкого и Е. А. Кузнецова (17) вызывает некоторое недоумение. В этой работе Закавказью уделена большая глава и, казалось бы, именно здесь будут собраны все те новейшие данные по петрографии района, которые были получены в последние годы. Ничего подобного нет. Даже касаясь только восточного Закавказья (АзССР), можно отметить небрежность автора главы „Закавказье“ названной книги. Совершенно не освещена весьма интересная часть Закавказья—Талыш, хотя для этого района имеются давно опубликованные работы (1, 18, 85 и др.). Далее, возраст весьма важной для металлогении Закавказья формации основных пород (Гокчинско-Карабахская полоса) дан почему то неправильно как миоценовый, хотя имеются по этому вопросу вполне точные данные К. Н. Паффенгольца (24), устанавливающего для этой формации верхнеэоценовый возраст; в части, касающейся Малого Кавказа, совершенно не отмечена роль мезозойских гранодиоритовых интрузий и т. д.

В списке литературы отсутствуют такие важные для Закавказья работы, как Тоста (105), Аби́ха (103), И. А. Преображенского (27) и многие другие. Наконец, встречаются в названной работе (17) и географические ляпсусы; например на стр. 185 читаем „... Среди этих пород имеются ... глубинные и абиссальные породы габбро-перидотитового ряда—район северного (?) склона Малого Кавказа и, главным образом, район, начинающийся на середине северо-восточного берега оз. Севан (Гокча), тянущийся далее на юго-восток до турецкой границы у Солтанлы“. Следует отметить, что габбро-перидотиты отсутствуют в районе с. Солтанлы, а это последнее находится действительно на юго-востоке от оз. Гокча, но не на турецкой, а на иранской границе.

Кроме названных двух больших работ имеются статьи Л. А. Варданьянца (57), В. Г. Грушевого (58) и И. Н. Ситковского (42), посвященные металлогении Закавказья и, таким образом, касающиеся интрузий Закавказья в целом и Азербайджана в частности. К сожалению, и в этих вообще весьма интересных работах имеются существенные пропуски и малообоснованные выводы. К названным работам мы еще вернемся; здесь же отметим весьма слабо освещенную в этих работах связь интрузий с тектоникой (мы касаемся только восточного Закавказья),

отсутствие данных по Талышу, мало конкретное разграничение интрузивных циклов и совершенно неправильную тенденцию связывать главное оруденение на Малом Кавказе с третичными интрузиями.

## Тектонические области Азербайджана и распространение интрузивных пород

Тектонического строения Азербайджана касались многие исследователи. Тектоника этой страны затронута Ф. Освальдом (106) в его известной сводке, посвященной Армении. Позднейшие геологические исследования на территории Азербайджана приводят нас к несколько иным выводам о тектоническом строении его, нежели те, которые делает Освальд; тем не менее работа эта представляет и теперь значительный интерес, так как является единственной крупной регионально-геологической сводкой, охватывающей Закавказье, Иран и Турцию почти целиком. Значительно позднее В. В. Богачев (53) дает более подробный обзор геологии и тектоники для территории Азербайджана, в котором нашли отражение и взгляды Абиха, и взгляды Освальда, и многочисленные наблюдения самого автора. Тектоника отдельных областей Азербайджана весьма подробно освещена в новейших работах К. Н. Паффенгольца (21—26), М. Ф. Мирчинка (84) и других геологов. Наконец, вкратце, в связи с разбором более общих вопросов геологии Кавказа, касаются тектоники Азербайджана А. П. Герасимов (11) и В. П. Ренгартен (30).

Во многих из перечисленных работ нашел отражение, повидимому, твердо укоренившийся взгляд на необходимость подразделения восточного Закавказья на две тектонические области: на Большой Кавказ (в данном случае восточная оконечность Главного Кавказского хребта) и на Малый Кавказ. К последнему обычно присоединяется в тектоническом отношении и Талыш, совершенно непонятно на каком основании.

Между Большим и Малым Кавказом некоторыми авторами выделяется еще в достаточной мере таинственная депрессия Куры, под которой, очевидно, подразумевается самостоятельная тектоническая область. Для наших целей подобное подразделение недостаточно в силу своей схематичности; кроме того, такое подразделение отчасти и ошибочно. Не вызывает сомнения необходимость и правильность разделения по тектоническим признакам Большого и Малого Кавказа, но следует отметить, что строение последнего настолько сложно и разнообразно, что является необходимость в дальнейших подразделениях. С другой стороны, совершенно неправильно было бы считать сложную тектоническую систему Талыша продолжением юго-восточной части Малого Кавказа, хотя еще до сих пор сохранилась такая совершенно ошибочная тенденция.

Сказанное нашло свое отражение, например, на тектонических картах Ф. Освальда и В. В. Богачева. На самом деле, если экстраполировать тектонические линии (которым следует, между прочим, распространение интрузий) юго-восточной части Малого Кавказа дальше на юго-восток, то Талыш неминуемо оказывается северо-восточнее их продолжения. С другой стороны, Талыш не может лежать на продолжении тектониче-

ских линий южного склона Главного Кавказского хребта, так как хотя здесь и имеет место крутой поворот осей складчатости восточной оконечности Кавказского хребта к югу вдоль восточного края Азербайджанской плиты, все же Талыш оказывается значительно западнее. Таким образом, тектоническая область Талыша отражает, скорее всего, тектонику юго-западного края Прикуринской низменности и область нижнего течения Аракса, т. е. части Азербайджана в тектоническом отношении наименее ясные, вследствие громадного накопления постплиоценовых отложений в пенецелизированных областях, лежащих вдоль низовьев Куры и Аракса.

Следует отметить, что по характеру отложений и интрузивов и эффузивов, распространенных в пределах Талыша, можно сделать вывод о весьма значительном несходстве этой области с системой Малого Кавказа и, напротив, о некотором сходстве ее с Большим Кавказом, вернее с его южными склонами в районе р. Иоры. Замечательно, что там же мы находим, как это будет показано ниже, и почти аналогичные талышинским интрузивы тэшенитового типа, вообще довольно оригинальные для Азербайджана.

Возвращаясь к Малому Кавказу, можно отметить, что в пределах его восточной, азербайджанской, части мы имеем два весьма крупных орграфических элемента—Муров-дагский и Восточно-Карабахский хребты, протягивающиеся в северо-западном направлении и хорошо отражающие тектонику этой страны. Связанные в своем образовании с позднейшими проявлениями альпийской складчатости, сыгравшей главную роль в формировании Малого Кавказа, эти горные хребты могут быть рассматриваемы, как естественные границы между тремя тектоническими областями, на которые удобно разделить восточную, азербайджанскую, часть Мало-Кавказского нагорья.

Таким образом, здесь легко различаются следующие области или районы.

1. Область северных и восточных предгорий Малого Кавказа и северо-восточных склонов Муров-дагского и Шах-дагского хребтов. По К. Н. Паффенгольцу (22—24, 26), И. Н. Ситковскому (66, 67) и другим исследователям, эту тектоническую область характеризует мягкая, плавная складчатость, осложненная преимущественно мелкими сбросами северо-восточного и отчасти меридионального простирания. Отмечен небольшой сдвиг в Казахском районе. Распространены в пределах этой области юрские и верхнемеловые вулканические и осадочные образования. Многочисленны интрузии. Юго-западной границей этой области является сильно приподнятый край нижнеюрской вулканогенной толщи, надвинутой на меловые отложения, причем линия надвига следует приблизительно вдоль Муров-дагского хребта. Вдоль восточного края Малого Кавказа область эта может быть протянута до р. Хачин.

2. Центральная область с выходом на восток, к Карабахской степи. По К. Н. Паффенгольцу (24, 25) и А. Н. Соловкину (32, 37, 97) для этой области характерна интенсивная складчатость, особенно в преднадвиговой зоне, несколько смягчающаяся на юго-восток, и развитие круп-

ных, но редких сбросов. Границей этой области являются Муров-дагский и Восточно-Карабахский хребты с северо-востока и юго-запада (соответственно), а с запада—Силиясский хребет. Развиты в этой области почти исключительно юрские и верхнемеловые отложения (лейасенон). Интрузии малочисленны, но разнообразны.

3. Тектоническая область р. Акеры. Сюда же следует присоединить верховья р. Тертер и бассейн р. Басут-чай. Северо-восточной границей этой области является Восточно-Карабахский и Муров-дагский хребты. Вдоль первого проходит линия крупного (так называемого южного) надвига. В верхней части бассейна р. Тертер эта тектоническая область примыкает, таким образом, к первой. Названная область целиком захватывает бассейн р. Акеры. Здесь мы имеем чрезвычайно интенсивную складчатость среди мезозойских (верхнемеловых) отложений и многочисленные крупные сбросы северо-западного простирания, параллельные осям складок. Лишь в небольшой части этой области, в правой части бассейна р. Акеры, распространены полого залегающие олигоценные вулканогенные образования. В пределах этой тектонической области особенно многочисленны и разнообразны интрузии, при этом исключительно третичного возраста.

Таковы тектонические области Малого Кавказа. Что касается азербайджанской части Главного Кавказского хребта, то ее удобно подразделить на две тектонические области. Таким образом, получаем четвертую тектоническую область Азербайджана—район южных склонов Главного Кавказского хребта. Она характеризуется, по многочисленным данным К. Н. Паффенгольца (115), В. Н. Тюшова (114) и других геологов, широким распространением надвигов и сбросов северо-западного (общекавказского) простирания и развитием отложений, главным образом, в осадочных—сланцевых и флишевых фациях. Интрузии здесь довольно многочисленны и принадлежат к двум циклам.

Пятая тектоническая область—восточная оконечность Кавказского хребта с Апшеронским полуостровом, вообще весьма интересная в тектоническом отношении часть Азербайджана, нас не интересует, в силу отсутствия здесь интрузий, равно как и Прикуринская низменность.

Шестая тектоническая область Азербайджана—Талыш—является своеобразным участком Азербайджана. Сложная, хотя и довольно плавная, складчатость и многочисленные сбросы, по данным П. П. Авдусина (1), А. Ф. Михайлова (18) и других геологов, типична для этого района. Здесь почти исключительно распространением пользуются третичные отложения в разнообразных фациях—осадочных и вулканогенных. И. А. Преображенским (29) отмечены и меловые отложения, но распространение их как будто незначительно. Выходы интрузий довольно многочисленны, но мелки и относятся лишь к одному возрасту.

### Морфология и возраст интрузивов Азербайджана

В своем территориальном распространении интрузивы Азербайджана в большинстве случаев тесно связаны с участками его территории, характеризующимися развитием пликативных и дизъюнктивных дислокаций,

следуя направлению главнейших тектонических линий. Но следует отметить, что подобная связь, весьма характерная для молодых третичных интрузий, гораздо слабее проявляется по отношению к более древним—среднеюрским и верхнемеловым—интрузиям. Разбив интрузии Азербайджана по намечающейся связи с дислокациями, имеем следующие типы.

1. Крупные лакколиты, связанные с плавной складчатостью и впоследствии игравшие пассивную роль в складкообразовании, чем объясняется усиливающаяся, но мелкая складчатость в боковых породах, вблизи интрузивного тела.

2. Мелкие лакколиты и линзы, приуроченные к ядрам сильно сжатых складок.

3. Пластовые интрузивы, согласно с боковыми породами участвовавшие в складкообразовании.

4. Неправильные интрузивы, приуроченные к сбросам.

5. Жилы, или дайки в обычном смысле этого слова и, наконец, замкнутые интрузивы или линзы. Таким образом является удобным и правильным рассмотреть интрузивы Азербайджана по его тектоническим областям, перечисленным нами выше.

#### 1. Область северо-восточных предгорий Малого Кавказа и северо-восточных склонов Муров-дагского хребта

В пределах этой области, обнимающей Казахский, Шамшадинский, Кировабадский, Ханларский и Шаумяновский районы и северный Карабах пользуются распространением интрузивы преимущественно гранитового и гранодиоритового типа, сопровождаемые кварцевыми и бескварцевыми диоритами, габбро-диоритами и габбро и многочисленными жильными породами лейкократовой и меланократовой фации кислой магмы.

Выходы и значительные поля гранодиоритов и отчасти гранитов (скорее тоже гранодиоритов, несколько более кислых) известны в районе с. Гюльятаг—Джан'ятаг, возле Чирагидзора, Дашкесана, Кедабека, Кировабада, затем по рр. Асрик-чай, Шамхор-чай, возле Миграба, Кызкала и в других пунктах. Все эти выходы интрузивов образуют хорошо выраженную зону северо-западного простирания, протягивающуюся от крайних восточных предгорий Малого Кавказа на северо-запад, в Армению. В пределах описываемой области распространены по форме залегания преимущественно первый и отчасти четвертый типы интрузивов, согласно приведенному выше списку. Лакколитами являются, по данным К. Н. Паффенгольца, крупнейшие интрузивы возле известных Дашкесанского, Кедабекского и Чирагидзорского месторождений руд; такую же форму устанавливает П. С. Бернштейн для интрузии Асрик-чая и Дзегам-чая и т. д. Крупная интрузия возле сс. Гюльятаг-Джан'ятаг представляет собой сильно эродированный лакколит (30, 37). Интрузии, приуроченные к сбросам, отмечает И. Н. Ситковский в Кедабекском и Казахском районах. Как правило, гранодиоритовые интрузии приурочены или к пологим синклиналям северо-западного простирания, или же к ан-

тиклиналям, в которые согнуты ниже- и среднеюрские отложения и отчасти верхнемеловые.

Переходя к возрасту перечисленных интрузий, можно отметить, по-видимому, прочно укоренившийся, но совершенно, как показали факты, неправильный взгляд на молодой, третичный возраст их. Этот взгляд отражен в весьма многих работах (10, 17, 42, 66, 88, 98 и др.) достаточно произвольно, без достаточных оснований и иногда, пожалуй, вопреки имеющимся данным. Гранодиоритовым интрузиям описываемой области приписывают третичный возраст, параллелизуя их с кислыми интрузиями верховьев бассейна р. Тертер, для которых К. Н. Паффенгольцем установлен действительно послеолигоценый возраст. Между тем, наряду с некоторыми различиями тех и других, последние интрузии принадлежат еще и к совершенно другому геотектоническому комплексу (III область).

Попробуем разобрать все те данные, основываясь на которых можно было бы установить возраст интрузий I тектонической области. Для всех интрузий Кировабадского, Казахского и других районов, описанных рядом геологов, верхний возрастной предел отсутствует (что и является единственным аргументом в пользу третичного возраста всех интрузий). Обычно устанавливается послесреднеюрский возраст, в некоторых случаях отмечен и посленижнетуронский.

Лишь для одной, но зато чрезвычайно крупной, интрузии, принадлежащей к этой же области, мы имеем возможность установить верхний возрастной предел—а именно, для упоминавшейся выше гюльятагско-джан'ятагской (рис. 1 и 2). И этим пределом является верхний сенон. Например возле г. Агдама можно наблюдать в обнажениях возвышенности Чобандаг, сложенной сенонскими известняками, налегание этих последних на гранодиориты.

В основании свиты известняков можно наблюдать конгломерат, представляющий собой валуны гранодиорита и пород жильной свиты интрузии, скрепленные белым, слабопесчанистым известняком. Выше, в этой же известняковой свите, найдена фауна [*Echinocorys (Ananchites) ovatus* L. и др.], указывающая на кампанский—маастрихтский под'ярус сенона. К северу от Агдама местами можно наблюдать налегание, также трансгрессивное, верхнесенонских известняков на среднюю юру, а местами на турон. Прорывает описываемая интрузия среднюю юру. Таким образом, мы имеем, с одной стороны, группу интрузий, для которой устанавливается послесреднеюрский и посленижнетуронский возраст с другой стороны, в этой же тектонической области, как бы на продолжении той же зоны интрузий, крупную интрузию, для которой устанавливается с несомненностью доверхнесенонский возраст.

Наконец, в значительном удалении, в другой тектонической области, мы имеем в общем небольшие выходы гранодиоритов, для которых устанавливается послеолигоценый возраст. Уже только на основании сказанного, очевидно, более правильным является параллелизовать две первых группы, приписав гранодиоритовым интрузиям Кировабадского, Казахского и других районов доверхнемеловой (докампанский) возраст.

Но дальнейшее исследование всех интрузий гранодиоритового ряда показывает и на значительное сходство их, когда дело идет об интрузивах Кировабадского и прочих районов и гюльятягской интрузии, и на некоторое несходство названных интрузий с послеолигоценовыми.

По своему минералогическому составу гранодиоритовые интрузии (и гранитовые) описываемой области весьма сходны. Всегда в них главной составной частью является плагиоклаз различных номеров, но близкий к андезину, в различных, часто больших, количествах содержится кварц и, наконец, как правило, в небольшом количестве содержится



Рис. 1

Шлиры аплита среди гранодиоритов верхнемелового возраста возле с. Джан'ятаг. НКАО

калиевый полевой шпат. Разными авторами описаны биотитовые, авгитовые и роговообманковые гранодиориты, причем во всех этих случаях сохраняется указанное выше соотношение между плагиоклазовой и щелочно-полевошпатовой составными частями.

К сожалению, весьма многие исследователи не дают количественного минералогического состава в цифровом выражении, обесценивая этим петрографические описания пород. Некоторым диссонансом является как будто бы только гранит г. Кызыл-Кая, описанный Ш. Азизбековым и отличающийся от остальных интрузивов наряду с высокой кислотностью большим содержанием ортоклаз-микропертита. Гранитами называ-

ет К. Н. Паффенгольд (23) интрузивные породы, обнажающиеся возле с. Славянки. Между тем, эти породы прекрасно отражают особенности кислых интрузивов северо-восточной части Малого Кавказа, т. е. при повышенной кислотности содержат весьма мало калиевого полевого шпата, иногда даже отсутствующего, и должны быть названы гранодиоритами или плагиоклазовыми гранитами. Остальные интрузивы, называемые различными геологами (К. Н. Паффенгольцем, П. С. Бернштейном, И. Н. Ситковским) гранодиоритами, в общем отвечают этому названию, отличаясь тем не менее от среднего типа гранодиоритов пониженным содержанием калиевого полевого шпата.

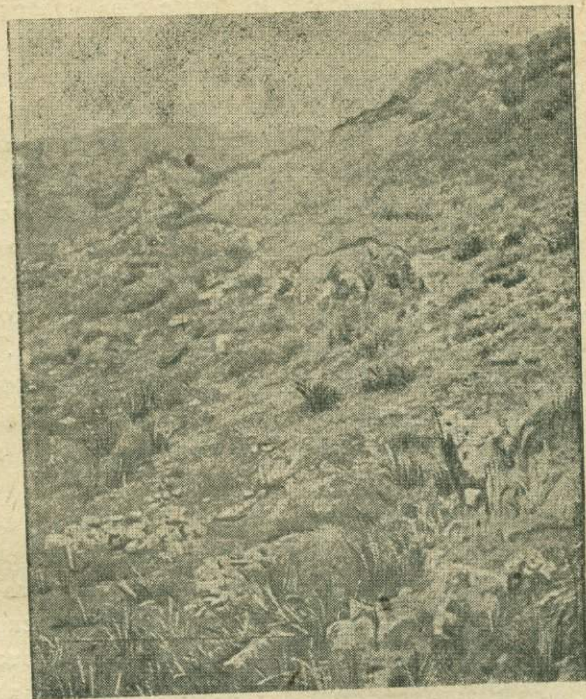


Рис. 2

Дайки диоритов и беербахитов среди гранодиоритов интрузивного массива верхнемелового возраста возле с. Джан'ятаг. НКАО

Следует отметить, что последний во всех почти интрузивах гранодиоритов Кировабдского, Казахского и других районов представлен ортоклазом, что вовсе не типично для нео-интрузий. Данные о минералогическом составе гюльятагско-джан'ятагской интрузии имеются вполне исчерпывающие (36, 37, 52).

И вот, подобно тому как и в кислых интрузиях Кировабдского района, Казах, Кедабека, Миграба и пр., здесь мы имеем точно такие же роговообманково-биотитовые гранодиориты с большим содержанием кварца, плагиоклаза и с ничтожным количеством ортоклаза.

Итак, по своему минералогическому составу интрузии северо-восточной части Малого Кавказа, которым приписывался третичный возраст,

неразличимы от интрузии, для которой устанавливается докампанский возраст. Но этого мало. Если сопоставить химические анализы и тех и других интрузивов, аналогия устанавливается почти полная. Ниже это сопоставление нами будет сделано. Здесь же, в дополнение к сказанному нами о минералогическом составе сравниваемых интрузивов, приведем выдержку из работы К. Н. Паффенгольца (25), подтверждающую наши выводы. На стр. 50 мы читаем: „Третичные же гранодиориты бассейна р. Тертер отличаются явным преобладанием ортоклаза над плагиоклазами. Здесь необходимо, однако, еще подчеркнуть, что несомненно третичные гранодиориты соседних районов (Ганджинского и др.) отличаются, так же как и вышеупомянутые гюльятагские гранодиориты, весьма малым содержанием ортоклаза“. Таким образом, мы видим, что наряду с весьма большим сходством, обнаруживающимся между интрузивами Кировабадского района и докампанской интрузией, обнаруживаемой возле с. Гюльятаг, имеется существенное различие их с третичными интрузивами гранодиоритового типа.

Даваемые ниже описания пород и химические характеристики интрузивов I тектонической области ясно показывают их кровное родство и принадлежность, таким образом, к одной верхнемеловой интрузивной формации. Химический состав всех интрузивов чрезвычайно сходен. Черты сходства выражаются в пониженной щелочности, постоянном и обычно резком преобладании  $\text{Na}_2\text{O}$ , над  $\text{K}_2\text{O}$ , повышенной кислотности (против нормального типа гранодиорита) и несколько повышенной известковистости. Всегда  $\text{MgO} < \text{CaO}$ . Несомненно, что во всех случаях магма была одна и та же.

Таким образом, мы приходим к выводу, что интрузии плагиогранитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов с сопровождающими их жильными и краевыми интрузивными фациями, как те, которые считались третичными, так и те, которые являются доверхнесенонскими, принадлежат к одному возрасту. К. Н. Паффенголец для некоторых интрузий Кировабадского района устанавливает послетуронский возраст. Следовательно, всей гранодиоритовой формации мы можем приписать геологический возраст в пределах турон—верхний сенон. Внедрение этой формации, таким образом, соответствует скорее всего субгерцинской фазе альпийского орогенеза, отмечаемой В. П. Ренгартемом (30) в его тектонической характеристике складчатых областей Кавказа.

Кроме этой, преимущественно кислой гранодиоритовой формации, в пределах данной тектонической области имеются небольшие выходы интрузивных пород диоритового и монзонитового типа, встреченных по р. Турогай-чай и у слияния этой реки с р. Тертер, принадлежащих к более древней интрузивной формации, внедрение которой должно было происходить между байос-батом и титоном. Эти породы особенно распространены в смежной, названной нами Центральной, тектонической области, где и были получены данные, устанавливающие их геологический возраст (31, 32, 33). Эти то интрузивы и дали гальку метаморфизованных пород, встреченную К. Н. Паффенгольцем (25) в верхнеальбских отложениях бассейна р. Тертер.

## 2. Центральная или среднекарабахская тектоническая область

Небольшие по размерам, но довольно многочисленные выходы интрузивных пород, встреченные в пределах этой области, принадлежат к двум интрузивным циклам и представлены довольно характерными для каждого из циклов типами. Древнейшие интрузивы, образующие сравнительно мелкие лакколиты, приурочены к областям развития среднеюрских вулканогенных свит. Интрузивные породы выходят возле с. Зарданашен, Таглар (Карабах), в ущельях рр. Халифалу, Ханасака и др., затем, как выше упоминалось, отмечены в районе слияния рр. Тертер и Турогай-чай; области их распространения характеризуются мягкой, плавной складчатостью, имеющей направление осей СЗ 310—330°.

Особой закономерности между распространением этих интрузий и тектоническими структурами не замечается. В районе среднего Карабаха, возле с. Ханасак, Халифалу и в других местах выходы этих интрузий приурочены к северо-восточному крылу крупной антиклинали, образованной среднеюрскими вулканогенами, прорывая их, местами же переходят в ядро антиклинали, наконец местами (с. Чирагуз) приурочены уже к юго-западным крыльям складки. Несомненно, внедрение этих интрузий связано с почти полной ассимиляцией прорванных пород. Этому выводу соответствует и особенность их состава. Эти интрузивы представлены монцититами с незначительными количествами кварца, более или менее типичными габбро и, наконец, габбродиоритами. Этот ряд можно представить, как результат ассимиляции кислой, гранитовой магмой весьма основных эффузивов, которые мы встречаем в составе среднеюрской вулканогенной толщи—биотитовых и лабрадоровых порфиритов и сопровождающих их сильно карбонатизированных вулканических туфов.

Возраст описываемой интрузивной формации определяется приблизительно как верхнесреднеюрский или верхнеюрский (дотитонский). Обломки габбро-диорита были найдены в брекчиях, характеризующих верхние горизонты сложного вулканического комплекса, образование которого происходило в период от верхнего лейаса до келловоя (22, 27, 37). Правильнее, возраст этого петрографического комплекса для Малого Кавказа следует понимать в пределах доггера, на основании находки К. Н. Паффенгольцем *Parkinsonia* sp. в отложениях этой толщи в бассейне р. Тертер. Для Карабаха же мы имеем довольно многочисленную среднеюрскую фауну из известковистых туфов, характеризующих верхи этой толщи (97).

По всей вероятности, наша вулканогенная толща является эквивалентом байос-батской серии, описанной В. Ф. Мефертом в Мингрелии (102). Так как брекчии с обломками интрузивов встречены в верхах этой толщи, а интрузивы ее частично рвут, то, очевидно, является необходимым приписать им среднеюрский возраст.

Молодые, уже несомненно третичные интрузивы габбродиоритового типа и настоящее габбро встречены на восточных частях среднекарабахской тектонической области возле с. Дагдаган, выше с. Мирикенд,

возле с. Гюлапю, возле с. Кагарза и в нескольких других пунктах. Здесь повсеместно интрузивные породы прорывают мергелистые слоистые известняки с верхнесенонской фауной.

Интрузия носит характер пластовой залежи с отдельными апофизами, причем ясно видны следы ассимиляции мергелистых известняков. Эти габброиды, очевидно, являются апофизами основных и ультраосновных интрузий, широко распространенных в бассейне р. Акеры, к рассмотрению которых теперь и перейдем.

### 3. Область бассейнов рр. Тергер (верховья), Базар-чай и Акеры

Наибольшим распространением в пределах этой тектонической области пользуется формация интрузивных основных пород, являющаяся продолжением формации офиолитов, известной вдоль северного побережья

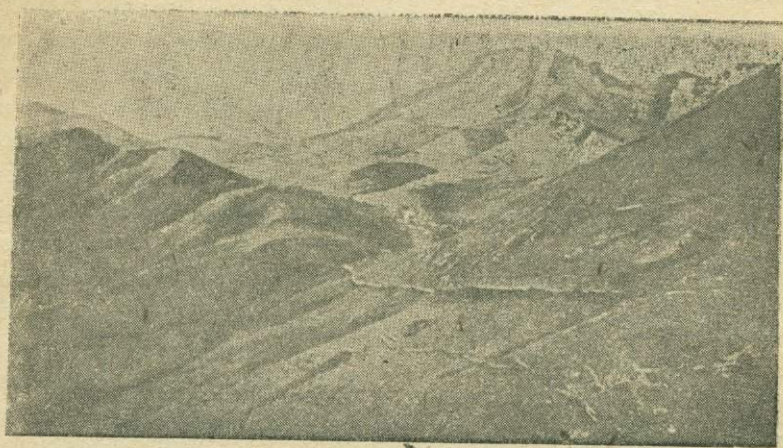


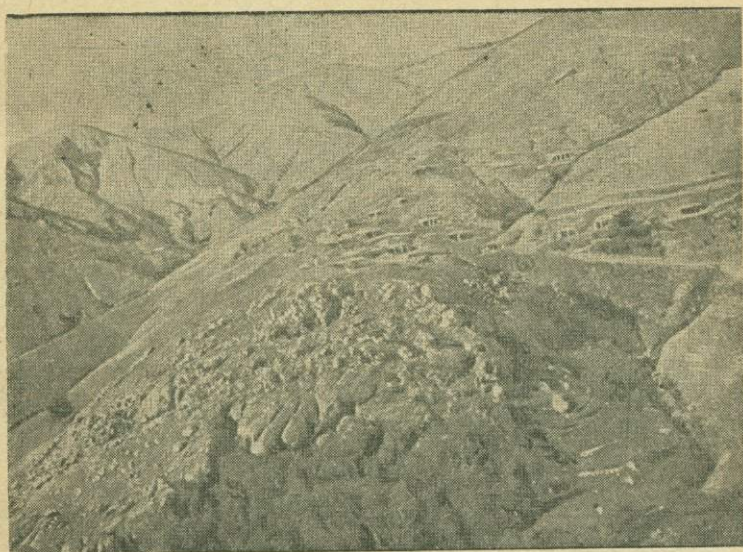
Рис. 3

Общий вид на Восточно-Карабахский хребет с юго-востока. Доминирует вершина Зиарат (2475 м). Область распространения последних выходов интрузивных пород формации офиолитов Курдистана-Карабаха

оз. Гокча и изученной там А. С. Гинзбергом (12), А. Г. Бетехтиным (2), К. Н. Паффенгольцем (25) и др. В пределах Азербайджана эта формация протягивается от северного побережья оз. Гокча на юго-восток, по направлению к гг. Гадрут-Джебраил, возле которых мы и находим последние выходы основных пород (рис. 3). Далее, к юго-востоку, основные породы скрыты под аллювием Аракса. Продолжение этой формации очевидно нужно искать уже в системе иранского Карадага. Вся область распространения основных пород представляет собой сравнительно узкую зону, около 2—10 км ширины, но значительного протяжения. Верхнемеловые отложения, прорываемые интрузивными породами, смяты здесь в систему сжатых складок с тенденцией к опрокидыванию на юго-запад.

Распространение формации ультраосновных пород довольно сложное. Еще Абих (87, 103) обратил внимание на чрезвычайно специфическое

распространение формаций основных и ультраосновных пород, следующих в северо-западном направлении вдоль южных склонов Карабахского хребта и по северному берегу оз. Гокча по южным склонам Шахдагского хребта. Абих указал, что ультраосновные породы закономерно образуют два параллельных пояса прорывов; на самом же деле, как показали позднейшие наблюдения К. Н. Паффенгольца (25) и А. Н. Соловкина (40), распространение основных и ультраосновных пород сложнее и отвечает не дизъюнктивным дислокациям, что соответствовало бы воззрениям Абиха и Освальда, а сложной пликативной складчатости, осложненной разрывами надвигового характера, свойственной всем верхне-мезозойским образованиям юго-восточной части Малого Кавказа.



ВНЕШНОСТЕНА  
 Геологический институт  
 Арм. фил. АН Арм. ССР

Рис. 4

Селение Ипяк (нижний), возле которого обнаружены выходы хромитовых руд. Показана граница между серпентинитами и туфобрекчиями туронского возраста. Плавные очерченные возвышенности на заднем плане сложены серпентинитами и габбро эоценового возраста

Крупные массивы основных и ультраосновных интрузивных пород отмечены далеко не на всем протяжении формации. Общая тенденция к уменьшению поля интрузии к юго-востоку сказывается прежде всего в уменьшении массивов интрузивных пород в этом направлении. Самые значительные массивы отмечены в верховьях р. Тертер, возле с. Джомарт, в местности Гейдара и к югу — в районе перевального гребня Мыхтокян, разделяющего бассейны рр. Акеры и Тертер, возле высот Чильяз, Геллых и Чичакли. Довольно крупные массивы интрузивных пород основной формации встречены там же, возле сс. Ипяк и Тазакенд (рис. 4). Уже несколькими километрами к юго-востоку распространены лишь узкие линзообразные тела, вытянутые в северо-западном направлении, обычно не превосходящие ширины 100—250 м при протяжении



от 200 м до 2 км южнее параллели г. Б. Кирс, встречающиеся чрезвычайно редко и изменяющие существенно свой петрографический состав.

Постепенное исчезновение формации ультраосновных пород не является результатом слабо выраженной эрозии в юго-восточных областях, так как именно в наиболее приподнятых и слабо эродированных областях Курдистана выходы гипербазитов достигают максимальных размеров, а кроется в особенности геотектонического строения области распространения их. В пределах бассейна оз. Гокча выходы ультраосновных

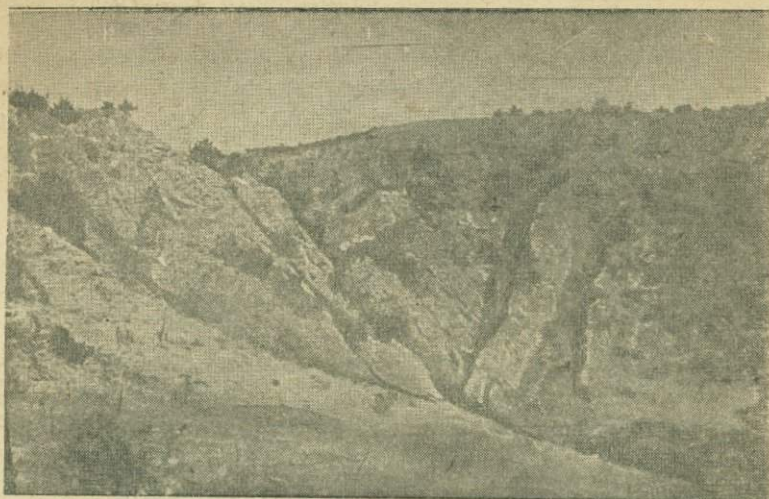


Рис. 5

Дайки перидотито-пироксенита среди серпентинитов. Курдистанский район АзССР

пород значительны, но опять-таки имеют определенную тенденцию к уменьшению своих размеров по направлению на северо-запад. Общее протяжение формации ультраосновных пород и основных пород измеряется в пределах 240 км. Ширина зоны распространения колеблется в пределах от 0,5 до 20 км, и достигает максимума в верховьях р. Тертер, а южнее г. Джебраила породы этой формации отсутствуют.

Уместно здесь же отметить, что формация ультраосновных пород следует вдоль линии надвига, о чем можно судить по прилагаемой карте. Надвиг проявляется вдоль всего Карабахского хребта, а затем—по Шагдагскому хребту и выражен в налегании юрских свит на верхнемеловые и среднетретичные (рис. 5 и 6).

Геологический возраст этой формации К. Н. Паффенгольцем (25), наблюдавшим в бассейне р. Тертер взаимоотношения ее с фаунистически выраженными свитами эоцена и олигоцена, устанавливается как послесреднеэоценовый, но донижнеолигоценовый. Это определение возраста соответствует и данным Абиha (103), у которого мы находим довольно определенные указания на доолигоценовый возраст основных

пород верховьев бассейна р. Тертер. Здесь следует подчеркнуть, что основные интрузивы Ленкоранского района никоим образом нельзя считать, как это делали до сих пор, продолжением основных интрузивов Малого Кавказа, поскольку П. П. Авдусин (1) и М. Ф. Михайлов (19) указывают, что интрузивы Ленкоранского района прорывают олигоцен.



Рис. 6

Обнажения серпентинитов по долине р. Ипяк-чай в Лачинском районе

Гораздо меньшим распространением в пределах нашей III тектонической области пользуются интрузивные породы кислого ряда, представленные биотитовыми, роговообманковыми и отчасти авгитовыми гранодиоритами и сопровождающими их гранодиорит-порфиритами, кварцевыми диоритами и диорит-порфиритами (рис. 7 и 8). По своему минералогическому составу и химическим свойствам интрузивы кислой формации хорошо укладываются в приведенные названия, причем резко преобладают весьма типичные гранодиориты. Возраст этих пород—верхнетретичный, ибо они прорывают олигоцен; кроме того, они явно моложе ультраосновных пород, так как нередко заключают в себе ксенолиты этих последних. Опять-таки эти интрузивы явно подчинены тектоническим структурам, залегая в ядрах антиклиналей и образуя сильно вытянутые в северо-западном направлении, вдоль осей складок, тела лакколитообразной формы.

По данным К. Н. Паффенгольца (25), в пределах описываемой области третичные гранодиориты встречены во многих пунктах в верховьях

бассейна р. Тергер. А. Н. Соловкин (38, 40) отмечает их в бассейне р. Акеры, возле высот Сары-Баба, по течению р. Шальвы и во многих других пунктах. Следует отметить, что сколько-нибудь значительного оруденения третичные гранодиориты не несут. В области их распространения можно назвать лишь Баштибельское медно-цинково-колчеданное месторождение, незначительное по объему; кроме этого месторождения имеются лишь ничтожные проявления серно- и медно-колчеданного оруденения.



Рис. 7

Ущелье среди гранодиоритов третичного возраста, недалеко от места слияния рр. Шальвы и Пичанис-чай. Курдистанский район АзССР

Подводя некоторые итоги сказанному, можно отметить по отношению к Малому Кавказу, что, несмотря на небольшое площадное распространение отдельных массивов интрузивных пород описываемого района по разнообразию типов и величине территории, охваченной магматическими процессами, вряд ли можно еще найти подобный ему участок Закавказья, а может быть и Европы. Хорошо намечаются четыре интрузивные формации, различающиеся довольно резко по составу входящих в них петрографических типов и относящиеся по времени своего внедрения к различным геологическим эпохам. Эти формации далеко не равноценны по своей роли в металлогении и пользуются совершенно различным распространением. Соответственно с этими формациями является целесообразным разбить интрузивные породы описываемой области на следующие группы.

1. Интрузивные породы среднеюрского возраста; представлены диоритами, сиенито-диоритами, диорит-порфиритами и отчасти кварцевыми диоритами.

2. Интрузивные породы верхнемелового возраста; представлены гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, диоритами, отчасти габбро и порфиридовидными разновидностями перечисленных пород.

3. Интрузивные породы верхнеэоценового возраста; чрезвычайно разнообразны по составу и образуют наиболее важную для этой части Малого Кавказа формацию офиолитов, пользующуюся широким распространением.

4. Интрузивные породы олигоценового возраста; представлены кислыми плагиоклазовыми варьететами гранитной магмы.

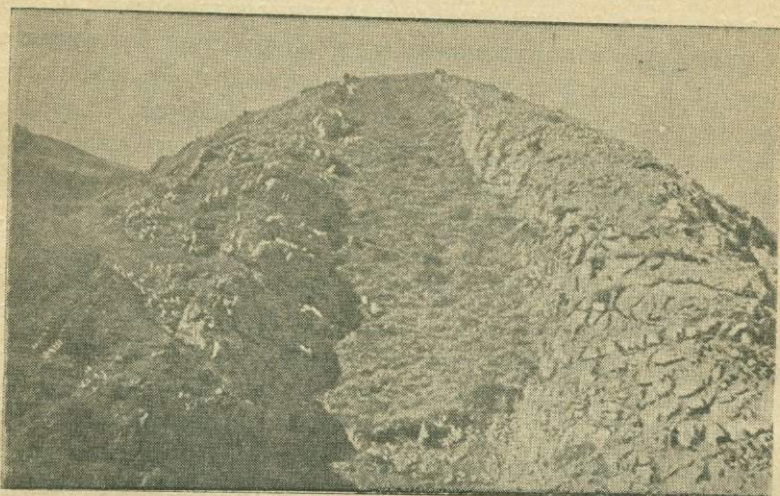


Рис. 8

Дайка диоритового порфирита среди кремнистых известняков.  
Карабах, Джебраильский район

Вся область распространения интрузивных пород азербайджанской части Малого Кавказа в целом характеризуется нижеследующим геологическим разрезом.

1. Мощная толща вулканических и вулканогенных образований, главным образом порфиритового состава нижнеюрского возраста.

2. Сходная серия вулканических пород, а также туфов, туфо-брекчий и туфо-песчаников среднеюрского возраста. В основании этой толщи пользуется распространением мощный покров эффузивных пород кварц-порфирикового состава.

3. Свита кристаллических, иногда песчанистых известняков с горизонтом песчанистых конгломератов в основании, верхнеюрского возраста.

4. Толща песчанистых известняков и кремнистых сланцев, по возрасту соответствующая сеноману.

5. Мощная толща порфиритов, туфо-брекчий, туфов и туфо-песчаников туронского возраста.

6. Толща кристаллических кремнистых и мергелистых известняков с прослоями известковистого песчаника сенонского возраста.

7. Вулканогенная толща смешанного состава, эоценового возраста.

8. Серия туфов, лав и отчасти туффигов олигоценового возраста.

Более молодые образования представлены древними речными террасами и аллювиально-делювиальными образованиями.

#### 4. Область южных склонов Главного Кавказского хребта

В пределах этой области хорошо намечаются, согласно данным К. Н. Паффенгольца (115) и В. Н. Тюшова (114), две интрузивные формации. Наиболее древняя представлена пластовыми интрузиями типичных диабазов и возраст ее определяется как среднеюрский. Совершенно необходимым является отделение от этой формации интрузии типичных габбро, для которых верхним возрастным пределом, по данным В. Н. Тюшова, является плиоцен. Тенденция обобщить интрузии диабазов (пластовые) и габбро, приуроченных к ядрам антиклинальных складок и рвущих их, совершенно неправильна не только из соображений геотектонического характера, но и из соображений чисто петрографического характера.

Так, например, диабазовые интрузии совершенно не носят, как это следует из описания пород, даваемого К. Н. Паффенгольцем, и многочисленных других описаний, неовулканического характера, тогда как габбро чрезвычайно свежи и резко отличаются от диабазов. Повидимому, интрузии габбро, образующие зону северо-западного простирания и связанные по времени своего внедрения с проявлением молодой миоценовой складчатости, являются совершенно самостоятельной формацией. Продолжение ее отмечено в Дагестане Б. Н. Рожковым (98). Возраст ее определяется, следовательно, как миоценовый.

#### 5. Область юго-восточной оконечности Кавказа

Эта область характеризуется полным отсутствием интрузивных пород.

#### 6. Тектоническая область Талыш

Интрузивная формация Талыша по времени своего внедрения отвечает промежутку времени от олигоцена до плиоцена; во всяком случае возраст ее послеолигоценовый, что, как это и отмечалось выше, не позволяет ее параллелизовать с интрузивной формацией офиолитов Малого Кавказа. Возраст интрузии тэшенигов р. Иоры—третичный в широком смысле этого слова. Таким образом, весьма возможно, что обе эти формации синхроничны, но исчерпывающих доказательств этому все же нет, особенно если принять во внимание значительное расстояние между ними.

## ИНТРУЗИВНЫЕ ФОРМАЦИИ

### I геотектоническая область

В этой области известны самые обширные в Азербайджане поля кислых интрузивных пород с многочисленными жильными варьтетами кислой магмы и гибридными, иногда довольно основными типами, явившимися результатом как магматической дифференциации, так в значительной мере и результатом ассимиляции.

Многие интрузивы данной области весьма тщательно изучены и описаны в геологической литературе. Тем не менее описания даны, за немногими исключениями, не для всей обширной области, а лишь для отдельных, сравнительно небольших участков ее. Изучение интрузивов здесь тесно было связано с изучением известных крупных месторождений серного колчедана, меди и железа, а именно—Чирагидзора, Дашкесана, Мехманы и Кедабека. Особенно многочисленные исследования петрографического характера были произведены в окрестностях Кедабека как старейшими петрографами Е. С. Федоровым (72), Ад. Эрном (81), Н. Успенским (70, 71) и др., так и исследователями более близкого к нам времени. Среди последних можно назвать П. Н. Чирвинского (73, 74), П. Гейна (77), К. Н. Паффенгольца (22) и, наконец, И. Н. Ситковского (66, 67), давшего одно из подробнейших петрографических описаний этого интересного месторождения; к сожалению, работа И. Н. Ситковского еще не вышла в свет.

Петрографические работы по Дашкесану, Чирагидзору и Мехмане гораздо схематичнее; кроме того, их вообще опубликовано еще немного.

Довольно многочисленные выходы интрузивных пород между перечисленными пунктами изучены еще слабее, иногда почти не изучены вовсе.

Наиболее важные и крупные массивы интрузивных пород в описываемой области удобно и целесообразно сгруппировать в четыре главных группы: кедабекскую, дашкесанскую, чирагидзорскую и мехманинскую. Более мелкие выходы пород, преимущественно диоритового и отчасти гранитоидного типа, дают нам еще несколько групп, как кировабадскую, маданидзорскую, казахскую.

Соответственно с приведенной группировкой удобно дать описание интрузивных пород.

#### 1. Кедабекская группа интрузивов

В эту группу здесь включены породы, входящие в состав четырех самостоятельных массивов или полей. Главное поле интрузивных пород, на южном краю которого расположено с. Кедабек, занимает на повер-

ности территорию около 35 км<sup>2</sup> в виде неправильно очерченной фигуры, но явно вытянутой в северо-восточном направлении. На север поле интрузивов протягивается до вершины Карадага; самой восточной точкой упирается в р. Шамхор-чай, западной же границей его является меридиан г. Мисдаг. Второе по величине поле интрузивных пород располагается севернее вершины Карадаг, занимая центральные части бассейна р. Славянки. Село этого же имени расположено, примерно, в центре этого поля, обнимающего собой территорию около 30 км<sup>2</sup>.

Два других значительно меньших по площади поля интрузивных пород располагаются возле с. Новогореловка и в средней части р. Шамхор-чай.

Везде интрузивные породы прорывают нижне- и среднеюрские вулканические образования, преимущественно авгитовые и плагиоклазовые порфириды и кварцевые порфириды, отчасти туфы этих пород и, наконец, осадочные образования того же юрского возраста, песчаникового и отчасти карбонатного состава.

К. Н. Паффенгольд (22) отмечает, что интрузивное поле возле с. Славянка образовано гранитами; остальные массивы представлены преимущественно кварцевыми диоритами. С таким подразделением согласиться нельзя; одни и те же типы пород образуют все перечисленные выше массивы. Правда, в интрузивном массиве возле с. Славянка действительно как будто бы преобладают более кислые (но не щелочные) разновидности пород, но наряду с ними обычны и более или менее типичные кварцевые диориты, вполне аналогичные кварцевым диоритам Кедабекского массива или Новогореловского. Что касается причины разделения массива гранодиоритов возле с. Славянки на две группы пород—граниты и кварцевые диориты, то сомнений здесь, как будто, не возникает. С полной определенностью К. Н. Паффенгольд (22) устанавливает два интрузивных цикла, возможно разделенных лишь небольшим промежуточком времени. Таким образом, граниты являются более поздними по отношению к кварцевым диоритам.

Как будет видно из дальнейшего, почти во всех крупных массивах интрузивных пород нашей I тектонической области можно наблюдать явление последовательной инъекции магматических расплавов близкого, в общем, между собой состава с последующей дифференциацией их уже в пределах интрузивных массивов.

Среди кедабекской группы интрузий описано различными авторами значительное количество пород как нормальных, так и гибридных и контактовых. Особенно интересны оказались шлифы одного из последних исследователей—И. Н. Ситковского, весьма детально картировавшего некоторые массивы кедабекской группы интрузий. Автором, из любезно предоставленных И. Н. Ситковским образцов и шлифов, было описано несколько типов интрузивных пород, представляющих значительный интерес для петрографической характеристики указанных массивов. По этим материалам, а также по материалам, ранее поступившим к автору, можно дать весьма подробное описание кедабекских интрузивов.

Суммируя литературные данные и результаты изучения материалов по Кедабеку, произведенного автором, можно установить следующие типы интрузивных пород, принимающих участие в строении кедабекской группы массивов: гранит—аплит (и аплит), гранит (амфиболово-роговообманковый), гранодиорит, кварцевый диорит, авгитовый диорит, роговообманковый диорит, пироксеновый диорит, авгитовый габбро-диорит, габбро, диабаз, диоритовый порфирит, плагиоклазит-порфирит, диабаз-порфирит.

Кроме перечисленных типов пород, многочисленны контактовые, контактово-гидротермальные и пегматоидные типы пород—от скарнов до почти типичных кварцитов включительно.

Граниты. Гранитами К. Н. Паффенгольц (22) называет интрузивные породы, как отмечалось выше, образующие массив возле с. Славянки.

Цвет этих пород—темносерый; по сложению они крупнозернисты и равномернoзернисты.

Микроструктура описываемых пород обычная, гипидиоморфнозернистая. К. Н. Паффенгольц отмечает и гранито-порфиновые и микрогранитовые разновидности этих гранитов. Минералогический состав прост: главной составной частью является кварц, затем плагиоклаз, отчасти калиевый полевой шпат, темноцветные компоненты представлены роговой обманкой, в меньшей степени—пироксеном и биотитом. Среди обычных аксессуарных минералов—апатита, магнетита, пирита—К. Н. Паффенгольц отмечает также циркон и сфен.

В описании гранитов Славянки, даваемом К. Н. Паффенгольцем, к сожалению нет данных о количественном минералогическом составе их. В образце, имевшемся у автора, был сделан подсчет относительных количеств породообразующих минералов, и результаты получились следующие (в %): ортоклаза—4,15, андезина—32,70, кварца—44,30, биотита—8,56, роговой обманки—6,20, прочих минералов—4,00.

Из приведенных результатов подсчета минералов в описываемом граните легко можно усмотреть некоторое несоответствие в соотношениях между калиевым полевым шпатом и плагиоклазом к тому, что характеризует нормальные граниты. К. Н. Паффенгольц также отмечает весьма подчиненное положение калиевого шпата к плагиоклазу и даже отсутствие первого.

Химический анализ гранита, приведенный К. Н. Паффенгольцем опять-таки показывает, при в общем весьма высокой кислотности породы, весьма слабую ее щелочность. Согласно анализу, имеем следующий состав этого гранита в % вес.:

SiO <sub>2</sub> . . . . .	75,12	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,25	CaO . . . . .	3,33	Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,09
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,41	FeO . . . . .	1,84	MgO . . . . .	0,94	H <sub>2</sub> O + . . . . .	0,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	12,52	MnO . . . . .	0,06	K <sub>2</sub> O . . . . .	0,86	H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,12
							100,19

Отсюда магматическая характеристика, по Ф. Ю. Левинсону-Лесингу, такова:

$$1,28 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 9,6 SiO_2; \alpha = 4,45; R_2O : RO = 1 : 1,85$$

Таким образом, несмотря на действительно довольно высокую кислотность и соответственно высокий коэффициент кислотности, данная порода не является типичным гранитом. На это обстоятельство совершенно справедливо было обращено внимание И. А. Преображенским (28), отметившим тогда же отсутствие в Азербайджане вполне типичных гранитов.

Дэли (91) дает средний химический состав гранита в следующем виде:

SiO <sub>2</sub> . . . . .	70,77	FeO . . . . .	1,79	Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,52
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,39	MnO . . . . .	0,12	K <sub>2</sub> O . . . . .	4,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	14,59	MgO . . . . .	0,89	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,58	CaO . . . . .	2,01		

Гранит из Славянки, как видим, стоит весьма далеко по своему составу от среднего гранита. Замечательно, что не менее далеко он стоит и от других родственных ему средних типов пород гранодиоритов, диоритов и кварцевых диоритов, резко отличаясь от них своей повышенной кислотностью при несколько пониженной щелочности. Не вдаваясь здесь в объяснение этого факта, отметим, что почти во всех кислых интрузивных породах северо-восточной части Малого Кавказа легко улавливается эта же особенность химического состава.

**Кварцевые диориты и диориты.** Как отмечалось выше, наиболее типичными и распространенными интрузивными породами описываемой группы интрузивных массивов являются разнообразные кварцевые (главным образом) и бескварцевые диориты.

Макроскопически почти все диориты довольно сходного облика; цвет их серовато-зеленый, реже темнозеленый (у микрозернистых разновидностей), сложение равномерно-зернистое, реже порфировидное. Под микроскопом устанавливаются довольно многочисленные разновидности.

**Кварцевый диорит.** Структура полнокристаллически-зернистая (гипидиоморфная). Присутствуют кварц, плагиоклаз, ортоклаз, пироксен и амфибол (роговая обманка) плеохроичный, с угасанием  $N_g: [001] = 15^\circ$ . Окрашен в зеленые тона. Амфибол несомненно образован по пироксену. Последний в большом количестве. Определен по следующим данным: угасание  $N_g: [001] = 42-44^\circ$ , двупреломление  $N_g - N_p = 0,024-0,027$ ;  $2V = 66^\circ (\pm 2^\circ)$ . По Винчеллу указанные данные соответствуют смеси 58-60% геденбергита и 40-42% диопсида.

Плагиоклаз—довольно основной, определен как андезин № 35-42, сильно подвержен альбитизации и представлен корродированными, сложно-сдвойникованными кристаллами изометрического габитуса.

Кварц в количестве до 20%—обыкновенными ксеноморфными участками, рассеян довольно равномерно по всей породе.

Немногочисленные акцессорные минералы представлены редкими зернами рудного минерала (пирит) и апатита. Магматический ряд—пироксен-амфибол, плагиоклаз, кварц.

Кроме описанного кварцевого диорита нередок биотитовый кварцевый диорит. Структура названной породы—гранитовая (гипидиоморфно-

зернистая), сложение—среднезернистое. Минералогический состав прост: главное место в породе принадлежит плагиоклазу № 30—40 (около 50%), затем, по своему количественному значению следуют: кварц (около 30%), биотит (10—15%) и на долю остальных минералов, в том числе и рудных, приходится около 5% объема породы.

Плагиоклаз или в виде крупных изометрических кристаллов до 1,5 мм по максимальному измерению, или в виде мелких, несколько вытянутых по [100] призматического габитуса кристаллов.

Очень часто в индивидуумах плагиоклаза обнаруживается зональность, при этом нормального типа. Двойникование плагиоклаза обычное тонко полисинтетическое, реже с неравномерным развитием индивидов, но при этом двойникоющихся лишь по одному кристаллографическому направлению. Внешние края кристаллов плагиоклаза почти всегда альбитизированы, а в некоторых случаях окружены тонкой каймой калиевого полевого шпата; последний определен по  $N_g - N_p = 0,006 - 7$  и низкому показателю преломления.

Обычно продукты разложения плагиоклаза—кальцит и, в меньшей мере, каолинит. В виде акцессориев—апатит и пирит. Апатит образует весьма сильно развитые по главной кристаллографической оси кристаллы игольчатого габитуса. Константы его обычны.

Порядок кристаллизации: апатит, биотит, плагиоклаз, кварц.

К. Н. Паффенгольд (22) отмечает, что в подавляющем большинстве случаев диориты кедабекских интрузивных массивов заключают в себе лишь ничтожные количества калиевого полевого шпата; во многих случаях этот минерал отсутствует вовсе. Среди акцессориев К. Н. Паффенгольд, а равным образом и П. Н. Чирвинский (73, 74), отмечают циркон и сфен—это обстоятельство подчеркивает кровное родство кварцевых диоритов и вышеописанных так называемых гранитов.

Весьма подробно описывает кварцевые диориты Кедабека Е. С. Федоров (72). Интересен отмечаемый им факт частичного замещения основного битовнита кварцевых диоритов более кислым плагиоклазом (№ 28). Вероятно, это обстоятельство нужно поставить в связь с воздействием на кварцевые диориты несколько более поздней ин'екции ультракислой магмы, давшей описанные выше граниты.

Авгитовый диорит. Структура породы—гипидиоморфно-зернистая, но некоторые участки окрашенного компонента показывают явно мезостатическое развитие по отношению к плагиоклазу. Вполне мезостатическим развитием обладает кварц, присутствующий в породе в количестве 7—8%.

Главной составной частью породы является плагиоклаз. Последний образует грубо сдвойникованные кристаллы отчасти зональные, с неравномерным развитием отдельных индивидов и по составу соответствует почти центральному лабрадору. Местами, в стыках с кварцем, кристалл более кислого состава, отвечающего плагиоклазу №№ 25—29 (определение по методу Бекке). Некоторые зерна плагиоклаза показывают явно волнистое угасание, повидимому отражающее не только изменчивый состав, но и последствия катаклаза.

Окрашенный компонент представлен моноклинным пироксеном, образующим преобладающе кристаллы слегка удлиненно-призматического габитуса, с редкими простыми двойниками, и в незначительном количестве — биотитом. Моноклинный пироксен по своим константам почти точно отвечает авгиту ( $2V = 61^\circ$ ;  $N_g - N_p = 0,024 - 0,026$ ,  $N_g : [001] = 40^\circ$ ). Кристаллы его иногда лишь по краям, нередко же почти нацело, замещены вторичным амфиболом и хлоритом. Вторичный амфибол слабо окрашен в бледножелтоватые и зеленоватые цвета; угол угасания его несколько превосходит нормальный угол угасания актинолита ( $22 - 23^\circ$ ).

Рудный минерал встречен в небольшом количестве; главным образом это пирит, но отдельные зерна принадлежат и магнетиту, связанному в своем образовании, видимо, с хлоритизацией пироксена.

Порядок кристаллизации: плагиоклаз, пироксен, биотит, плагиоклаз (главная масса), кварц.

Несколько иная порода, отличающаяся от описанной выше по характеру пироксена, представлена шлифом № 260. Она описана под именем пироксенового диорита. Структура ее гранитопорфировая. Выделяющиеся по размерам фенокристаллы представлены пироксеном и плагиоклазом. Общая масса породы состоит из плагиоклаза (главным образом), образующего кристаллы с гипидиоморфным развитием удлиненно-призматического габитуса и мелких, рассеянных по всей породе, кристалликов авгита. Пироксен фенокристаллов — моноклинный, иногда образует двойники и по составу отвечает 74% диопсида и 26% жадеита (см. Winchell). Некоторые кристаллы его окружены узкой каймой опацитового характера. Мелкие кристаллики авгита часто обнаруживают амфиболитизацию.

Плагиоклаз крупных кристаллов, носящих характер вкрапленников, широко-таблитчатый с неравномерным развитием индивидов лабрадорного ряда; плагиоклаз кристаллической общей массы представляет собой кислый лабрадор. Иногда проявляется зональность нормального типа. Часто кристаллы полисинтетического плагиоклаза окружены полевошпатовой каемкой, повидимому калиевого шпата (двупреломление низкое). В небольшом количестве присутствует рудный минерал. Относительные количества слагающих породу минералов, подсчитанные с помощью окулярмикрометра, выражаются следующими цифрами: моноклинного пироксена — 21,0%, полевого шпата — 69,5%, вторичных продуктов и рудных минералов — 9,5%.

Порядок кристаллизации: пироксен фенокристаллов, лабрадор, авгит, остальной плагиоклаз.

Роговообманковый диорит. Структура гипидиоморфнозернистая. Главной составной частью породы является плагиоклаз, образующий обычные, слегка удлиненно-призматического габитуса кристаллы с тонкополисинтетической двойниковой штриховкой по альбитовому закону, реже сложносдвойникованные, по двум и трем законам, с неравномерным развитием индивидов. Немногие из кристаллов обнаруживают зональность нормального порядка с разницей состава внешней зоны и ядра в пределах 20—22% содержания анортита. По составу плагиоклаз отвеча-

ет кислому лабрадору (№№ 44—58). Измеренный на универсальном столике незональный двойник показал следующие данные:

$$B \begin{cases} N_g 26^\circ \\ N_m 78^\circ \\ N_p 77^\circ \end{cases} \quad B = \perp (010); 2V = 88^\circ; \text{ № } 56;$$

В породе плагиоклаз довольно свеж, показывая лишь местами частичную пелитизацию. Не более, чем в количестве 10%, в породе присутствует обыкновенная роговая обманка (зеленая, плеохроичная,  $N_g - N_p = 0,025 - 0,026$ , отрицательная) кристаллами, сильно вытянутыми по 001 оси. В весьма незначительном количестве (до 5—7%) в породе присутствует кварц, ксеноморфными участками. Калиевый полевой шпат очень редок и отмечен в виде каемки, окружающей кристалл плагиоклаза. Отмечен один небольшой листочек биотита размером  $0,05 \times 0,2$  мм. Аксессуары—апатит (в незначительном количестве) и рудные минералы (магнетит). Вторичные продукты—хлорит (по роговой обманке), каолинит (по полевому шпату). Порода в общем свежа.

Порядок кристаллизации обычный.

Другая разновидность роговообманкового диорита представлена шлифом № 218. Структура этой породы гипидиоморфнозернистая; по своему составу почти аналогична описанной выше. Главной составной частью ее является плагиоклаз ряда кислый лабрадор—основной андезин, иногда слабо-зональный. Окрашенный компонент представлен первичным (обыкновенная роговая обманка) и вторичным амфиболом (актинолит), присутствующим в количестве до 20%. В небольшом количестве отмечен кварц. Из аксессуарий—апатит и пирит. В породе наблюдается частичный идиоморфизм плагиоклаза и амфибола, кварц ксеноморфен вполне. При этом нередки взаимные прорастания (но не пойкилитового характера) амфибола и плагиоклаза, что говорит за одновременную кристаллизацию этих компонентов.

Переходя к химической характеристике кедабекских диоритов, можно отметить весьма небольшое количество имеющихся в настоящее время химических анализов этих пород. Четыре анализа мы находим в работах К. Н. Паффенгольца (22), П. Н. Чирвинского (73, 74) и И. П. Ситковского (67). Анализы эти представлены в таблице 1.

Таблица 1

Составные части	I	II	III	IV
SiO <sub>2</sub> . . . . .	57,36	52,33	62,06	61,00
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,59	0,58	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	19,85	18,78	16,28	12,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,04	7,10	4,21	7,40
FeO . . . . .	2,66	3,99	2,43	2,16
MnO . . . . .	0,14	0,11	—	—
MgO . . . . .	3,84	4,37	2,45	2,24
CaO . . . . .	7,11	7,43	5,41	10,00
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,95	3,99	4,00	3,80
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,16	1,41	1,29	0,34
H <sub>2</sub> O— . . . . .	0,10	0,58	0,84	—
H <sub>2</sub> O+ . . . . .	1,09	—	0,34	0,52
	100,19	100,24	99,46	99,96

Магматические характеристики представленных пород имеют следующий вид:

- I)  $1,6 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4,6 SiO_2$ ;  $\alpha = 2,0$ ;  $R_2O : RO = 1 : 4,7$   
 II)  $1,61 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3,8 SiO_2$ ;  $\alpha = 1,65$ ;  $R_2O : RO = 1 : 4$   
 III)  $1,96 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 6,0 SiO_2$ ;  $\alpha = 2,42$ ;  $R_2O : RO = 1 : 4$   
 IV)  $1,4 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5,53 SiO_2$ ;  $\alpha = 2,74$ ;  $R_2O : RO = 1 : 3,4$

Из приведенных анализов можно легко усмотреть, что и кварцевые диориты описываемой группы интрузий сохраняют те же особенности, что и другие более кислые типы, называемые гранитами, о которых было сказано выше. Правда, соотношения в кварц-диоритах между CaO и суммой  $K_2O + Na_2O$  более типичны для пород подобного типа, но по-прежнему во всех них количество  $Na_2O$  резко превалирует над количеством  $K_2O$ , и CaO всегда больше, чем MgO.

Крайними основными членами дифференциационной серии интрузивов кедабекско-новогореловской группы массивов являются габбро-диориты и габбро. Последние породы являются сравнительно редкими типами. Интересно отметить, что так называемые кварцевые габбро были описаны еще Е. С. Федоровым (72), но, как это совершенно правильно отмечает К. Н. Паффенгольц (22), вряд ли породы, названные Е. С. Федоровым кварцевыми габбро, заслуживали этого названия и были ближе к более или менее типичным слабо-кварцевым диоритам, нежели к габбро.

Наличие габбро в породах Кедабека ставит под сомнение и П. Н. Чирвинский (73). Таким образом, повидимому, настоящие габбро впервые в горных породах Кедабека были обнаружены И. Н. Ситковским (66) лишь весьма недавно, в 1933 г. Указанным автором приводятся два химических анализа габбро; при этом можно отметить, что породы названного типа оказались не только в Кедабекском массиве, но и в Новогореловском; вообще же они, как это показали позднейшие исследования ряда петрографов, обычны среди интрузивных пород северо-восточной части Малого Кавказа.

В таблице 2 приведены анализы габбро, заимствованные из работы И. Н. Ситковского (67).

Таблица 2

Окислы			Окислы		
	I	II		I	II
SiO <sub>2</sub> . . . . .	48,68	50,38	CaO . . . . .	12,11	11,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	12,92	11,77	Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,14	3,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	8,60	12,06	K <sub>2</sub> O . . . . .	0,31	0,39
FeO . . . . .	4,66	4,95	H <sub>2</sub> O+ . . . . .	2,50	—
MgO . . . . .	7,83	5,19	H <sub>2</sub> O— . . . . .	—	1,74
				99,75	100,24

Магматические характеристики:

- I.  $2,8 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4,5 SiO_2$ ;  $\alpha = 1,58$ ;  $R_2O : RO = 1 : 12,9$   
 II.  $2,55 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4,4 SiO_2$ ;  $\alpha = 1,6$ ;  $R_2O : RO = 1 : 11,0$

Как видим, представленные породы действительно весьма близки к типичным габбро.

Весьма близка к настоящему габбро порода, описанная автором под именем авгитового габбро-диорита. Структура ее гипидиоморфнозернистая, с выделяющимися по размерам отдельными зернами пироксена и плагиоклаза, придающими породе гранито-порфировый габитус. Главной составной частью породы является плагиоклаз № 55—60, причем нередко края кристаллов его окружены каемкой альбита. Наряду с кристалликами изометрической формы нередко неправильно образованные полисинтетические двойники плагиоклаза, развитые по направлению общей двойниковой оси, т. е. по (010). Зерна плагиоклаза прорастаются пироксеном (авгит). Последний, кроме того, образует крупные обособленные кристаллы и группы кристаллов, в значительной мере замещенные вторичным амфиболом. В небольшом количестве в породе магнетит и кварц.

Обычны среди интрузивных массивов кедабекской группы разнообразные породы—продукты расщепления кислой магмы, давшие многочисленные шпирсы и жильную свиту интрузий. Эти породы представлены как массивно-кристаллическими разностями—аплитами, гранито-аплитами, грейзенами и пегматоидными образованиями, так и порфировидными—в виде разнообразных порфиритов и жильных порфиров.

Аплиты из кедабекской группы интрузий описаны К. Н. Паффенгольцем (22) и Е. С. Федоровым (72). Последний отмечает среди аплитов Кедабека пертитовые и пегматитовые сростания. К. Н. Паффенгольд указывает пегматитовые аплиты с весьма крупными кристаллами ортоклаза, находящегося в прорастании с кварцем. Цвет аплитов обычный, красновато-розовый, светлокрасный. Они образуют, как отмечает К. Н. Паффенгольд (22), шпирсы до 20 м мощности и значительного протяжения.

Можно выделить три типа аплитов по минералогическому составу: пегматитовые, пегматит-пертитовые и плагиоклазовые.

Как акцессорный минерал отмечается сфен.

**Гранит—аплит.** Структура метакристаллическая (аплитовая). Порода состоит в пропорции 1 : 1 из кварца и ортоклаза; последний частично пелитизирован. В небольшом количестве присутствует хлоритизированный биотит, мусковит и тонкополисинтетический олигоклаз.

Кварцитизированная разность гранит-аплит обычна в зоне гидротаморфизма, широко проявившегося в области распространения описываемых интрузивов.

**Кварцитизированный аплит.** Структура — паналлотриоморфная. Отдельные части шлифа производят впечатление сохранившихся участков породы, подвергшейся кварцитизации и катаклазу. Эти участки и полосы типичного вторичного кварцита чередуются, производя впечатление слоистости. В сохранившихся участках минералогический состав прост—главное место принадлежит кварцу, отчасти вторичному, затем отмечены плагиоклаз (№ 40), калиевый полевой шпат и, уже видимо вторичный, альбит. Порода весьма лейкократовая и может быть названа

гранит-аплитом (плагиоклаз—гранит-аплитом). Сложение этих участков среднезернистое. Полосы мелкокристаллического строения состоят главным образом из кварца (и магматического и вторичного) и примешивающихся к нему мелких кристалликов эгирин-авгита и рудного минерала (пирит).

Как уже упоминалось выше, И. Н. Ситковским были обнаружены в кедабекской интрузии и настоящие пегматиты; факт этот нов, так как долгое время были известны лишь микропегматитовые образования в кислых дериватах кедабекских интрузивов.

Результаты исследования полевого шпата из пегматита кедабекской интрузии приводятся согласно данным, полученным в шлифе № 19.

Крупные индивиды ортоклаза, слегка пелитизированного, с ксеноморфным развитием. Кварц, относительно в небольшом количестве (в шлифе 0—70, 0—30), в пегматитовом сростании с ортоклазом. Последний определен по следующим данным:  $N_s - N_p = 0,008 - 7$ ;  $2V = 68 - 66^\circ$ , оптическая ориентировка относительно спайности по (001):

$$P \perp (001) \begin{cases} N_g & 90^\circ \\ N_m & 4^\circ \\ N_p & 86^\circ \end{cases}$$

Среди типично пегматоидных образований в кедабекской интрузии И. Н. Ситковский указывает следующие минералы: ортоклаз, пегматит, турмалин, мусковит, биотит.

Интересно отметить наличие среди дифференциационной серии кедабекской интрузии одного из крайних лейкократовых кислых членов гранитоидного ряда—грейзена. Химический состав этой породы дается И. Н. Ситковским (66) в следующем виде (в %):

SiO <sub>2</sub> . . . . .	81,49	MgO . . . . .	0,38	H <sub>2</sub> O+ . . . . .	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	11,27	CaO . . . . .	0,51	H <sub>2</sub> O- . . . . .	1,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,36	Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,99		
FeO . . . . .	0,35	K <sub>2</sub> O . . . . .	0,84		
					99,65

Магматическая характеристика:

$$0,7 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 11,82 SiO_2; \alpha = 6,4$$

Указанная порода названа И. Н. Ситковским гранито-грейзном и распространена в районе г. Косагов-бугор, возле с. Славянка.

Породы меланократового типа жильной свиты кедабекской группы интрузий представлены ограниченным количеством разновидностей. И. Н. Ситковским (66), К. Н. Паффенгольцем (22) и другими исследователями указываются как будто бы лишь несколько разновидностей жильных порфиринов, микродиориты, диабазы и, наконец, автором из сборов И. Н. Ситковского был описан сиенито-диорит. Вполне обычны диабазовые порфириды.

Макроскопически это темноокрашенные в зеленочерные тона порфировидные и микрозернистые породы, образующие дайки 0,3—2,0 м мощности, небольшого протяжения, среди кварцево-диоритовых массивов.

Ниже приводятся микроскопические описания пород жильного типа диабазовой группы.

**Диабазовый порфирит.** Структура породы микродиабазовая, с редкими реликтами фенокристаллов сплошь замещенного вторичными продуктами минерала. Порода весьма сильно разложена. Полевые шпаты не поддаются определению; окрашенный компонент отчасти представлен моноклинным пироксеном, близким к авгиту; в шлифе он почти целиком замещен хлоритом, эпидотом и магнетитом. В общем, за исключением выделяющихся агрегатов эпидота сохранившихся участков пироксена и пленок хлорита с магнетитом, порода представляет собой мало разложимый под микроскопом агрегат вторичных продуктов—глинистых, хлоритовых и непрозрачных.

**Диабазовый порфирит, порфиновый.** Структура породы порфировая. Основная масса пилотакситовая, приближающаяся к микродиабазовой. Фенокристаллы представлены, главным образом, плагиоклазом. Некоторые кристаллы плагиоклаза производят впечатление захваченных магмой; они носят следы ресорбции и внутриматричного катаклаза. По составу плагиоклаз близок к центральному лабрадору (угасание в симметричных зонах, измеренное на универсальном столике, 35—37°). Некоторые кристаллы плагиоклаза окружены реакционной каймой опацитового характера. Пироксен представлен авгитом. Порода сильно выветрелая.

**Диабазовый порфирит.** Порода, аналогичная предыдущей, но почти без пироксена и с незначительным количеством сравнительно мелких плагиоклазовых вкрапленников. Много пылевидного магнетита и пелита.

**Микродиабаз.** Структура породы микродиабазовая. Порода весьма сильно разложена. Главную массу породы составляют агрегаты сильно разложенного плагиоклаза—каолинизированного, кальцитизированного и местами альбитизированного.

Плагиоклаз в большинстве случаев определяется с трудом. Все же измерения нескольких относительно сохранившихся зерен показали состав почти центрального лабрадор-битовнита (№ 67—72). Помимо плагиоклаза, в породе отдельными кристаллами и агрегатами рассеян моноклинный пироксен (почти типичный авгит), всегда довольно интенсивно хлоритизированный с выделением магнетита. Мелкая сыпь и несколько выделяющиеся по размерам кристаллики пирита рассеяны по всему шлифу.

**Диабаз.** Структура—диабазовая. Порода состоит из плагиоклаза № 67—69, пироксена ряда эгирин-авгит и амфибола. В весьма незначительном количестве отмечен биотит. Аксессуары обычные—рудный минерал и апатит. На долю плагиоклаза приходится около 60% всей массы породы; окрашенного компонента 35% и остальное количество остается на долю рудного минерала, апатита и биотита.

Довольно подробно описывает диабазы кедабекской интрузивной группы Е. С. Федоров (72). Между тем с его подразделением диабазов, а так же и правильностью отнесения микрогранитовых, почти не содер-

жащих хлорита жильных пород к диабазам, по терминологии Е. С. Федорова—салит-диабазам, согласиться нельзя.

Диабазовые породы Кедабека, по Е. С. Федорову, можно подразделить на виолаит-диабаз, салит-диабаз и диабазит. Последнюю разновидность удобно называть микродиабазом; состав и структура вполне соответствуют этому названию. Салит-диабаз, как называет эту породу Е. С. Федоров, представляет собой жильный плагиоклаз-порфир—несомненно породу, не соответствующую по химическому составу диабазовой группе, а гораздо более кислую. Наконец виолаит-диабаз—это специфическая по своему составу порода, несомненно требующая выделения в самостоятельный тип.

Плагиоклазовые жильные порфириды из района кедабекской интрузии описаны К. Н. Паффенгольцем (22) и И. Н. Ситковским (66). Макроскопически—это темные серо-синеватого цвета породы, микропорфировидного сложения.

Состав их и структуру К. Н. Паффенгольд (22) описывает следующим образом: „Структура порфировая, основная масса гиалопилитовая и пилотакситовая, местами интерсертальная. В редких случаях наблюдается флюидальная текстура. Редкие вкрапленники... представлены исключительно плагиоклазом, близким к андезину. В большом количестве встречаются вторичные минералы, представленные кальцитом, эпидотом и хлоритом. Магнетит рассеян по всему шлифу“. Более редки в кедабекских массивах интрузивных пород дайки диоритовых порфиритов и диоритов.

Ниже приведены микропетрографические описания этих пород. Макроскопически они мало отличаются от других подобного состава интрузивов, обладая преимущественно серо-зелеными окрасками. К. Н. Паффенгольд отмечает иногда большую меланократовость этих пород по сравнению с породами массивов.

**Плагиоклазовый диоритовый порфирит.** Структура полнокристаллически-порфировая. Фенокристаллы до 3 мм по максимальному измерению представлены, главным образом, сложно сдвойникованными кристаллами плагиоклаза, с неравномерным развитием индивидов. Основная масса—полевошпатовая. Лишь мелкие участки пылевидного магнетита и редкие пленки бледноокрашенного хлорита напоминают о присутствии окрашенного компонента в породе.

Плагиоклаз фенокристаллов отвечает по составу № 66—68. Плагиоклаз основной массы неопределим.

**Лейкократовый сиенито-диорит.** Названную породу характеризует мелкозернистая гипидиоморфнозернистая структура с наклоном к трахитоидной текстуре. Порода довольно оригинальна. Минералогический состав ее: плагиоклаз (андезин и отчасти альбит), калиевый полевой шпат (ортоклаз), в небольшом количестве кварц. Окрашенный компонент отсутствует (отмечено несколько мелких кристалликов хлоритизированной роговой обманки). Весьма в незначительном количестве присутствует рудный минерал. Вторичные продукты—хлорит, цоизит (очень мало) и каолинит.

В заключение описания жильной свиты кедабекских интрузий можно упомянуть еще о жильных полевошпатовых порфирах, описанных К. Н. Паффенгольцем (22). Указанный автор отмечает, что породы этого рода в обнажениях различного цвета—серые, красноватые, нередко розовые. Структура их порфировая, иногда со сферолитовой основной массой. Минералогический состав: калиевый полевой шпат, кварц, вторичные продукты. Породы обычно сильно разложены.

Контактные воздействия интрузивных пород кедабекской группы изучены весьма подробно. Ниже будет дан общий обзор контактовых и гидротермальных процессов, связанных с интрузиями Азербайджана; здесь же является целесообразным дать несколько описаний типичных образований контактового характера, а также гидротермально-метаморфизованных пород, связанных в своем происхождении с описанными выше интрузивами.

**Гранато-кварцевая порода (скарн).** Тонкозернистый, равномерно-зернистый агрегат кристалликов граната, кварца, основного плагиоклаза (№ 78) и кальцита. Граната—около 30%, плагиоклаза и прочих минералов—10—12% и кварца—58%.

**Пироксеново-гранатовый скарн.** Мелкокристаллический агрегат граната, плагиоклаза № 50—52 и моноклинного пироксена. Моноклинный пироксен окрашен, плеохроичен от слабозеленоватого до желтоватого ( $N_g : [001] = 52^\circ$ ). По угасанию ( $N_g : [001] = 52^\circ$ ) и силе двупреломления (0,029—0,032) близок к эгирин-авгиту.

Участки плагиоклаза обособлены от агрегатов граната, пироксена и кварца, также присутствующего в породе.

**Пироксеново-эпидотовый скарн.** Структура кристаллически-зернистая. Шлиф представляет собой кристаллический агрегат моноклинного пироксена (ряда диопсид-геденбергит), эпидота, вторичного амфибола и везувиана. Последние два минерала присутствуют сравнительно в незначительном количестве. В небольшом же количестве отмечены титанит и кварц. Некоторые участки эпидота, по взаимоотношениям его с везувианом, производят впечатление образовавшихся за счет последнего. Эпидот желтоватый (почти бесцветный) и не плеохроичный.

**Кварцево-гранатовый скарн.** Структура реликто-порфировая. Порода весьма сильно разложена. Реликты фенокристаллов плагиоклаза (№№ 48—50; измерение в одном случае по угасанию в симм. зоне, на универсальном столике) заполнены новообразованиями в виде мелкокристаллических агрегатов розовато-желтого граната, пироксена и эпидота. Довольно много кварца гидротермального, распределяющегося среди основной массы.

Особую категорию контактно-метаморфических пород, распространенных возле Кедабекского рудника, [Е. С. Федоров (72) описал под именем кедабекитов, выделив глубинные, жильные и эффузивные кедабекиты. Особенностью этих пород является присутствие в некоторых случаях пироксена виолаита; вообще же кедабекиты существенным образом состоят из граната, весьма основного плагиоклаза и пироксена, близкого по составу к диопсиду. Структура микрозернистая, под микро-

скопом—мостовидная. Обычны в кедабекитах роговая обманка, эпидот, биотит, магнетит, титанит, кварц.

Другой особенностью минералогического состава некоторых кедабекитов является определенный Е. С. Федоровым (72) в них дипир, иногда замещающий пироксен нацело.

Генетически, как это совершенно правильно отмечает К. Н. Паффенгольд (22), кедабекиты являются производными различной степени метаморфизации эманационной деятельностью кварцево-диоритовой интрузии серии туфогенных известняков, ин'ецированных интрузией.

Данные о количественном минералогическом составе кедабекитов приведены П. Н. Чирвинским (74). Согласно подсчету в шлифе кедабекита, П. Н. Чирвинский приводит следующие цифры (в % вес.): граната—61,70, плагиоклаза—32,41, пироксена—5,77 (диопсид), магнезита—0,12.

Е. С. Федоровым (72) приводятся указания на чрезвычайно основной характер плагиоклаза в кедабекитах, приближающегося к анортиту. У К. Н. Паффенгольда отмечается, что плагиоклаз № 84 является вполне обычным.

По химическому составу кедабекиты являются весьма основными породами довольно специфического состава, чрезвычайно богатыми СаО при ничтожной щелочности.

В таблице 3 приводятся анализы кедабекитов, заимствованные из работы К. Н. Паффенгольда (аналитик А. Э. Купфер).

Таблица 3

Составные части	I	II	Составные части	I	II
	в % вес.			в % вес.	
SiO <sub>2</sub> . . . . .	44,64	44,11	CaO . . . . .	22,27	21,98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	18,54	19,38	MgO . . . . .	2,52	2,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	6,63	5,17	Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,80	0,50
FeO . . . . .	4,65	5,44	K <sub>2</sub> O . . . . .	0,05	0,13
MnO . . . . .	0,09	—	H <sub>2</sub> O . . . . .	0,18	0,26
			Сумма . . . . .	100,37	99,87

Магматические характеристики приняты следующий вид:

$$1. 2,43 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3,35 SiO_2; \alpha=1,23; R_2O : RO=1 : 37$$

$$2. 2,5 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3,32 SiO_2; \alpha=1,2; R_2O : RO=1 : 61$$

Как видим, кедабекиты весьма близки по магматическим характеристикам к рудным габбро и авгититам, даваемым Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом (76) в следующем виде:

$$1. 2,2 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3,0 SiO_2; \alpha=1,26 \text{ (авгититы)}$$

$$2. 3,5 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3,6 SiO_2; \alpha=1,26 \text{ (рудные габбро)}$$

Весьма существенной составной частью кедабекитов является, как отмечалось выше, гранат. Повидимому, почти повсеместно в названных

породах гранат железисто-известковый. Его состав (в %) не лишен интереса (аналитик А. Э. Купфер):

SiO <sub>2</sub> . . . . .	39,16	FeO . . . . .	4,01	MgO . . . . .	1,75
AlO <sub>3</sub> . . . . .	9,25	MnO . . . . .	0,51	Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	16,73	CaO . . . . .	28,71	K <sub>2</sub> O . . . . .	0,03

100,49

Разумеется, новообразование в виде столь богатого кальцием граната могло иметь место лишь путем ассимиляции материала боковых известковых пород.

Весьма интересными и важными гидротермально-метаморфизованными породами, связанными генетически с интрузиями кедабекской группы, являются вторичные кварциты. Описанию этих пород отведено много места во всех почти работах, более или менее подробно касающихся Кедабекского медного месторождения. Многочисленные данные об этих породах можно найти у Е. С. Федорова (78), П. Н. Чирвинского (73,74) Е. Хаустова (77), Г. А. Гейна (77), К. Н. Паффенгольца (22), И. Н. Ситковского (66) и др., поэтому здесь уместно ограничиться лишь кратким описанием этих образований.

Гидатометаморфизму подвергались почти все боковые породы и отчасти сами же интрузивные. Поэтому кварциты минерализованной зоны довольно разнообразны. Главнейшим объектом гидатометаморфизма явились кварцевые порфиры нижнеюрского возраста, затем разнообразные порфириты и туфогенные породы. Те породы, которые содержали первичный кварц в виде ли фенокристаллов, как например кварцевые порфиры, или в виде ксеноморфных агрегатов сохранили его в процессе кварцитизаций. Это обстоятельство позволяет во многих случаях устанавливать характер первичных пород. Именно благодаря намечающемуся таким образом некоторому различию между вторичными кварцитами разного генезиса П. Н. Чирвинским и Г. А. Гейном (77) было предложено назвать вторичные кварциты, образовавшиеся из кварцевых порфиров, ортокварцитами, вторичные же кварциты, явившиеся результатом силификации туфогенных пород—паракварцитами. Тем не менее можно заметить, что подобные названия неудобны, так как под названиями подобного рода мы привыкли понимать несколько иные метаморфические породы.

Ниже приводится несколько описаний (микроскопических) вторичных кварцитов и пород, лишь отчасти подвергшихся кварцитизации и сопровождавшим ее метаморфизирующим процессам гидатогенного характера.

**Вторичный кварцит (порфиоровый).** Структура кварцитовая (роговиковая, с крупными неделимыми), среднезернистая. Порода представляет собой сложный агрегат магматического и гидротермального кварца с выделяющимися на фоне этой массы более крупными кородированными зернами магматического кварца. Сравнительно в небольших количествах присутствуют кальцит, доизит и рудный минерал (пирит).

**Вторичный кварцит (порфиоровый).** Структура роговиковая, реликто-порфиоровая. В шлифе чередуются участки тонкороговикового строе-

ния с крупнозернистыми, иногда имеющими вид жилок явно гидротермального происхождения. Главную массу породы представляет собой кварц. Последний гидротермального происхождения в основной массе, среди которой часты более или менее корродированные включения зерен кварца крупного размера (до 2,5 мм по макс.). Эти зерна несомненно магматического происхождения и представляют собой реликты порфировых выделений. По всему шлифу рассеяны мелкие кристаллические агрегаты цоизита, актинолита и редкие зерна рудного минерала. В отдельных случаях цоизит совместно с кварцем в виде смутных реликтов по первичному минералу.

**Биотитовый кварцит.** Структура метакристаллическая, катакластическая. Главной составной частью является кварц с явными следами катаклаза, вторичный биотит, располагающийся ориентированно по слоистости, и в незначительном количестве присутствует рудный минерал (пирит). Кварц и биотит в отношении 75 : 25 друг к другу.

**Амфиболо-биотитовый кварцит (метаморфизованный диорит-порфирит).** Структура реликто-гранито-порфировая. В минералогическом составе кварц, биотит, актинолит. Большие таблицы бледноокрашенного в зеленый цвет хлорита по амфиболу. Некоторые зерна актинолита со следами катаклаза. Кварц частью, видимо, гидротермального происхождения и почти всегда со следами катаклаза.

**Метаморфизованный порфирит.** Структура реликто-порфировая. Крупные кристаллы полевого шпата весьма сильно разложены. Почти целиком они замещены слабо поляризующими, весьма тонкозернистыми роговикового характера агрегатами и бесформенными участками альбитового вещества. Почти всю массу породы составляют кристаллические агрегаты желто-бурого граната, среди которых изредка попадаются агрегативки эпидота. Некоторые участки основной массы, свободные от граната, засорены хлоритом и тонкой пылью рудного минерала и весьма мало прозрачны. Много в породе глинистых продуктов и мелкокристаллического кальцита.

**Кварцево-хлоритовая порода.** Структура породы порфировая. Структура основной массы микролититовая. Местами почти микрогранитовая. Порода сильно изменена вторичными процессами. Реликты фенокристаллов пироксена и плагиоклаза почти целиком выполнены вторичными продуктами—хлоритом, магнетитом, вторичным кварцем и глинистым материалом, и первичный минералогический состав устанавливается лишь приблизительно. Местами можно отметить и альбитизацию плагиоклаза. Обычен пирит идиоморфными кристалликами.

**Вторичный кварцит с авгитом и амфиболом.** Структура основной массы породы роговиковая. Среди этой массы, в общем мелкозернистой, разбросаны крупнокристаллические, пелитизированные фенокристаллы плагиоклаза, смутно проявляющего двойниковое строение. Основная масса, главным образом, кварцевая. Цветные минералы представлены в незначительной степени авгитом и, главным образом, роговой обманкой, зеленой, плеохроичной с характерными разрезами.

В некоторых шлифах вторичных кварцитов, образовавшихся по гра-

ниту или кварцевому диориту, видны чередующиеся слои, то представляющие собой неразложимый под микроскопом пелит с редкими осколками кварца, то более грубокластические прослойки с зернами кварца и полевыми шпатами, причем последние представляют собой сильно разложенный каолинизацией ортоклаз (промежутки между ними выполнены пелитовым веществом или тонкороговиковыми участками вторичного кварца). В одной прослойке отмечен относительно сохранившийся ортоклаз.

В обзоре гидротермально-метаморфизованных пород Кедабека К. Н. Паффенгольц (22) отмечает, что, „окремнение шло по системе почти вертикальных контракционных трещин. По ним, под воздействием поднимающихся паров и жидких растворов, шло интенсивное выщелачивание боковых пород, причем кремнекислота переотлагалась“.

Последним этапом изменений гидротермального характера пород Кедабека явилось, по мнению К. Н. Паффенгольца, превращение их в каолин и галлуазит.

### Мехманинская группа интрузивных массивов

Под этим названием объединяется значительное количество мелких массивов разнообразных интрузивных пород, известных возле сс. Мехмана, Тромбон, Касапет, Гюнейпея, по течению р. Турагай-чай, и сюда же, в эту группу, включается весьма большое поле кислых интрузивов, протягивающееся от с. Гюльятаг на севере, до г. Агдам на юге, т. е. более чем на 25 км по воздушной линии. Общая площадь этого, по видимому, самого большого в АзССР поля кислых интрузивных пород — около 112 км<sup>2</sup>.

Среди мехманинской группы интрузивов отмечено довольно значительное количество петрографических типов. При этом вся ассоциация массивных пород и жильных дериватов кислой магмы полностью соответствует по всем своим особенностям всем остальным интрузивным группам первой геотектонической области, выделенной автором (38); в особенности мехманинская группа интрузивов сходна с кедабекской.

Отдельные выходы интрузивных пород мехманинской группы изучены неравномерно. Лучше всего изучены небольшие участки возле мехманинского полиметаллического месторождения и поле интрузивных и метаморфизованных пород, принадлежащее к Гюльятагско-Джан'ятагскому медному месторождению. Остальные районы интрузий изучены весьма слабо.

Можно отметить весьма небольшое количество опубликованных работ по этой интересной части Малого Кавказа. Действительно, к сегодняшнему дню имеется всего четыре опубликованные работы, касающиеся интрузивов Мехманы—И. В. Барканова (52), И. А. Преображенского (27), две работы автора (36, 37).

Совершенно не отражена петрография этой чуть ли не самой значительной группы интрузивов в Азербайджане в сводке В. Н. Лучицкого и И. И. Кузнецова (17), несмотря на имевшиеся все же опубликованные работы.

Геологические отчеты А. Н. Ракитина и В. Н. Тюшова (95) и А. Н. Соловкина (96), касающиеся петрографии интрузивов описываемого района, так, к сожалению, и остались неопубликованными. Не опубликована еще и работа К. Н. Паффенгольда (25), касающаяся Мехманы. Перечисленными фамилиями, повидимому, исчерпывается список исследователей, занимавшихся изучением интрузивных пород мехманинской группы.

Интрузивные породы мехманинской группы массивов принадлежат к двум разновозрастным формациям: диабазовой (юрской) и гранодиоритово-кварцеводиоритовой (верхнемеловой). Именно вторая формация является наиболее важной и интересной по своей роли в металлогении. Поэтому, целесообразно начать описание пород с этой интрузии.

Довольно сложный петрографический состав интрузии, дающий целый ряд фациальных изменений, захватывающих в широких пределах группу гранитоидов, привел к необходимости установления исходного типа интрузивной породы, преобладающего в интрузивном теле и в результате дифференциации давшего в данном случае те или другие виды. Резкое преобладание в породах плагиоклаза, колебание в широких пределах относительного количества свободной кремнекислоты и окрашенного компонента дали основание для установления при предварительном изучении в составе интрузива пород ряда диорит-гранодиорит при резком преобладании кварцево- и грано-диоритовой части с ее краевой фацией гранодиорит-порфиром. Значительно большее количество петрографического материала, в том числе химический анализ породы, признанной наиболее преобладающей в составе интрузии, дало возможность установить более высокий по степени кислотности порядок ее, позволяющий назвать ее уже не нормальным кварцевым диоритом, а гранодиоритом, весьма сходным с кедабекским гранитом.

Гранодиорит макроскопически представляет собой серую, реже зеленоватую, гранитовидную породу. Окрашенные компоненты—биотит и роговая обманка—присутствуют часто совместно, иногда же порознь, в небольшом количестве. Порфириовидная краевая фация—обычно с роговой обманкой при полном отсутствии биотита или с относительно небольшим количеством его. Сама же порода преобладает с биотитом. Кварца обычно много. Иногда встречаются шпирь до 2—3 см мощности.

Под микроскопом видна гипидиоморфнозернистая структура породы, всегда более или менее сильно затронутой вторичными процессами. Полевой шпат преобладает плагиоклаз, с зональной структурой. Калиевый полевой шпат обычно располагается в виде каемки вокруг плагиоклаза, реже небольшими, табличатой формы кристаллами, более или менее корродированным кварцем, всегда ксеноморфным по отношению к полевому шпату. Последний чаще всего андезин-олигоклаз (№№ 38, 37, 35, 33), реже олигоклаз или альбит-олигоклаз. Измерения на универсальном столике дали вариации состава плагиоклаза в разных шлифах в пределах от № 7 по № 38. В зональных кристаллах изменение состава по степени кислотности идет, как обычно, от центра к периферии кристалла (от андезина до андезин-олигоклаза). Неоднократно отме-

чены мirmekитовые сростки. Биотит—бурый, желтый, реже зеленый в среднем в количестве от 4 до 8% в породе.

Роговая обманка обыкновенная, с угасением  $N_g \wedge c = 19^\circ$ , в большинстве случаев хлоритизирована, реже замещена эпидотом (фистацит). Из акцессориев—апатит, титанит и магнетит. Вторичными процессами в некоторых участках порода серицитизирована, хлоритизирована и иногда содержит небольшие включения малахита. По относительному количеству темноцветного компонента, породу несомненно следует причислить к лейкократовой ветви семейства гранитов. В таблице 4 приведены результаты подсчета относительных количеств полевого шпата, кварца и других составных частей типичного образца породы по трем шлифам.

Таблица 4

Составные части	Шлиф № 143			Среднее объемное содержание в %	Удельный вес	Среднее весовое содержание в %
	с/а %	с/б %	с/с %			
Плагиоклаз и ортоклаз . . . . .	58,80	60,27	60,15	59,72	2,65	59,59
Кварц . . . . .	35,20	35,00	37,80	36,00	2,60	35,18
Биотит . . . . .	5,50	4,23	1,85	3,86	3,10	4,80
Титанит и магнетит . . . . .	0,28	0,50	0,20	0,34	4,90	0,63
Апатит . . . . .	0,22	—	0,15	0,08	3,20	0,10
Итого . . . . .	100,00	100,00	100,00	100,00	2,66	100,00



Рис. 9

Пироксеново-роговообманковый кварцевый диорит, сильно-разложившийся вторичными процессами. Видно образование хлорита по амфиболу. Ник. пар. ув. 32. Порода из района г. Каллачи. НКАО.

Нужно отметить весьма большое количество свободной кремнекислоты и соответственно небольшое содержание темноцветного компонента (биотита). Для сравнения можно привести случай фациального изменения описываемого интрузива, в результате которого получилась порода такого состава (в %): полевого шпата—71, кварца—6, роговой обманки—12,3, биотита—9,5 и акцессориев—1,2. Эта порода встречена на северо-восточном отроге г. Каллачи и была описана под именем рогово-обманкового кварцевого диорита (рис. 9 и 10).

Химический анализ породы дал следующие результаты (таблица 5).

Основание	Весовой процент	Молекулярное количество	Молекулярный процент
SiO <sub>2</sub>	69,67	1,185	77,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,74	0,147	9,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,54	0,011	0,63
FeO	1,33	0,019	1,27
MgO	0,84	0,021	1,40
CaO	3,86	0,071	4,23
Na <sub>2</sub> O	3,65	0,060	4,00
K <sub>2</sub> O	1,71	0,018	1,17
H <sub>2</sub> O 100°	0,24	—	—
H <sub>2</sub> O +	0,55	—	—
CO <sub>2</sub>	Нет	—	—
TiO <sub>2</sub>	0,27	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,35	—	—
SO <sub>3</sub>	0,95	—	—
MnO	Следы	—	—
	99,70	1,531	100,00

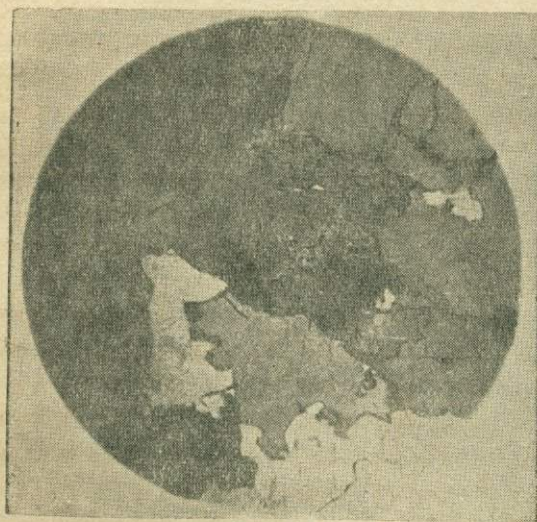


Рис. 10

Кварцевый диорит из интрузивного массива, обнажающегося возле с. Гюльятаг. НКАО. Ник. скр., ув. 32

Химический анализ показывает ту же особенность описанных пород, которая отмечалась в химическом составе кедабекских гранитов и кварцевых диоритов, и может быть в меньшей степени почти во всех других кислых интрузивах северо-восточной части Малого Кавказа. Эта особенность — несоответствие между коэффициентом кислотности, близким в данном случае к коэффициенту кислотности гранитов, и щелочностью породы.

Попрежнему в описанных породах, как и во всех других мало-кавказских кислых интрузивах, CaO, больше, чем MgO, и Na<sub>2</sub>O больше, чем K<sub>2</sub>O.

Магматическая характеристика по Левинсону-Лессингу: 1,89 RO. 1,57 R<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. 11,85 SiO<sub>2</sub>; 1,2 RO. R<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. 7,88 SiO<sub>2</sub>; α=3,59; β=16,01; R<sub>2</sub>O:RO=1:1,7.

Общий петрографический облик пород, слагающих описываемую интрузию, сохраняется на всем ее протяжении. В самых южных выходах интрузии в районе высот Чобан-даг—Бешеглю-даг, подобно тому, как это было отмечено для района сс. Джан'ятаг—Гюльятаг, можно отметить две главнейшие разновидности интрузивных пород, легко различающие-

ся макроскопически по размерам минералогических индивидуумов и содержанию кварца. Под микроскопом обнаруживается, что эти две разновидности ближе всего соответствуют гранодиоритам и кварцевым диоритам. Интересно отметить, что между этими типами пород можно наблюдать любые промежуточные по составу верьететы гранодиоритовой магмы, характеризующиеся теми или иными вариациями в содержании ортоклаза, плагиоклаза (который тоже изменяет свой состав), кварца и темноцветного компонента.

Внешний облик пород этого участка описываемой интрузии довольно разнообразен. Собственно гранодиориты представляют собой среднезернистый агрегат желтоватых полевых шпатов и прозрачного кварца с рассеянными среди них черными листочками биотита и зернами роговой обманки, тоже черной, реже зеленоватой. Кварцевые диориты серого цвета, мелко и среднезернистого сложения; они значительно беднее кварцем, чем гранодиориты.

Минералогический состав гранодиоритов, таким образом, довольно прост. Главные составные части—плагиоклаз № 10—33, часто нормально-зональный, ортоклаз часто в виде каемок нарастания вокруг индивидуумов плагиоклаза (биотит, обыкновенная роговая обманка, кварц и аксессуарии—пирит, магнетит, изредка апатит). Структура гранодиоритов весьма типичная—гипидиоморфнозернистая.

Количественный минералогический состав в образце (№ 1967) породы, взятом возле с. Чуллу, выразился нижеследующими цифрами (подсчитано с помощью сетчатого окуляр-микрометра и переведено в весовые проценты): ортоклаза—9,0, плагиоклаза—43,6, кварца—34,2, роговой обманки—7,0, биотита—4,2, апатита, пирита, магнетита, хлорита—2,0.

Если сравнить приведенный минералогический состав с тем, который определен был для образца породы № 143 (см. выше), взятого возле с. Гюльятаг, то можно сделать вывод о наличии все же некоторых колебаний минералогического состава в породе интрузий. Различие доходит до 5% в содержании калиевого полевого шпата, до 11% в содержании плагиоклаза и т. д. При всем том, качественный минералогический состав остается тем же; отсутствие роговой обманки в образце № 143 не типично для пород описываемой интрузии вообще.

Кварцевые диориты южной части интрузива отличаются от только что описанных гранодиоритов лишь меньшим содержанием кварца (до 12—14%) и почти полным отсутствием калиевого полевого шпата. Кварцевые диориты переходят в бескварцевые роговообманковые диориты, состав которых определяется названием. Распространение этих последних незначительно.

Весьма обычны в интрузивном массиве краевые гранитопорфиновые фации в виде гранодиорит-порфиров, кварцево-диоритовых порфиритов и диоритовых порфиритов; следует отметить, что наибольшим распространением эти структурные модификации пользуются в северных частях интрузии.

В северных частях опять-таки обильны среди гранодиоритов участки кварцевых диоритов. Распределяются кварцевые диориты преимущественно

щественно в краевых частях массива, но не закономерно и постоянно, а спорадически.

Кварцевый диорит выделен исключительно по признаку полного отсутствия калиевого полевого шпата, уменьшения, по сравнению с описываемой породой, количества свободной кремнекислоты и более значительному содержанию темного компонента.

Микроскопически весьма сходен с гранодиоритом, отличаясь только большим содержанием темноцветного компонента—в данном случае роговой обманки. Меньше кварца. Под микроскопом показывает иногда гипидиоморфнозернистую структуру, чаще же панидиоморфнозернистую. Иногда переходит в гранитопорфиновые разности. Кварца не свыше 12%. Плаггиоклаз ряда андезин-олигоклаз, обычно с зональной структурой, показывающей те же изменения плаггиоклаза от периферии к центру, что и в гранодиорите. Преобладает № 30—40; реже № 21—22. Калиевый полевой шпат в подавляющем количестве шлифов (22 из 24) отсутствует. Кристаллы плаггиоклаза обычно слегка вытянуты по оси [001], табличатой формы, до 4 мм по наибольшему измерению, но в среднем от 2 до 3 мм, с характерной весьма тонкой полисинтетической двойниковой штриховкой. Акцессории те же и примерно в тех же относительных количествах, что и в гранодиорите. Порфириовидные разности с большим содержанием калиевого полевого шпата, названные поэтому гранодиорит-порфирами, среди акцессориев, кроме того, часто включают халькопирит.

Жильные породы представлены весьма разнообразной группой, связанной генетически с очагом интрузии плаггиоклазовых гранитов и кварцевых диоритов.

Шлиры аплита часты в центре интрузивного массива, где достигают 25 см мощности. Мощность даек жильных пород колеблется в пределах 1—10 м. По простиранию дайки нередко прослеживаются на протяжении до 2 км.

**Кварцево-диоритовый порфирит.** Макроскопически порода светло-серого цвета, порфириового сложения. Под микроскопом структура гранито-порфириовая. Плаггиоклаз фенокристаллов—андезин (№ 41) или олигоклаз (№№ 27—29). Основная масса полево-шпатово-кварцевая, более или менее разложенная. Темноцветный компонент—роговая обманка, почти всегда хлоритизирована, характеризуется обычными константами. Значительно реже роговой обманки, но все же присутствует, авгит, тоже всегда более или менее сильно разложенный вторичными процессами.

Обычны в этих породах новообразования кварца и эпидота. Первичный кварц отмечен как в виде вкрапленников, так и в основной массе. Акцессорные минералы—пирит, апатит, циркон.

**Диорит и диоритовый порфирит.** Макроскопически жильный диорит обычно представляет собой полнокристаллическизернистую породу, реже—переходящую (диоритовый порфирит) в гранито-порфириовую. Под микроскопом видна гипидиоморфнозернистая структура. Плаггиоклаз обычно близкий к олигоклазу. Фенокристаллы диоритового порфирита обычно представлены андезином (№ 39) или олигоклаз-андезином. Темно-

цветный компонент—роговая обманка почти всегда хлоритизирована. Иногда в диоритовых порфиритах замещена уралитом. Структура основной массы диоритовых порфиритов обычно микрогранитовая. Породы этого типа обычно довольно сильно разложены вторичными процессами.

**Аплит.** Макроскопически—мелкокристаллическая порода розового цвета. Очень немного включений биотита и роговой обманки. Под микроскопом обнаруживается панидиоморфнозернистая структура. Сложена сильно выветрелым калиевым полевым шпатом и кварцем, иногда дающими микропегматитовые сростки. Немного биотита и роговой обманки, всегда хлоритизированной.

**Жильный кварцевый диорит.** Сначала названная сиенитом, порода эта при микроскопическом и химическом изучении ее оказалась типичным кварцевым диоритом, правда, макроскопически сильно отличающимся от описанного выше. Внешне эта порода мелкозернистого сложения, сложена полевыми шпатами розового цвета и хлоритизированной роговой обманкой. Кварц—спорадически, весьма небольшими включениями. В некоторых образцах отсутствует совершенно. Под микроскопом обнаружилась паналлотриоморфная структура. Кварц в количестве 3—8% весьма небольшими участками. Полевой шпат—ортоклаз в количестве до 7%, преобладает же плагиоклаз весьма разнообразных номеров (от 2 до 44), изредка зональный, часто без полисинтетических двойников. Внешне довольно свежая, под микроскопом порода эта оказалась сильно разложенной вторичными процессами. Химический анализ образца № 61с, взятого из карьера немного выше устья бремсберга рудника Иркутска-Дзор, показал такие результаты (таблица 6).

Таблица 6

Основание	Весовой процент	Молекулярное количество	Молекулярный процент
SiO <sub>2</sub> . . . . .	62,47	1,073	72,91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15,34	0,155	10,69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,42	0,016	1,09
FeO . . . . .	2,25	0,032	2,20
MgO . . . . .	2,00	0,051	3,47
CaO . . . . .	3,75	0,069	4,70
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,79	0,046	3,23
K <sub>2</sub> O . . . . .	2,31	0,025	1,71
H <sub>2</sub> O+ . . . . .	0,54	—	—
H <sub>2</sub> O— . . . . .	1,92	—	—
CO <sub>2</sub> . . . . .	2,20	—	—
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,49	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,24	—	—
SO <sub>3</sub> . . . . .	1,01	—	—
MnO . . . . .	0,01	—	—

Аналитик В. Прихня.

Довольно оригинальными являются диориты, обнажающиеся возле с. Касапет, несколько севернее северного края главного интрузивного тела. Диориты эти прорывают покров плотных афанитовых, но местами сильно кварцитизированных и лимонитизированных порфиритов. Макро-

скопически—диориты темносерого цвета, весьма мелкозернисты и довольно свежи.

Под микроскопом представляют собой кристаллический агрегат призматических индивидуумов весьма свежего плагиоклаза и мелких кристаллов изометрического габитуса, довольно идиоморфных—почти бесцветного амфибола, слабо плеохроирующего в бледнозеленых тонах.

Других существенных минералов нет; отмечены лишь мелкие столбчатые кристаллики апатита и редкие зерна магнетита.

Описанные диориты принадлежат морфологически апофизу главного массива.

Самые основные интрузивные породы мехманинско-гюльятагской группы представлены диабазами, или, как совершенно правильно отмечает И. А. Преображенский (27), габбро-диабазами, так как это последнее название больше подходит к тем породам, которые описаны из района с. Мехманы А. М. Ракитиным и В. Н. Тюшовым (95) под именем диабазов.

Названные породы прорывают среднеюрскую вулканическую толщу и на поверхности обнажаются небольшим участком неправильной формы.

Макроскопически мехманинские диабазы темнозеленого цвета, явно кристаллического сложения. Микроструктура их—полнокристаллическая, диабазовая. Минералы магматического происхождения сильно разложены. Вообще же минералогический состав довольно прост: сильно пелитизированный плагиоклаз, близкий к авгиту (диопсиду), и магнетит. Промежутки между кристаллами плагиоклаза заполнены хлоритом и редкими сохранившимися зернами упомянутого выше пироксена. Отмечен вторичный кварц.

А. М. Ракитиным и В. Н. Тюшовым описан еще несколько иной диабаз. В этой породе—пироксен-авгит, плагиоклаз близок к андезину № 33) и даже отмечается предположительно ортоклаз. Этой породе название „диабаз“, как видим, совершенно не подходит. Повидимому, названные авторы под именем диабаза описали сильно хлоритизированный, может быть жильный, диорит, выходы которого многочисленны в районе мехманинских интрузивов.

Описанные типы породы, за исключением диабазов, принадлежащих к самостоятельной, более древней интрузивной формации, образуют сложный комплекс, принадлежащий, повидимому, одному весьма крупному лакколитообразному массиву, названному автором Гюльятагским, хотя южные его части распространяются от с. Гюльятаг более, чем на 20 км к югу.

Почти везде боковыми породами являются среднеюрские вулканические образования, преимущественно плагиоклазовые и роговообманковые порфириды, отчасти туфы порфиритового состава. Интересно отметить полное отсутствие в контактах карбонатных пород. Этим, конечно, и объясняется отсутствие по периферии Гюльятагского массива скарнов и иных контактово-метаморфических образований, которые так широко распространены в Кедабеке и Дашкесане. В этом отношении Мехманинско-Гюльятагские массивы интрузивных пород и вся область их распро-

странения по своим геолого-петрографическим условиям весьма сходны с Чирагидзорским районом.

Если типично-контактовые образования в районе мехманинско-гюльятагской группы месторождения отсутствуют, то зато весьма широко распространены гидротермально-метаморфизованные породы, сходные с вторичными кварцитами Кедабека и Чирагидзора.

**Метаморфизованные породы.** Частью интродуцированные юрские порфиры, частью гранодиорит-порфиры и кварцевые диориты, по периферии интрузии сильно измененные поствулканическими агентами, были выделены автором в группу „метаморфизованных пород“, ввиду невозможности установления их генезиса, нередко даже под микроскопом. Полевые наблюдения в этом случае оказывались значительно более действительными, но все же недостаточными. Относятся эти породы к категории гидротермально-метаморфизованных пород, в данном случае замечательных серий рудопроявлений вкрапленного типа, приуроченных к ним.

Макроскопически метаморфизованные породы интрузивного генезиса представляют собой интенсивно окрашенные бурными окислами железа разности в изломе белого или желтоватого цвета, часто сильно пористые и состоящие сплошь из кварца или из кварца и слюдистых и глинистых продуктов разрушения полевых шпатов. Макроскопически—обычно сплошь состоят из кварца (магматического и вторичного), серицита или глинистых продуктов, с лимонитом, реже, кроме того, с эпидотом и представляют собой гидротермально измененную изверженную породу, которая определяется именем вторичный кварцит. Структура под микроскопом или зернистая, или сохраняет следы первичной структуры и может быть названа реликто-порфировой.

Относительные размеры зерен кварца колеблются в пределах от 0,01 до 4 мм, причем можно различить две разности породы—крупнозернистую, повидимому, явившуюся в результате изменения интрузивных пород гранитового габитуса, и мелкозернистую или порфиroidнозернистую с мелкозернистой „основной массой“, явившуюся в результате силификации жильных эффузивных и других пород порфиroidного или афирового сложения. В составе этих пород играют существенную роль следующие минералы: кварц, серицит, хлорит, эпидот, цоизит, реже кальцит и каолинит; часты: лимонит, пирит, халькопирит, изредка гематит, малахит и азурит.

Переходя к разбору взаимоотношений отдельных петрографических варьететов описываемого интрузива можно отметить некоторые особенности в распределении крайних членов дифференциационного ряда, описанных выше.

Как уже отмечалось выше, многочисленны среди гранодиоритов шлиры бледнорозового, мелкозернистого аплита. Наиболее, повидимому, мощный шликр отмечен возле родника с. Чулуу (возле г. Агдама). Мощность его—около 2,5 м, протяжение—не менее 250 м. Порода эта очень тонкозернистая, крепкая, ровного розового цвета с редкими черными листочками биотита, рассеянными среди кристаллическизернистой

общей массы. Главной составной частью является ортоклаз. Кварца около 35%, в небольшом количестве присутствует плагиоклаз, и, как отмечено выше, биотит.

С другой стороны, меланократовая фация жильной свиты интрузии довольно полно представляет спессартито-одинитовый ряд лампрофиров. Жилы последних перемежаются с жилами типичных роговообманковых диоритовых порфиритов и кварцево-диоритовых порфиритов.

Замечательно, что в описываемой интрузии аплиты и сопровождающие их мелкие шлиры кварца с небольшим количеством калиевого полевого шпата (кварцолиты) всегда приурочены к участкам кислых гранодиоритов, в то время как лампрофиры, являющиеся чисто-жильными породами и образующие настоящие дайки (а не шлиры) от 0,5 до 6 м мощности, распространены преимущественно среди более основных разностей пород интрузии.

Вообще же, таким образом, вся картина распределения дифференциатов среди интрузивного массива позволяет установить следующую цепь событий при формировании его.

1. Интрузия кислой магмы. Первые порции магмы должны были быть обогащены кремнеземом вследствие частичной ассимиляции кислых пород на глубине.

2. Охлаждение магмы. Кристаллизация и дифференциация. Несомненно, что в условиях быстрого охлаждения, свойственного гипабиссальным интрузиям, полного смешения первых порций магмы, обогащенных приобретенной путем ассимиляции кремнекислотой с последующими ее порциями, происходить не могло. В результате отдельные участки интрузивного массива приобрели повышенную кислотность, оказались обогащенными кварцем и насыщенными шлирами аплита и кварцолита. Эманационная деятельность интрузии в период охлаждения получила полное развитие и выразилась в выносе кремнекислых растворов и рудных эманаций, обусловивших появление кварцево-сульфидных жил и кварцитизацию значительных участков боковых пород.

3. Внедрение жильной свиты.

### Интрузивные массивы Дашкесанского, Чирагидзорского и некоторых других районов

Как уже отмечалось выше, кроме кедабекской группы интрузивных массивов и мехманинской группы в пределах I геотектонической области известно еще не мало интрузивных массивов, группирующихся особенно возле сс. Дашкесан, Чирагидзор и во многих других пунктах. По своей величине все эти массивы уступают Кедабекским и Мехманинско-Гюльятагским. Можно, правда, предполагать, что здесь имеют место в некоторых случаях и более крупные массивы, но не вскрытые эрозией и представленные поэтому на дневной поверхности лишь отдельными, сравнительно небольшими выходами. По всей вероятности, выходы гранодиоритов и габброидов в районе Дзегам-чая, Кызыл-кая и Маданидзора (и некоторых других) принадлежат к одному крупному, но не вскрытому эрозией массиву значительной величины. За это предпо-

ложение говорит, например, и тот факт, что названные выходы интрузивных пород вообще принадлежат к сравнительно еще слабо эродированным частям I геотектонической области, к тем ее частям, в которых сохранились еще и верхнемеловые образования, а среднеюрские образования эродированы лишь в самых верхних зонах.

Наиболее значительные по площади поля интрузивных пород описываемой группы интрузивных массивов известны возле с. Дашкесан (рис. 11) и возле рудника Чирагидзор и с. Зурнабад.

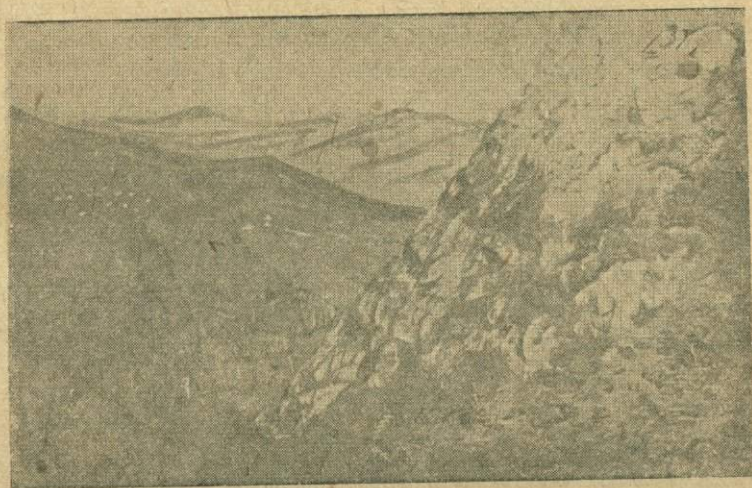


Рис. 11

Вид на с. Н. Дашкесан, возле которого известны месторождения железа и кобальта

Дашкесанская интрузия захватила около  $25 \text{ км}^2$  площади и, представляя, по данным К. Н. Паффенгольца (23), по форме лакколлит, на поверхности оконтуривается в виде неправильной фигуры, вытянутой в широтном направлении. Вблизи главного поля интрузивных пород, протягивающегося на  $10 \text{ км}$  в широтном направлении, многочисленны более мелкие поля, представляющие собой или обнажения апофиз главного лакколита, или же принадлежащие самостоятельным телам штокообразной или лакколитовой формы. Такие мелкие поля интрузивных пород многочисленны у юго-западного края главного массива. Затем, в районе г. Пирсултан, несколько восточнее с. Казах-Елчиляр, известны выходы гранодиоритов на площади около  $2 \text{ км}^2$  и еще восточнее, от с. Ахмедлы к вершинам Мехаг и Бала-Мехаг, протягивается новое поле гранитоидов значительной площади.

Интрузивные породы Дашкесана описаны довольно подробно К. Н. Паффенгольцем (23), Е. Г. Багратуни (51), затем Кремчуковым и др.; отдельные образцы были исследованы, а один подвергнут химическому анализу Тостом (105).

Подобно тому, как это имело место в районе Кедабека, интрузивные массивы дашкесанской группы являются сложными. Собственно, в Даш-

кесанском интрузивном массиве устанавливается ряд типов от более или менее типичного габбро до гранодиорита.

Габброиды являются, несомненно, самостоятельной фазией и не связаны в пределах массива переходами с более кислыми дифференциатами уже гранодиоритовой магмы, которые представлены диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами и порфирированными разновидностями названных пород.

Макроскопически представители ряда диорит-гранодиорит дашкесанской интрузии отличаются мало. Цвет этих пород преимущественно светлозеленый, диориты — темнее. Структура среднезернистая, порфири-видная, мелкозернистая (у диоритов).

Минералогический состав гранодиоритов — ортоклаз, реже ортоклаз-микрпертит, затем плагиоклаз № 24—35; кварц, с обычным мезостатическим развитием; авгит. Пироксен более или менее интенсивно урализирован.

Вообще в гранодиоритах Дашкесана калиевого полевого шпата необычайно мало; как правило, отсутствуют и слюды. В кварцевых диоритах, а равно и в диоритах, калиевый полевой шпат отсутствует целиком, в остальном качественный минералогический состав сохраняется тот же, что и в гранодиоритах.

Акцессорные минералы во всех породах Дашкесана одни и те же: апатит, сфен, магнетит.

Не представляют редкости и обычные вторичные продукты разложения подобных пород, как каолинит, уралит, хлорит, соссорит, эпидот, серицит, кальцит, лимонит.

Химический анализ дашкесанского гранодиорита приводят Тост (105) и К. Н. Паффенгольц (23) в следующем виде:

SiO <sub>2</sub> . . . . .	60,98	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4,28	CaO . . . . .	4,62
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,41	FeO . . . . .	1,80	Na <sub>2</sub> O . . . . .	5,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15,64	MgO . . . . .	1,60	K <sub>2</sub> O . . . . .	3,79
				Потери при прок. . .	1,00

Магматическая формула его, по Ф. Ю. Левинсону-Лессингу:

$$1 \cdot 43 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5,65 SiO_2; \alpha = 2,53$$

Анализ представляет Дашкесанский гранодиорит, как породу довольно богатую щелочами (K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O = 9,04) и сравнительно, для гранодиорита, бедную SiO<sub>2</sub> и MgO. К. Н. Паффенгольц называет анализированную породу банатитом, распространяя это название на всю массу интрузивов Дашкесана. Многие авторы (17, 23, 28) склонны распространять данную химическую характеристику породы на гранодиориты Дашкесана вообще. Поэтому необходимо отметить, что, вовсе не беря под сомнение качество химического анализа, приводимого Тостом, все же нельзя распространять на главную массу интрузивных пород Дашкесана того характера магмы, который представляет этот анализ, вероятно дающий представление лишь об отдельной фазии. Микроскопическое исследование характеризует породы Дашкесана вообще, а гра-

нодиориты в частности, как породы ненормально обедненные щелочами и существенно щелочно-земельные и железистые, что и отразилось на образовании затем магнетита.

Интрузивные породы более основные, чем диорит, пользуются в Дашкесанском массиве сравнительно небольшим распространением и представлены более или менее типичными габбро и, как это отмечают Кремчуков и др., габбро-диабазы. Состав и характер этих пород определяется их названиями. Пироксен и габбро Дашкесана исключительно моноклинный, плагиоклаз близок к лабрадору. Довольно много магнетита.

### Второстепенные интрузивы области

Интрузивные породы других многочисленных выходов, известных в пределах первой тектонической области, были описаны более или менее подробно К. Н. Паффенгольцем (24), П. С. Бернштейном (5), И. Н. Ситковским (66, 67), Ш. А. Азизбековым (88, 99).

Выходы интрузивных пород по течению Шамхор-чая (между сс. Мансурлу и Гиланьбир), возле Чирагидзорского рудника, затем по течению Дзегам-чая, в бассейне р. Тауз, в местности Миграб и некоторых других пунктах, по своей величине значительно уступают уже описанным выше интрузивным массивам. В большинстве случаев они не представляют и той сложной картины, которую можно наблюдать в кедабекском, мехманинском или дашкесанском интрузивах.

Подробнее других интрузивов описываемой области изучены гранитоиды Чирагидзорского района, затем гранитоиды и габброиды, выходящие по течению Шамхор-чая и возле Кировабада (г. Кизил-кая).

По Ш. Азизбекову (88), среди интрузивов г. Кизил-кая, Зурнабада и бассейна Шамхор-чая можно выделить граниты, гранодиориты, кварцевые диориты и габбро, а также разнообразные жильные породы, преимущественно диабазовые, плагиоклазовые и диоритовые порфириты (рис. 12 и 13).

Выход интрузивных пород возле Кировабада (г. Кизил-Кая) незначителен по площади (около 70 га), но интересен тем, что представляет собой выход пород, весьма близких по составу, как это отмечает Ш. Азизбеков (88), к гранитам Славянки, характеристика которых дана была выше. Замечательно в тех и других так называемых гранитах чрезвычайно высокое содержание кремнекислоты при необычайно низкой для таких кислых пород щелочности (см. таблицу анализов в конце книги).

Качественный минералогический состав также весьма близок. Породы г. Кизил-кая состоят из плагиоклаза № 28—32, ортоклаз-микропертита, кварца и биотита. Акцессорные минералы—циркон, апатит и магнетит.

К сожалению, Ш. Азизбеков не приводит количественного минералогического состава. Повидимому, все же граниты Кизил-кая сильно отличаются от породы гранитового типа из с. Славянки большим содержанием калиевого полевого шпата.

Несомненно породы г. Кизил-кая и граниты Шамхор-чая (99) являются среди пород Азербайджана более близкими по своему составу к

весьма кислым гранитам, чем все остальные породы, и выделяются этим



Рис. 12

Кварцевый диорит из бассейна р. Шамхор-чай. Главной составной частью является плагиоклаз № 27, кроме него в составе породы принимают участие калиевый полевопшпат (очень мало), роговая обманка, кварц и акцессории. Ник. скр., ув. прибл. 18.  
По Ш. Азизбекову

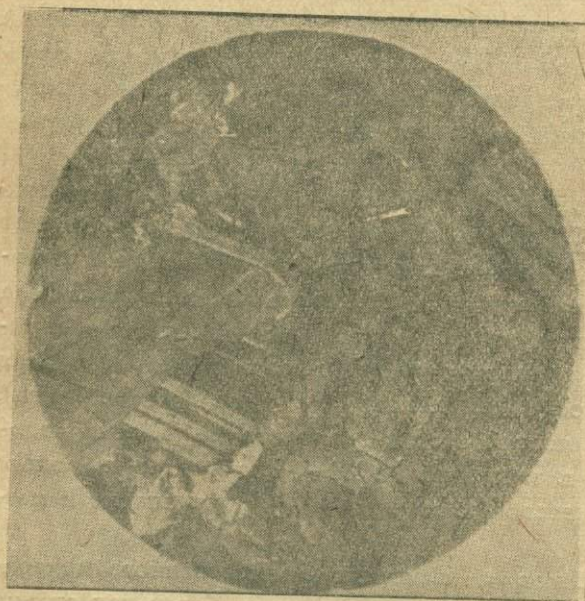


Рис. 13

Кварцевый диорит с р. Шамхор-чай. По минералогическому составу сходен с № 32, но содержит авгит. Ник. скр. ув. прибл. 18.  
По Ш. Азизбекову

среди кислых интрузивов Азербайджана, всегда близких к плагиоклазовым типам семейства гранитоидов.

Среди отдельных интрузивов жильного ряда описываемой области хорошо намечаются весьма типичные гранодиориты, кварцевые диориты, диориты и габбро.

Гранодиориты образуют самостоятельные массивы, а в сложных массивах лишь фации; они представляют собой по внешним признакам весьма характерные полнокристаллические, среднезернистые породы серовато-зеленого, реже розоватого оттенков.

По составу намечаются два главнейших типа—гранодиориты биотитово-роговообманковые и гранодиориты авгитовые; последние обычно содержат биотит. Наконец, отмечались и гранодиориты, содержащие весь комплекс цветных минералов—биотит-авгит-роговая обманка.

Кварцевые диориты, отмеченные во многих массивах интрузивных пород, например по Шамхор-чаю, в Таузском районе и некоторых других пунктах, по качественному минералогическому составу аналогичны гранодиоритам, отличаясь от них меньшим содержанием калиевого полевого шпата или отсутствием его и различными соотношениями между кварцем, плагиоклазом и феррическими минералами.

Описанные Ш. Азизбековым оливиновые габбро из района Зурнабадской ветеринарной станций, представляют собой породы темноокрашенные, средние и мелкозернистые при минералогическом составе: плагиоклаз № 67—70, моноклинный пироксен (диопсид), оливин, вторичная роговая обманка. Не представляют редкости биотит, магнетит апатит.

В таблице 7 даны химические анализы гранодиоритов из чирагидзорской интрузии, гранитов с г. Кизил-кая, габбро из зурнабадского интрузива и гранодиоритов и габбро из бассейна Шамхор-чая.

Таблица 7

Основание	Гранодиорит <sup>1</sup>	Гранит <sup>2</sup>	Гранит <sup>3</sup>	Габбро <sup>4</sup>	Габбро <sup>5</sup>	Кварцевый диорит <sup>6</sup>
SiO <sub>2</sub> . . . . .	65,55	75,98	75,57	50,55	48,00	59,55
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,51	0,16	—	—	—	0,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	16,02	11,13	12,30	22,17	21,11	14,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,02	1,34	1,34	3,26	2,84	6,15
FeO . . . . .	2,35	1,18	0,11	4,23	5,40	3,58
CaO . . . . .	4,19	1,70	0,84	10,95	11,65	6,97
MgO . . . . .	1,71	0,76	0,20	5,06	4,94	2,44
MnO . . . . .	0,09	0,02	—	—	0,27	0,08
K <sub>2</sub> O . . . . .	2,74	1,87	4,94	0,53	0,87	0,32
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,26	3,78	2,87	2,07	3,28	3,06
H <sub>2</sub> O+ . . . . .	1,02	0,72	0,90	0,87	0,78	0,26
H <sub>2</sub> O- . . . . .	0,37	0,11	0,39	0,15	—	1,68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	—	0,10	—	—	—	0,27
MnO . . . . .	—	0,06	—	—	0,95	—
	99,83	98,91	99,46	99,82	100,09	99,96

<sup>1</sup> Чирагидзор. Аналитик Е. Сержинская (по Паффенгольду).

<sup>2</sup> Шамхор-чай. Аналитик А. Везир-заде (по Азизбекову).

<sup>3</sup> Кизил-Кая. Аналитик А. Везир-заде (по Азизбекову).

<sup>4</sup> Зурнабад. Аналитик Везир-заде (по Азизбекову).

<sup>5</sup> Шамхор-чай. Аналитик Шахтактинский (по Азизбекову).

<sup>6</sup> Шамхор-чай. Аналитик А. Везир-заде (по Азизбекову).

## II геотектоническая область

### Интрузивная формация диоритов и габбро-диоритов юрского возраста

Породы названной формации пользуются распространением на территории Нагорно-Карабахской АО и геологически принадлежат почти исключительно ко II выделенной нами тектонической области Азербайджана. Возраст диоритовых интрузий в этой области был в свое время определен автором (33) в пределах бата и байоса.

Почти все породы среднеюрской интрузивной формации принадлежат по составу или к типичным диоритам, или же к переходным типам пород, промежуточным между диоритом и габбро, или между диоритом и сиенитом. Лишь в небольшом количестве отмечены были кислые, кварцсодержащие разновидности интрузивных пород, но и в этих случаях содержание кварца ничтожно.

Строение массивов интрузивных пород описываемой формации, вообще говоря, не отличается сложностью. Это, видимо, объясняется тем обстоятельством, что дифференциация магмы почти отсутствовала в тех гипабиссальных условиях, в которых шла кристаллизация тех мелких массивов, которые характеризуют формацию.

Тем не менее, описание петрографических типов удобно дать соответственно с той схемой дифференциации, которую все же явилось возможным установить для данной формации (см. ниже).

**Авгитовые габбродиориты.** Породы названного типа приурочены преимущественно к юго-восточной оконечности Карабахского хребта, выходя на поверхность возле сс. Доммы, Мухранес и др. Структура этих пород гипидиоморфнозернистая или реже гранито порфировая. Макроскопически это или довольно крупнокристаллические, зеленовато-серого цвета породы, с отдельными кристалликами полевого шпата до 2—2,5 мм по наибольшему измерению, или более мелкозернистые, серовато-черного цвета, переходящие в порфировидные.

Главная составная часть этих пород—полевой шпат, представленный плагиоклазом, затем, в количестве 15—20%, авгит, затем акцессории—магнетит и пирит и вторичные минералы.

Плагиоклаз довольно крупными кристаллами, 0,5—1 мм, а иногда до 3,5 мм по наибольшему измерению, всегда почти с характерной полисинтетической двойниковой штриховкой. Определены №№ 50—59. Двойники—по альбитовому и переклиновому законам. Обычно плагиоклаз частично каолинизирован и серицитизирован. Более кислый плагиоклаз—в породах возле с. Едиша-Варнашир. Здесь определены №№ 40, 45, 48 и 50. Эти породы можно назвать авгитовыми диоритами.

Авгит бесцветный, реже весьма бледнозеленоватый. Зерна его весьма плохо выражены кристаллографически, небольших размеров—до 1,5 мм по максимальному измерению. Угасание  $N_g: [001] = 44^\circ$ . Следует отметить встреченный в одном случае оливин зернышками до 0,2 мм, частью лимонитизированный.

**Роговообманковые и авгитовые диориты.** Севернее, в долинах

рр. Халифалу-чай и Ханазах-чай, а также у с. Большой Таглар были встречены интрузивные породы несколько иного состава. Особенности этих пород являются более светлая окраска, меньшее содержание окрашенного компонента, более равномерная структура, характеризующаяся отсутствием переходов от равномерно-зернистых разностей к гранито-порфировым разностям.

Подробно породы этой группы описаны автором ранее. Здесь можно ограничиться лишь краткой характеристикой их. Залегая среди порфиров и туфобрекчий среднеюрского возраста, диориты интрузивной формации резко отличаются в обнажениях от вмещающих пород. Роговообманковые диориты обычно зеленовато-серого цвета средне-зернистой структуры. Минералогический состав их—плагиоклаз № 55, 45 (60—75%), роговая обманка (30—20%), в небольших количествах авгит (4—7%) и акцессории—магнетит, пирит и чрезвычайно характерный, постоянно присутствующий в породах описываемой формации, апатит в виде игольчатых кристаллов. В некоторых, роговообманковых диоритах отмечен кварц до 8%, а также небольшие количества калиевого полевого шпата в виде каемок, обрастающих кристаллы плагиоклаза. Вторичными процессами породы изменены весьма интенсивно. Среди новообразований вторичного характера—хлорит, серицит, кальцит, альбит, цоизит, мусковит, каолит и лимонит. Изредка также отмечается и кварц гидротермального происхождения.

Самые северные выходы интрузивных пород среднеюрской формации отмечены в бассейне Тертера, в области слияния этой реки и притока ее—Турогай-чая. Шлифы интрузивных пород и данные о залегании их (пород) были доставлены автору инженером М. Ш. Асланяном. В результате сопоставления этих пород с уже известными среднеюрскими интрузивными породами из южной части НКАО явилось возможным сделать заключение об их синхронности.

Породы этих выходов оказались чрезвычайно сходными с породами как описанными выше, так и с обломками диорита из верхней серии толщи туфобрекчий среднеюрского возраста, распространенных несколько южнее Степанакерта. Краткое описание этих пород дается ниже. Макроскопически все образцы однообразно окрашены в буровато-зеленые тона и несут хорошо различимые следы выветривания. Под микроскопом структура пород гранитовая, только в шлифе № 6 намечается мезостатическое развитие окрашенного компонента. В минералогическом составе резко преобладает полевой шпат, повидимому, почти всегда представленный исключительно плагиоклазом, затем отмечена роговая обманка, а в некоторых шлифах—и авгит и акцессорные минералы. Во всех шлифах порода носит следы воздействия вторичных процессов.

Полевые шпаты загрязнены пелитизацией и серитизацией. Продуктов последней особенно много в шлифе № 15, что наряду с отсутствием двойниковой структуры в некоторых кристаллах полевого шпата, впрочем слишком сильно засоренного вторичными продуктами для каких-либо точных выводов, заставляет предполагать о возможном наличии и калиевого шпата. В этом же шлифе в единственном случае отмечен в незначительном количестве и первичный кварц.

В других шлифах плагиоклаз либо в виде удлиненных лейст, либо таблитчатого габитуса, является единственным полевым шпатом в породе. Кристаллы его в виде сложных двойниковых сростков во многих случаях достаточно свежи для точного определения. Универсальным методом были измерены два кристалла:

1)  $N_g 52^\circ$ ;  $N_m 50^\circ$ ;  $N_p 61^\circ$ ;  
дв. ось  $[001]$ ;  $2V = -78^\circ$ ;  
плагиоклаз № 63 (шлиф;  
№ 7);

2)  $V N_g 30^\circ$ ;  $V N_m 65^\circ$   
 $V N_p 76^\circ$ ; дв. ось  $\perp (010)$ ;  
 $2V = 77^\circ$ ; плагиоклаз № 55  
(шлиф № 6).

Значительное количество произведенных измерений углов угасания показало колебания состава



Рис. 14

Авгитовый диорит, богатый плагиоклазом (лабрадор № 52) среднеюрского возраста. Ник. скр. ув. 32

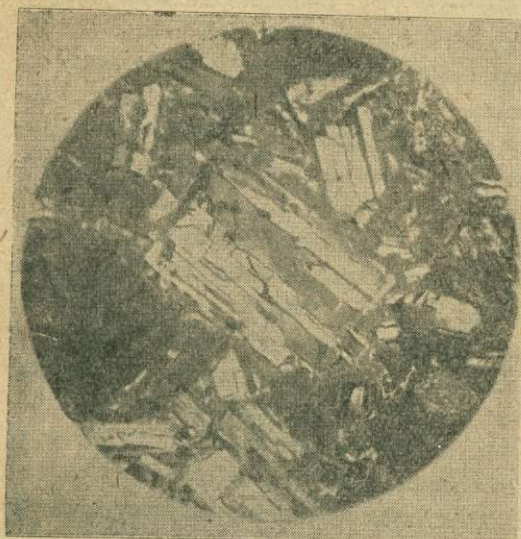


Рис. 15

Порфиroidный диорит (диорит-порфирит) из краевой фации диоритового массива, обнажающегося возле сел. Балуджа в НКАО. Порода богата плагиоклазом ряда андезин-лабрадор и содержит роговую обманку. Ник. скр., ув. 32

—24%, прочих минералов (главным образом, непрозрачных)—2%.

Таким образом, согласно приведенному описанию шлифов, из пород тертерской интрузии следует выделить породу шлифа № 15, возможно

плагиоклаза в различных шлифах в пределах №№ 50—63.

Окрашенный компонент (шлифы №№ 6, 10, 15)—роговая обманка обыкновенная, окрашена в зеленовато-бурые тона, плеохроичная. Угасание— $N_g : [001] = 16 - 18^\circ$ , оптический характер—отрицательный. Всегда затронута хлоритизацией. Акцессорные минералы—пирит, магнетит. Среди вторичных продуктов част кальцит и обычны, как было отмечено, серицит, каолинит, хлорит. Относительные количества минералов, составляющих породу, были подсчитаны с помощью окуляр-микрометра для роговообманкового диорита; в шлифе № 6 получено: плагиоклаза—74%, роговой обманки

близкую по типу к сиенито-диоритам, остальные же различия соответствуют названиям габбродиоритов и диоритов при преобладании последних, чему отвечает и кислотность исследованных пород (рис. 14 и 15).

### III геотектоническая область

#### Интрузивная формация основных и ультра-основных пород Курдистана и бассейна оз. Гокча (офиолитовая формация верхне-эоценового возраста)

Описание третичных интрузивов удобнее всего дать соответственно с теми формациями, в которые они группируются, согласно приведенной выше схеме. Наиболее значительной как по распространению, так и по разнообразию типов является формация офиолитов, протягивающаяся с северо-восточного побережья оз. Гокча на юго-восток, почти до границы с Ираном. В составе этой формации установлены разнообразные дифференциаты основной магмы, группирующиеся по времени инъекции в три последовательно образовавшиеся интрузивные группы. Порядок внедрения был следующий:

- 1) дуниты, перидотиты и авгитовые габбро;
- 2) габбро роговообманковые и жильная свита;
- 3) пироксениты (жильные).

Дуниты пользуются распространением преимущественно в северо-западных частях формации, где на территории Армении впервые были описаны А. Г. Бетехтиным (2), а несколько позже Д. С. Гинзбергом (12). На территории Азербайджана в бассейне Тертера дуниты отмечены К. Н. Паффенгольцем, упоминаются также Е. Г. Багратуни (45). Автору в пределах АзССР сохранившихся дунитов видеть не удалось; оливковые породы, как правило, на всем протяжении формации превращены в серпентиниты с незначительными остатками оливина. При этом следует отметить, что количество дунитов было невелико, так как несомненно главной исходной породой серпентинитов являются перидотиты, а отчасти даже и пироксениты. В тех разновидностях серпентинитов, которые позволяют предполагать происхождение их из дунитов, остаточный оливин—всегда хризолит ( $2 V = 76^\circ$ ;  $N_g = 1,710$ ;  $N_p = 1,672$ ), серпентин же—антигорит в сложной комбинации с неправильно волокнистым хризотилом.

По составу варьететов офиолитовая формация Курдистана является чрезвычайно разнообразной; можно сказать, что эта формация представляет собой классический пример дифференциации основной магмы, происходившей в сложных геолого-тектонических условиях и сопровождавшейся частичной ассимиляцией боковых пород и отдельных дифференциатов. В составе офиолитовой формации Курдистана и бассейна оз. Гокча отмечен обширный ряд петрографических типов, связанных с основной магмой.

Еще в 1933 г. автором (40) было отмечено, что внедрение основной магмы происходило в несколько приемов, и, таким образом, массивы основных и ультраосновных пород сформировались не столько вслед-

стве кристаллизационной дифференциации, как это представляет А. С. Гинзберг (12), сколько вследствие одновременных асинхронных инъекций, сопровождающихся ассимиляцией и позднейшей дифференциацией ин'ецировавших магм. Интересно отметить, что К. Н. Паффенгольц склонен считать габбро, перидотиты и габбро-амфиболиты результатом дифференциации основной магмы, а не асинхронных инъекций. Между тем в работе его (26) в описании основных пород бассейна оз. Гокча отмечается, что переходы между габброидами и ультраосновными типами в большинстве случаев проследить не удается.

Что касается данных, полученных автором на основе наблюдений, сделанных в пределах Азербайджанского Курдистана над породами офиолитовой формации, то они с несомненностью показывают наличие нескольких асинхронных инъекций. При этом имеются габбро и габбро-пироксениты, несомненно принадлежащие к одному циклу с перидотитами и дунитами, и имеются габброиды, принадлежащие к позднейшей инъекции. Так, например, габбро-пироксениты и авгитовые габбро, вероятно, явились результатом дифференциации магмы, давшей также и дуниты и перидотиты. Что касается роговообманковых и биотитовых габбро, то несомненно, что они явились позднее. Описание интрузивных пород офиолитовой формации для Азербайджанского Курдистана дано автором раньше, поэтому здесь является возможным дать лишь краткую характеристику этих пород.

1. Группа габбро. Габбро пользуются значительным распространением в пределах формации, о чем можно судить по приведенным выше таблицам. Интересную петрографическую разновидность представляет собой биотитовое габбро, встреченное по течению Ардашава-чая в 6 км к северо-востоку от вершин Финья. В минералогическом составе этой породы отмечено 13,7% биотита, 24,5% авгита, 58,5% плагиоклаза №№ 53 и 55 и 3,8% акцессориев, среди которых отмечены апатит, магнетит, пирит и вторичные минералы. Структура этой породы — хорошо выраженная гипидиоморфнозернистая. Подобного типа пород, по видимому, в других частях формации не отмечалось.

Кроме биотитового габбро, в составе формации обычны, по данным А. С. Гинзберга, К. Н. Паффенгольца, А. Г. Бетехтина и А. Н. Соловкина, более или менее типичные авгитовые габбро-пироксениты. Августовые габбро представляют собой темноокрашенные, крупнозернистые породы с отдельными индивидами минералов, достигающими 2,5—3 мм по максимальному измерению. Структура пород гипидиоморфнозернистая, гранито-порфировая, офитовая и пойкило-офитовая. Минералогический состав для всех структурных модификаций общий и довольно простой. Породы состоят из пироксена (25—30%), плагиоклаза и вторичных продуктов, которыми являются хлорит, цеолиты, каолинит и лимонит. Плагиоклаз довольно кислый, №№ 57 и 69. Роговообманковые габбро обычны на всем протяжении формации. Макроскопически они довольно разнообразны и представлены как в виде массивных, так и в виде полосчатых разностей.

Некоторые разности этих габбро носят довольно лейкократовый ха-

рактер и состоят из плагиоклаза (до 75%) и амфибола (до 25%), но в большинстве случаев характеризуются высокими содержаниями окрашенного компонента и представляют собой хорошо выраженный меланократовый тип. Структура пород, как правило, типичная гипидиоморфнозернистая. Породы иногда весьма свежи, в других же случаях сильно разложены вторичными процессами.

Минералогический состав варьирует в довольно широких пределах в отношении содержания различных компонентов, но довольно однообразен. Полевой шпат почти исключительно плагиоклаз, нередко с зональной структурой нормального типа. Для него характерны широко-таблитчатые полисинтетические двойники с неравномерными по ширине индивидами. Состав плагиоклаза определяется в пределах от № 60 до № 75.

Зональность плагиоклаза вместе с явно выраженной тенденцией породы к образованию такситовых участков показывает с несомненностью на изменения в условиях кристаллизации описываемого габбро, очевидно связанные с тектоническими процессами. С другой стороны, никаких явлений катаклаза в минералах, слагающих породу, незаметно, что, видимо, говорит за слабое воздействие тектонических движений по окончании кристаллизации. Окрашенные компоненты представлены роговой обманкой и в подчиненном количестве авгитом. Акцессорные минералы — апатит, пирит, магнетит, титанит. В некоторых шлифах отмечены небольшие участки калиевого полевого шпата, обычно образующего каемки вокруг кристаллов плагиоклаза или заполняющего небольшие промежутки между ними. Вторичные продукты — хлорит и в незначительном количестве сосюрит.

Полосчатые габбро аналогичного минералогического состава отмечает А. С. Гинзберг среди офиолитов бассейна оз. Гокча. Каемки вокруг кристаллов плагиоклаза, принадлежащие к щелочному полевому шпату, А. С. Гинзберг относит к анортоклазу. Следует отметить интенсивную амфиболитизацию вторичного характера в краевых зонах габбро, в контактах их с серпентинитами. Габбро-пироксениты пользуются, по-видимому, ограниченным распространением и отмечены преимущественно в юго-западных частях формации. Макроскопически это — плотно-кристаллические зернистого сложения породы темнозеленого или почти черного цвета. Минералогический состав пород довольно разнообразен. Главнейшими породообразующими минералами являются: плагиоклаз (40—50%), авгит и диопсид (35—50%), затем биотит, оливин, магнетит, пирит, апатит и вторичные минералы.

Некоторое представление о минералогическом составе габбро-пироксенитов дает подсчет минералов в шлифе № 279а. Получено (в %): плагиоклаза—40,0, пироксена—49,5, биотита—4,5, оливина—4,0, магнетита, пирита, апатита, титанита и вторичных продуктов—2,0.

Некоторые разности значительно богаче рудными выделениями, относительное количество которых изредка достигает 8 и 10%. Почти во всех шлифах порода обнаруживает следы катаклаза, выразившегося в дроблении породы, но совершенно незаметного в обнажениях и шту-

фах. Обращают на себя внимание странные, очень правильные круглые отверстия среди дробленной плагиоклазово-пироксенитовой массы или



Рис. 16

Микрофотография небольшого участка шлифа верхнеэоценового габбро-пироксенита. Крупный кристалл моноклинного пироксена с прорастающими его кристаллами плагиоклаза — пример пойкилосфатовой структуры. Ник. скр. ув. 90

О химическом составе различных габбро описываемой формации можно судить по анализам, приведенным в сводной таблице анализов. В таблице 8 сопоставляются магматические формулы различных габбро описываемой формации, приводимые А. А. Турцевым, А. С. Гинзбергом, К. Н. Паффенгольцем и А. Н. Соловкиным. Все приведенные породы принадлежат к одной петрографической формации, тем не менее, наряду с некоторыми общими чертами химических составов их,

имеются существенные различия. При этом интересно отметить, что ни одна из магматических характеристик не соответствует вполне сред-

зерен диопсида. Весьма возможно, что отверстия эти — результат выкрашивания сфероидальных образований вторичного цеолита или другого минерала. Судить о выполнении этих пор (или жеод), к сожалению, не является возможным. Размер отверстий небольшой, до 0,2—0,5 мм, и простым глазом и даже в лупу  $10\times$  в штуфах они не различимы. По общему габитусу порода ближе к пироксенито-перидотитам, нежели к описанному выше габбро. За это говорят и отмеченные следы катаклаза, интенсивно проявляющиеся, как это будет видно из дальнейшего изложения, именно в перидотитах и пироксенитах (рис. 16 17).



Рис. 17

Жильный нефелиновый порфирит из Курдистанского района АзССР. Видны весьма крупные фенокристаллы плагиоклаза № 45 и сильно разложившаяся микрогранитовая основная масса. Ник. скр. ув. 18

нему габбро даваемому Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом в следующем виде:  $2,6 \overline{RO} \cdot R_2O_3$ ,  $4,12 SiO_2$ ;  $R_2O : RO = 1 : 9$ ,  $\alpha = 1,5$ .

Таблица 8

№ по пор.	Название породы	$\overline{RO}$	$SiO_2$	$\alpha$	$R_2O : RO$	$K_2O : Na_2O$
1	Габбро (с. Арданыч) . . . . .	2,46	4,19	1,52	1 : 6,6	1 : 3,4
2	Кварцевое габбро (Головино) . . . . .	1,81	5,27	2,19	1 : 3,19	1 : 3,2
3	Габбро-порфирит (Кизил-Булаг) . . . . .	2,16	4,25	1,65	1 : 0,18	1 : 3
4	Габбро (Дели-аганы) . . . . .	1,40	3,76	1,71	1 : 3,22	1 : 4
5	Габбро-диорит (Тутху-чай) . . . . .	3,50	4,80	1,50	—	1 : 5
6	Биотитовое габбро . . . . .	2,05	4,00	1,59	1 : 5,11	1 : 8
7	Габбро (Туг-дат) . . . . .	2,21	3,34	1,28	1 : 7,4	1 : 3,2
8	Роговообманковое габбро (оз. Гокча) . . . . .	2,40	4,50	1,66	1 : 7,6	1 : 6,3
9	Авгитовое габбро . . . . .	1,90	3,70	1,50	1 : 4,9	1 : 7,2

Некоторые породы (№№ 2 и 5) явно не соответствуют названию, показывая повышенную кислотность, другие во всех случаях показывают более низкий коэффициент при  $\overline{RO}$  и во многих случаях несколько повышенный коэффициент кислотности и несоответствующее среднему типу отношение  $R_2O : RO$ . Вполне постоянно во всех породах сохраняется отношение  $K_2O$  к  $Na_2O$  при всегда повышенном по отношению к  $K_2O$  содержанию  $Na_2O$ .

2. Группа ультраосновных пород. Ультраосновные породы описываемой формации представлены, главным образом, продуктом метаморфизма перидотитов, пироксенитов и отчасти дунитов—серпентинитами (по терминологии В. Н. Лодочникова). Серпентиниты типичны. Оригинальную структурную разновидность представляет собой лишь серпентинит из с. Ах-Назар.

Структура его характеризуется тем, что спутанно-волокнистая масса хризотила закономерно пересекается антигоритовыми индивидуумами, имеющими под микроскопом вид волокнистых шелковых лент, иногда расчлениющихся и сливающихся с общей массой.

Среди свежих или отчасти серпентизированных разновидностей ультраосновных пород южных частей формации отмечены: перидотиты, причем исключительно типа верлитов, пироксениты, сложенные только моноклинными пироксенами, пироксениты, сложенные только ромбическим пироксеном (энстатититы) и промежуточные, сложенные и моноклинным и ромбическим пироксеном. Дуниты в виде несерпентизированных разновидностей в пределах Курдистана встречены не были; повидимому отсутствуют они и в породах северного побережья оз. Гокча. Правда, К. Н. Паффенгольцем (26) приводятся химические анализы дунитов (см. таблицу анализов), но большие количества кристаллизационной воды, отмечаемые этими анализами, показывают, что указанные породы скорее представляют собой серпентиниты, может быть и произошедшие из дунитов, но не дуниты в полном смысле этого слова.

Ряд пород, содержащих оливин, включает в себе многочисленные типы, как плагиоклазовые, так и пироксеново-амфиболовые. Почти сохранив-

шийся от серпентинизации дунит, небогатый хромитом, отмечается С. Е. Айвазовым среди офиолитов северного побережья оз. Гокча. Южнее, в пределах азербайджанской части формации, беспироксеновые разности ультраосновных пород отсутствуют, и хромистый железняк здесь бывает приурочен не к дунитам, а к перидотитам верлитового типа. В составе ультраосновных массивов северного побережья оз. Гокча С. Е. Айвазовым отмечаются гарцбургиты нормального состава, обычно очень темноокрашенные и состоящие из энстатита и оливина. Обычны там также диаллаговые габбро, трактолиты и анортозиты.

Повидимому, перечисленная серия пород постоянна для формации офиолитов почти на всем ее протяжении. Форелленштейны (трактолиты), плагиоклазиты и диаллазиты, а также перидотиты, но не гарцбургитового, а верлитового типа, весьма обычны в массивах ультраосновных пород в бассейне Тертера и в верховьях Акеры. Правда, здесь с несомненностью удалось установить, что лейкократовая фация ультраосновной магмы принадлежит не к категории массивных дифференциатов основной магмы, а к жильной свите, и интродуцирована в виде форелленштейнов и плагиоклазитов в массивы ультраосновных пород—перидотитов, дунитов и серпентинитов после их кристаллизации.

В том виде, в каком приходится в настоящее время наблюдать массивы ультраосновных пород без микроскопического исследования нередко бывает очень трудно разделить первичную интрузивную породу и змеевики, получившиеся в результате ее изменения. Таким образом, свежие разности дунитов, перидотитов и пироксенитов почти не удалось наблюдать, и общая масса пород офиолитовой формации представляет собой теснопереплетающуюся систему серпентинизированных перидотитов и пироксенитов и чистых змеевиков. Совокупность этих пород удобно определять общим термином, предложенным В. Н. Лодочниковым, серпентинитов. К. Н. Паффенгольц для бассейна оз. Гокча, совершенно согласно с теми данными, которые были получены для более южных частей формации офиолитов, отмечает, что материнской породой змеевиков являлась авгитово-оливиновая порода, т. е. перидотит, основываясь на нахождении остатков авгита и оливина. Макроскопически серпентиниты окрашены в различные тона зеленого и зеленовато-черного цветов. Для них характерно отмеченное автором еще в 1933 г. (40) брекчиевидное сложение. Это обстоятельство позволило сделать выводы о существенном воздействии тектонических процессов на массивы серпентинитов (рис. 18).

Перидотиты, более или менее сохранившиеся от действия метоморфизирующих агентов, были встречены в нескольких пунктах. Первоначальный минералогический состав перидотитов обычно прост. В большинстве случаев перидотиты состоят из моноклинного пироксена, реже—из моноклинного и ромбического пироксена и оливина и в различных количествах содержащегося рудного минерала и изредка—плагиоклаза. Рудные минералы—хромит, магнетит. Структура перидотитов гипидиоморфнозернистая. Пироксен всегда характеризуется прямолинейными контурами, которые всегда ступеньваются в местах соприкосновения

с вторичным серпентином, образовавшимся за счет оливина. Моноклинный пироксен—преимущественно диаллаг, иногда авгит. Изредка встречается хромдиопсид.

Выделения хромита можно разбить на две категории. Первая категория—это небольшие оваловиды хромита от 0,5 до 3 см по наибольшему диаметру, сопровождающиеся более мелкими, обычно идиоморфными кристалликами хромшпинелида. Относительное количество хромита сильно колеблется в таких случаях и достигает в некоторых случаях 60—75% всей массы породы. Одновременно со сфероидальными выделениями

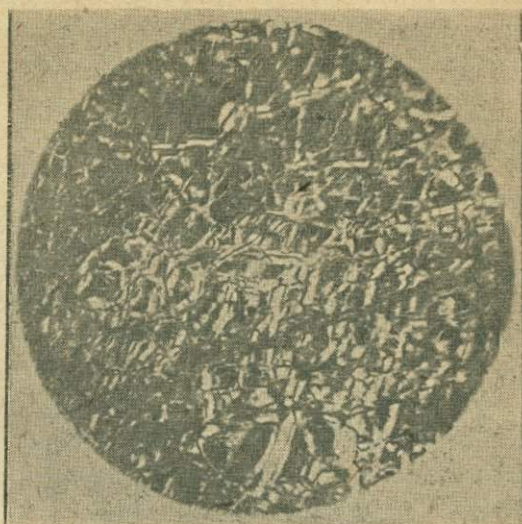


Рис. 18

Серпентинит. Ник. скр. ув. 32

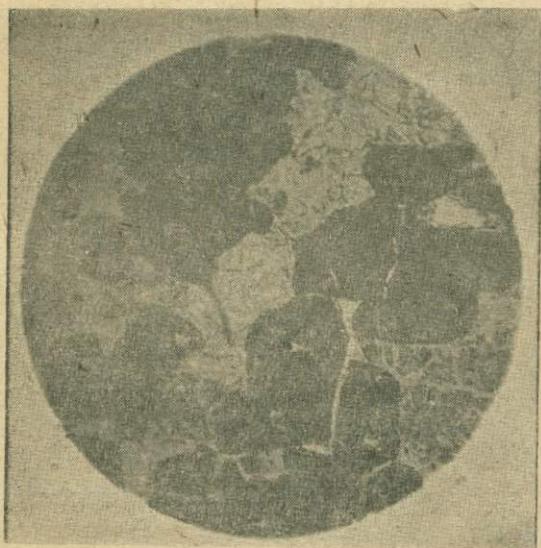


Рис. 19

Серпентинит, насыщенный сфероидальными выделениями хромшпинелида. Видны небольшие окошечки сохранившегося от серпентинизации оливина. Ипаякская группа хромитовых месторождений. Курлистан. Ник. паралл., ув. 6

хромита присутствуют и петельчатые агрегаты его (рис. 19). Вторая категория характеризуется массивным хромитом, образующим гнезда от нескольких кубических дециметров до десятков кубических метров объемом. Эти гнезда хромита погружены всегда в сильно серпентинизированный перидотит.

Перидотитов гарцбургитового типа в составе формации офиолитов Курдистана сравнительно немного, и гарцбургиты настоящие, энстатит-оливиновые, отмечаются лишь в массивах средневосточной части бассейна оз. Гокча. Серпентинизация перидотитов идет путем образования как спутанно-волокнистых, так и петельчатых

агрегатов хризотила сначала по оливину, а вслед за этим и по пироксену. Обычно, вслед за агрегатами хризотила образуется листоватый антигорит. Во многих случаях отмечен бастит. В некоторых разностях

серпентинизированных перидотитов среди петель, образованных хризотилом, располагается очень мелколистчатый, низко двупреломляющий антигорит. Среди листочков антигорита мелкими чешуйками располагается тальк, бесцветный в проходящем свете, с характерными константами. Наконец, по всей массе серпентинизированного перидотита распределяются мелкие идиоморфные кристаллики магнетита. Относительные содержания минералов в описываемых породах сильно варьируют. Обычны соотношения оливина и пироксена, выражаемые пропорциями (соответственно) 1:2, 1:3, 1:5 и 1:6.

Пироксениты принадлежат как к группе пород массивов, так и к жильной свите ультраосновных интрузий. Пироксениты массивов обычно в сильной степени затронуты серпентинизацией. Вполне сохранившиеся породы, соответствующие этому названию, автором были встречены среди массивов офиолитов в районе с. Ипяк, на перевале Чильяс, возле с. Асрик и в районе кочевок Пичанис.

Макроскопически пироксениты обычно зеленого цвета с хорошо различимым кристаллическим сложением, почти всегда крупнозернистые, сложенные кристаллами до 3—5 мм по максимальному измерению.

Под микроскопом обнаруживается довольно простой состав. В некоторых случаях пироксениты состоят почти исключительно из авгита, отчасти диопсида, со спорадически встречающимся оливином (шлиф № 203). Другие же разности, наоборот, богаты диопсидом, идущим за счет уменьшения количества авгита.

Авгит—бесцветный, реже чуть зеленовато-желтоватый, неплеохроичный с типичными константами:  $Ng [001] = 37 - 38^\circ$ ;  $Ng - Np = 0,0024 - 0,026$ . В некоторых участках авгит находится в тесном сростании с диопсидом, иногда прорастая кристаллы последнего. Диопсид от авгита различается в шлифах несколько меньшей силой двупреломления и значительно большим углом угасания— $44 - 46^\circ$ . Обычно для описываемых пироксенитов замещение моноклинного пироксена змеевиком. Значительно реже наблюдалась амфиболитизация пироксена, выразившаяся в новообразовании наряду с зеленоватым сильно плеохроирующим уралитом бесцветного радиально-лучистого актинолита. Зеленый амфибол в очень редких случаях замещает пироксен. Обычно же он захватывает лишь края зерен пироксена, иногда только вдаваясь глубокими бухточками в пироксен. Лучистые агрегаты бесцветного актинолита располагаются случайными неправильно рассеянными участками среди зерен пироксена.

Оливин, хотя бы в ничтожных количествах, присутствует почти во всех разностях описываемых пород. В большинстве случаев он в значительной мере серпентинизирован.

Совершенно иную разновидность пироксенита представляют собой довольно свежие пироксениты, встреченные возле с. Верхний Ипяк и сложенные почти исключительно ромбическим пироксеном, энстатитом и в небольшом количестве присутствующим рудным минералом.

Жильные породы основной магмы. Среди жильных пород, связанных с ультраосновной и основной магмой, можно различить две группы. Первая группа морфологически связана с массивами ультраосновных

пород, пересекая их в виде даек по различным направлениям. Эта группа представлена ограниченным числом типов пород и включает в своем составе преимущественно лейкократовую серию жильных производных ультраосновной магмы. Вторая группа более разнообразна и морфологически не связана с массивами основных пород, а образует жилы и дайки среди боковых пород вблизи от массивов интрузии, а в некоторых случаях и довольно далеко от них. Эта вторая группа, в свою очередь, может быть подразделена на серию вариететов минералогического типа (изменяющих минералогический состав) и серию только структурных вариететов. К последним относятся гранитопорфировые разности массивных пород в виде габбропорфиров, диабазовых порфиров, диоритовых порфиров, беербахитов и авгититов. Жильные породы дифференциационного происхождения представлены плагиоклазитами и альбититами. Последняя порода, описанная И. А. Преображенским (28), встречена только в одном месте, в зоне развития ультраосновных пород и, по видимому, является крайним лейкократовым кислым членом серии полевошпатовых дифференциатов основной магмы.

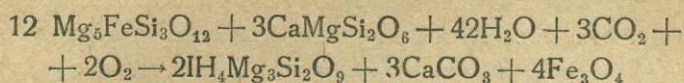
Химизм пород офиолитовой формации. О химическом составе пород офиолитовой формации можно судить по многочисленным химическим анализам, приведенным в таблице анализов. Особенностью пород ультраосновной серии, существенным образом состоящих из оливина и пироксена, является, как это можно судить, например, по анализам, приведенным в таблице под №№ 7, 10, 11, 12, 18, высокое содержание железа. По этим же анализам можно сделать заключение о высокой степени разложенности этих пород, так как потери при прокаливании почти во всех анализах значительны.

Ниже будет подробно изложена химическая характеристика интрузивных пород данной формации, здесь же можно остановиться на некоторых существенных особенностях пород, связанных с процессами серпентинизации. Автором было показано (40), что процесс серпентинизации ультраосновных пород Курдистана и Карабаха, существенным образом состоящих обычно из пироксена, необходимо должен был сопровождаться десилицификацией первичных пород.

Из сопоставления анализов перидотитов, пироксенитов и серпентинитов чрезвычайно явственно следует, что десилицификация должна была происходить почти во всех случаях и одновременно сопровождалась выделением избытка железа и кальция в виде магнетита и карбоната.

Интересно отметить, что почти во всех породах, подвергавшихся серпентинизации, избытка  $MgO$  против содержания этого основания в серпентинитах не наблюдается. В результате, одновременно с серпентинизацией в большинстве случаев выделения магнетита быть не должно. И действительно, среди новообразований, связанных с процессом серпентинизации и представленным кальцитом, магнетитом и, вероятно, в некоторых случаях хромитом, магнетит почти всегда отсутствует. Лишь в немногих точках, обнаружены жилы магнетита небольшой мощности.

Для перидотитов типа верлитов процесс серпентинизации можно иллюстрировать нижеследующей химической схемой:



При данных соотношениях между оливином и пироксеном т. е. при резком преобладании первого, десилицификации, как видим, могло не происходить, но, с другой стороны, как это было отмечено выше, для перидотитов описываемой формации характерно преобладание пироксена над оливином, а в таком случае при процессе серпентинизации должен был выделяться избыток кремнекислоты. Именно в связи с этим обстоятельством можно поставить повсеместно наблюдающееся в районе распространения ультраосновных пород явление силицификации боковых пород. В заключение следует отметить, как об этом уже упоминалось автором (40), весьма важное обстоятельство, показывающее на значительное влияние тектонических процессов на массивы ультраосновных пород и выражающееся в явных признаках катаклаза в перидотитах и пироксенитах.

Среди офиолитов Курдистана и Карабаха установлены следующие типы горных пород.

#### 1. Породы массивов:

- 1) дуниты (оливин + серпентин + хромит);
- 2) перидотиты:
  - верлиты (оливин + диаллаг),
  - лерцолиты (оливин + диаллаг + энстатит),
  - гарцбургиты (оливин + энстатит);
- 3) пироксениты:
  - энстатититы (энстатит + некоторое количество хромита),
  - диаллагиты (диаллаг + немного оливина);
- 4) пикриты (оливин + авгит);
- 5) серпентиниты (серпентин + небольшое количество хризолита, иногда диаллага, бастита, хромита);
- 6) габбро:
  - габбро пироксениты (плагноклаз + пироксен + биотит),
  - габбро роговообманковые (плагноклаз + амфибол),
  - габбро биотитовые (плагноклаз + биотит + авгит),
  - габбро авгитовые (плагноклаз + тавгит),
  - габбро диоритовые (плагноклаз + авгит + биотит + амфибол);
- 7) анортозиты (лабрадор-битовнит);
- 8) форелленштейны (лабрадор-битовнит + оливин);
- 9) плагноклазит-диаллагиты (плагноклаз + диаллаг).

#### II. Породы жильной свиты основных интрузий:

- 1) авгитовые габбродиориты (авгит + плагноклаз),
- 2) авгитово-биотитовые габбродиориты (авгит + плагноклаз + биотит),

- 3) роговообманковые габбро-порфириды (амфибол + плагиоклаз),
- 4) беербахиты (пироксен + плагиоклаз + магнетит),
- 5) авгититы (авгит + плагиоклаз);
- 6) плагиоклазовые диориты (плагиоклаз + авгит),
- 7) диабазовые порфириды (плагиоклаз + пироксен + хлорит),
- 8) микродиабазы (плагиоклаз + пироксен + хлорит),
- 9) альбититы (альбит + кварц).

### Интрузивная формация гранитоидов

В бассейне Тертера гранитоиды были детально изучены К. Н. Паффенгольцем (25); южнее, в бассейне Акеры, эти интрузивы изучались в 1933—35 гг. А. Н. Соловкиным (31, 39). Весьма кратко касается гранитоидов, выходящих на шоссе между Лачином и Шушой, Abich (87). Наконец в 1931 г. выходы гранодиоритов в бассейне Пичанис-чая были обнаружены П. С. Бернштейном, давшим краткое описание их. Повидимому все выходы гранодиоритов, гранитпорфиров и кварцевых диоритов, отмеченные до сих пор в бассейнах Тертера и Акеры, связаны с одним и тем же магматическим очагом и интродировали, по данным К. Н. Паффенгольда (25), в пределах бассейна Тертера—позже олигоцене, равно как и гранодиориты и связанные с ними породы бассейна Акеры, по данным А. Н. Соловкина (31). Описываемые породы представлены по характеру залегания или мелкими лакколитами, или пластовыми интрузиями небольшого размера.

Только в одном случае отмечен крупный лакколит своеобразной формы, приуроченный к ядру антиклинали в туронских вулканических породах, протягивающийся более чем на 28 км в северо-западном направлении от с. Каладараси до верховьев Шальвы.

Распределение дифференциатов в массивах гранитоидов (крупных) представляет собой следующую картину: 1) центральные части—среднезернистые биотитово-роговообманковые, реже авгитовые гранодиориты; 2) периферические зоны, бедные калиевым шпатом—гранодиорит-порфиры и мелко-кристаллические кварцевые диориты; 3) отдельные участки периферических зон—сиенито-диориты и диориты, слабо-кварцевые и сильно эпидотизированные кварцево-диоритовые порфириды. Жильная свита представлена чрезвычайно ограниченным количеством меланократовых вариететов кислой магмы и редкими выделениями аплита и кварцолита.

Гранодиориты макроскопически характеризуются светлыми окрасками желтого или зеленоватого тонов. Во многих случаях гранодиориты окрашены слегка в розовый цвет, изредка они принимают зеленовато-желтые окраски. Породы эти средне- и крупнозернистые, причем размеры отдельных кристаллов достигают 5—6 мм, а в редких случаях 20 и 25 мм.

Под микроскопом структура пород типично гипидиоморфнозернистая. О минералогическом составе можно судить по следующим данным подсчета минералогического состава (в % об'емн.):

## Ш л и ф

	№ 572	№ 454
Кварца . . . . .	49,55	36,50
Плагиоклаза № 25—45 . . . . .	42,00	41,50
Ортоклаза . . . . .	3,20	9,00
Биотита . . . . .	4,20	6,30
Роговой обманки . . . . .	0,0	4,75
Акцессориев . . . . .	1,05	1,95

По минералогическому составу породы следует отнести к биотитово-роговообманковым, сильно плагиоклазовым разновидностям гранодиорита.

Авгитовые гранодиориты были отмечены в верховьях бассейна Тертера. Характерно, что в этих породах содержание калиевого полевого шпата более высокое, чем в описанных выше породах; например, можно привести следующий минералогический состав (в %) авгитового гранодиорита из района высот Дали-даг: калиевого полевого шпата—11,3, плагиоклаза—27,0, авгита—10,0, биотита—6,0, кварца—36,6, хлорита—5,0 и акцессориев—4,1.

Во всех случаях обращает на себя внимание высокое содержание кварца, что и находит свое отражение в химическом составе пород, показывающих, в общем, повышенную кислотность при пониженной щелочности, о чем можно судить, например, по химическому анализу биотитового гранодиорита, приведенному в таблице анализов под № 25. В бассейне Тертера К. Н. Паффенгольцем отмечаются гранодиориты сходного состава с описанными выше роговообманковыми гранодиоритами, причем отмечается довольно высокое содержание калиевого полевого шпата.

Характер калиевого полевого шпата устанавливается на основании следующих констант:  $2V = -70$ ,  $N_g = 1,525$ ,  $N_p = 1,519$ , оптическая ориентировка—моноклинная. Таким образом, мы видим, что калиевый полевой шпат представляет собой типичный ортоклаз. Точно такого же характера калиевый полевой шпат отмечается К. Н. Паффенгольцем (25) в гранодиоритах третичного возраста бассейна Тертера. Морфологически калиевый полевой шпат образует или каемки вокруг кристаллов плагиоклаза, или, реже, слабо кристаллографически индивидуализирующиеся, сдвойникованные в карлсбадские двойники кристаллы.

Автором отмечалось (31) наличие двух генераций плагиоклаза, а также явно катакластический кварц в некоторых разновидностях гранодиоритов. Эти признаки показывают влияние складкообразования на породы, из чего можно сделать вывод, что тектонические процессы в области распространения гранодиоритов продолжались и после интрузии кислой магмы.

Кварцевые диориты по минералогическому составу соответствуют гранодиоритам вполне, но выделены вследствие существенных изменений в количественных соотношениях между плагиоклазом и калиевым шпатом. В кварцевых диоритах содержание калиевого полевого шпата опускается до 1—2%, но при этом интересно отметить, что количество кварца и состав плагиоклаза остаются без существенных изменений.

Гранодиорит-порфиры представляют собой исключительно структурную модификацию гранодиоритов.

Лишь на перевале Султан-Эйдар отмечен гранодиорит-порфир оригинального состава. В этой породе количество кварца претерпело значительное уменьшение, возросло количество калиевого полевого шпата и повысилась кислотность плагиоклаза. Последний соответствует альбит-олигоклазу. Значительно также в этой породе повысилось содержание роговой обманки.

Во всех описанных типах интрузивных горных пород акцессории одни и те же—это, прежде всего, апатит, затем магнетит, пирит. Вторичные продукты содержатся в различных количествах, но в общем породы свежи. Среди вторичных продуктов отмечены хлорит, доизит, эпидот, каолинит, серицит, кальцит, вторичный альбит, пирит, халькопирит, вторичный кварц и лимонит.

Аплиты представляют собой макроскопически весьма мелкокристаллические, розового цвета породы с небольшим количеством темных, довольно крупных, включений биотита. Под микроскопом структура типичная—аплитовая. Минералогический состав—альбит, ортоклаз, кварц-биотит.

Ширы аплита незначительны по размеру и при мощности от 20 до 50 см достигают 5—6 м в длину.

Кроме аплитов можно отметить полевошпатовые грейзены и кварцолиты. Первые существенным образом состоят из альбита, калиевого полевого шпата и кварца. Вторые представляют собой весьма бедные слюдой агрегаты кварца.

Жильная свита формации гранодиоритов представлена чрезвычайно типичными диоритовыми порфиритами и отчасти кварцево-диоритовыми порфиритами. Среди названных пород можно выделить роговообманковые и авгитовые разности. Меланократовая фация жильных пород представлена ограниченным количеством небольших даек, сильно обогащенных биотитом и роговой обманкой диоритовых порфиритов, характеризующихся довольно основным плагиоклазом.

В заключение можно отметить, что в некоторых участках массивы гранодиоритов обогащены обломками боковых пород, среди которых отмечены обломки серпентинита и диабазового порфирита с довольно слабыми следами температурного воздействия кислой магмы.

### Связь интрузивных пород с тектоникой области распространения и внутренняя тектоника интрузивных массивов

Связь интрузивных пород с тектоникой следует рассматривать соответственно со следующей генетической схемой, логически вытекающей из механизма интрузий и, если мыслить вполне объективно, всегда приложимой отдельными своими частями, вполне равноценными, к отдельным в природе случаям. Эта схема общеизвестна и может быть представлена в следующем виде.

Интрузивы приурочены к орогенам. Интрузия происходила:

а) до складкообразования,

- б) во время складкообразования,
- в) после складкообразования.

Относительно механизма интрузий при образовании лакколлитов существует представление, что интрузирующая магма раздвигает боковые породы. Для пункта „б“ приведенной схемы, таким образом, толкование механизма интрузий может быть двойственно, а именно—складкообразование вызывает интрузию; с другой стороны, интрузия вызывает складкообразование. Наконец, в том случае, когда складкообразование происходит после интрузии, последняя может оказать существенное воздействие на тектонику формирующегося комплекса. Иначе говоря, можно отметить, что интрузия может быть не только активной стороной в механизме складкообразования, но и пассивной, и в этом последнем случае роль ее обычно бывает гораздо существеннее.

Первое положение, как это правильно отмечает М. Н. Тетяев (47), сомнительно, если принять во внимание свойства магмы; что касается пассивной роли, то в этом случае роль интрузивов, как показывали наблюдения в описываемом районе, огромна. Ценные выводы можно сделать на основании анализа морфологии интрузивных тел описываемого района.

Но прежде всего следует добавить важные типы интрузивных тел, почему то часто упускаемые из виду петрологами, но тем не менее реально существующие и хорошо объясняемые историей развития данного геотектонического комплекса. Эти типы интрузивов, отмеченные для исследованного района, суть следующие: 1) аллохтоны, или тела оторванные от магматического очага в процессе складкообразования и замкнутые со всех сторон вмещающими породами; 2) мелкие тела, не связанные с каким-либо магматическим очагом, так как образовались путем местного переплавления пород и обычно связанного с ним filter-pressing. Подобные интрузивные тела могут быть названы вторичными в отличие от первичных, общеизвестных; они имеются среди интрузивных тел описываемого района.

Первичные интрузивные тела, как показали наблюдения, представлены для описываемых интрузивных формаций следующими типами: 1) лакколитами, 2) пластовыми интрузивами, 3) жилами или дайками, 4) линзами и 5) хонолитами.

Возможность дальнейшего внедрения в свиты тех или других образований интрузива после полной кристаллизации магмы не вызывает сомнения. Действительно, в процессе орогенеза происходят перемещения масс горных пород в таких условиях, когда пластичность их достигает чрезвычайно высокой степени. Явления выжимания свит при образовании диапировых структур показывают это чрезвычайно ярко. И многочисленные факты, оставшиеся без детального анализа, факты отсутствия пироконтактов у интрузивов, приводимые многими исследователями, не показывают ли они на то, что в этих случаях имело место дальнейшее продвижение интрузива в твердом виде вследствие тектонических усилий.

Не следует переоценивать размеров подобного явления. В некото-

рых случаях смещение интрузивной породы относительно боковых пород может измеряться лишь десятками метров, в других случаях может достигать нескольких километров, как это показали наблюдения в полосе офиолитов, но, конечно, подобный процесс никоим образом не устраняет нормального или первичного процесса интрузии в жидкой фазе магмы. Таким образом, при образовании интрузивных аллохтонов действует совокупность процессов отшнурования некоторой части интрузивного массива в процессе формирования данного геотектонического комплекса, сопровождающегося перемещением интрузива относительно боковых пород.

Еще в 1933 г. автором было отмечено отсутствие пироконтактов у некоторых массивов серпентинизированных перидотитов, но только недавно, в 1935 г., когда удалось продолжить наблюдения в зоне офиолитов Курдистана, явилось возможным установить истинный смысл этого явления, получив несомненные доказательства, во-первых, отсутствия у некоторых массивов связи с главным батолитом и, во-вторых — наличия смещения массивных пород относительно боковых.

Так, например, полное недоумение при поверхностном анализе этого явления может вызвать факт примыкания серпентинитов и белых кристаллических известняков в районе г Чильяз без каких либо следов пироконтакта в этих последних. Просмотр шлифов этих известняков показал лишь слабую силицификацию их; но вполне аналогичные известняки принимают участие в серии верхнемеловых отложений там, где нет никаких оснований ожидать непосредственного соприкосновения известняков с интрузиями.

Силицификацию и, может быть, перекристаллизацию известняков можно, конечно, поставить в связь с гидротермальной фазой интрузии, но особенности пироконтакта таковы, что вряд ли можно было бы ожидать отсутствия их в данном случае, если бы имело место соприкосновение магмы с известняком. Всякие сомнения в аллохтонном характере интрузивного массива исчезли, когда удалось найти зеркала и плоскости скольжения в известняках и змеевиках. Ниже отмечаются те массивы интрузивных пород Курдистана, которые могут быть рассматриваемы как потерявшие связь с магматическим очагом.

Переходя к обзору внешней тектоники описываемых интрузивов, можно отметить главнейшие черты геологического строения Закавказья по видимому не вызывающие никакого сомнения после многочисленных наблюдений К. Н. Паффенгольда, И. А. Преображенского, И. Н. Ситковского, А. Н. Соловкина и других исследователей в той части, где устанавливается связь интрузии с глубинной тектоникой.

После обобщений А. П. Герасимова и В. П. Ренгартена можно считать установленным факт наличия под значительной частью территории Закавказья крупных батолитообразных тел кристаллических пород, преимущественно гранитного состава. Таким образом, фиксируемые в настоящее время на поверхности интрузивные тела связаны с более крупными батолитообразными массами, находящимися на больших относительно глубинах. Не вызывает сомнения факт существования батоли-

та кислых пород; что касается батолита основных пород, то если таковой и существует, то во всяком случае не выходит на дневную поверхность вдоль зоны офиолитов Курдистана, как это представляют себе некоторые исследователи, а находится на весьма большой глубине. Выходы же ультраосновных пород суть или апофизы этого батолита, или же в некоторых случаях отшнуровавшиеся массивы. К последней категории относятся массивы серпентинитов в районе г. Чильяз и с. Алакчи. Возможно, что и массивы в районе с. Асрик и в местности Гейдар тоже потеряли связь с магматическим очагом.

Сложные тектонические перемещения массива ультраосновных пород Гейдаринского месторождения хромита, отмеченные А. Н. Соловкиным в 1933 г. (40), вряд ли позволяют ожидать сохранения такой связи. Наконец, и высокое топографическое положение этого массива и чрезвычайно интенсивная дислоцированность боковых пород, смятых здесь в сжатые складки,—все это говорит скорее об изолированном характере массива.

Некоторые особенности интрузивов верхнеэоценовой офиолитовой формации говорят о значительном воздействии на них тектонических процессов, происходивших уже после застывания магмы. Такими особенностями являются: 1) трещины и сбросы внутри массивов, 2) кливаж закономерного направления, 3) явления катаклаза и милонитизации пород, хорошо обнаруживаемые в шлифах, и, наконец, 4) зависимость в положении массивов от общей тектоники района. Последний признак хорошо виден там, где имеют место согласные линзообразные интрузивные тела, заключенные между сланцеватыми свитами туфопесчаников.

Сказанное хорошо иллюстрируется картиной, наблюдаемой в истоках р. Кабери и на северо-восточных склонах г. Чильяз, где линзы серпентинитов залегают, в зависимости от положения пластов вмещающих пород, то с падением на СВ  $\angle 20-35^\circ$ , то с падением на ЮЗ  $\angle 35-45^\circ$ .

Упомянутые выше явления смещения внутри интрузивов, явления катаклаза и кливажа показывают вместе со специфическим распространением офиолитов вдоль линии надвигов, что формирование последних произошло в окончательной форме уже после интрузий, которые происходили в начальные стадии развития надвигов. Это соответствует и возрастным соотношениям между временем интрузии и временем развития надвигов.

Как известно, к северо-востоку от линии надвига мы не встречаем уже выходов формации офиолитов на расстоянии, по крайней мере, в 30 км вдоль простирания пород. Отсутствие выходов интрузивных пород офиолитовой формации здесь несомненно тесно связано с развитием покрова ниже- и среднеюрских вулканогенных толщ, надвинутых на верхний мел.

Можно убедиться, несмотря на небольшое количество представленных данных, что имеют место три главнейших направления зияющих

трещин (занятых впоследствии жильной свитой интрузии) и два направления трещин кливажа. Эти направления—северо-западное, меридиональное и северо-восточное. Диск широтного направления почти нет, а если они и имеются, то лишь среди боковых пород, а не среди массивных. Но зато имеется хорошо выраженная сеть трещин отдельности (кливажа) более или менее выдержанного широтного направления как среди основных пород, так и среди гранодиоритов.

Сказанное позволяет прийти к выводам, что уже после внедрения дунитов и перидотитов имели место тектонические усилия, действовавшие последовательно по трем главным направлениям. Существенным обстоятельством является то, что тектонические воздействия на формировавшийся геотектонический комплекс, происходившие вследствие усилий, имевших меридиональное направление, были заключительными в тектонической истории интрузивного комплекса.

Другим существенным обстоятельством для внутренней тектоники гранитоидов является то, что общее движение магмы в эпоху внедрения ее имело широтное направление. Факты, на основании которых можно было прийти к этому выводу, весьма типичны, а именно—все шилры аплита имеют прекрасно выраженное широтное простирание; ксенолиты же серпентинитов, отмечавшиеся выше в описании пород, располагаются в районе Лысогорского перевала среди гранодиоритов опять-таки цепочками, имеющими широтное направление.

Труднее решить вопрос о том, происходило ли движение магмы преимущественно с востока на запад, или в обратном направлении. Можно предположить, что так как на западе, в районе высот Дали-даг и в бассейне Тертера, выходы гранодиоритов приурочены к значительно более высоким топографическим областям (3000 м), чем на востоке, движение магмы происходило снизу вверх и с востока на запад. В области восточного окончания длинного, вытянутого лакколита гранодиоритов в бассейне Акеры, замыкание свода антиклинали боковых пород, к ядру которой приурочены интрузивные породы, намечается на высоте всего 1300 м над уровнем моря. Так обстояло с постполигоценовой интрузией кислых пород. Решить же вопрос о направлении движения основной магмы при ее интродировании затруднительно вследствие ряда обстоятельств, среди которых сложное воздействие позднейших тектонических процессов является наиболее важным.

Таким образом, резюмируя все сказанное выше, геотектоническую историю интрузивов Курдистана и южного Карабаха можно представить в виде следующей схемы (таблица 9), причем историю тектонического развития области их распространения является удобным для этой цели разбить на следующие фазы или эпохи.

1. Эпоха мягкой складчатости (предтитонская фаза орогенеза).
  2. Начало пиренейской эпохи складчатости.
  3. Начало развития надвига.
  4. Окончание формирования надвига.
  5. Послеполигоценовый диастрофизм.
- } Пиренейская эпоха складчатости

Схема тектонического развития интрузивов Курдистана и Карабаха

Состав интрузии в возрастном порядке	Тектонические фазы и развитие форм интрузивов				
	I	II	III	IV	V
Диориты и габбро-диориты и диабазы	Лакколиты Пластовые интрузии	Лакколиты Пластовые интрузии Пластовые интрузии	Лакколиты Пластовые интрузии Смятые пластовые интрузии	Лакколиты Пластовые интрузии Хонолиты. Лакколиты	Лакколиты Пластовые интрузии Хонолиты Лакколиты
Дуниты, перидотиты габбро-пироксеновые	—	—	Штоки Пластовые интрузии	Штоки	Штоки
Габбро	—	—	Штоки и дайки	Дайки	Дайки, линзы
Пироксениты	—	—	—	—	Дайки
Жильная свита основных интрузий	—	—	—	—	—
Гранитоиды	—	—	—	—	Лакколиты
Жильная свита гранитоидов	—	—	—	—	Дайки

#### IV геотектоническая область

##### Интрузивные породы азербайджанской части Главного Кавказского хребта

Интрузивные породы этой весьма интересной в геотектоническом отношении области изучены еще совершенно недостаточно. Тем не менее, уже теперь можно дать общую петрографическую характеристику этих пород и более или менее точно установить их возраст.

Следует отметить, что основные изверженные породы Лагича, описанные в свое время К. И. Богдановичем (107) здесь не рассматриваются, так как позднейшие исследования доказали их эффузивный характер.

Среди заведомо интрузивных пород описываемой области установлены автором и другими исследователями (114, 115, 116) следующие петрографические типы: оливиновое габбро, габбро мандельштейновое, лейкократовое пироксеновое габбро, актинолитизированное габбро, диабазы и микродиабазы.

**Оливиновое габбро.** Макроскопически—почти черного, с зеленоватым оттенком порода явно кристаллического сложения. Под микроскопом оказывается, что порода довольно свежа. Структура офитовая. Минералы—плагноклаз № 60—65, оливин, моноклинный пироксен. Плагноклаз в количестве около 30%; образует удлиненно-призматические кристаллы, сложно, но грубодвойниковые.

Оливин совершенно бесцветный, образует слабо индивидуализирующиеся кристаллы. Константы его обычны. Почти всегда можно наблюдать характерную петельчатую структуру замещения, вызванную появлением вторичного серпентина. Оливина в породе до 40%. Пироксен

ксеноморфный образует небольшие участки среди кристаллов плагиоклаза.

По константам он всегда или диаллаг, или авгит.

В количестве от 3 до 8% в оливковых габбро присутствует обычно магнетит. Апатит отмечен, но весьма редко. Вторичные продукты—хлорит, каолинит, серицит; по плагиоклазу обычен кальцит (рис. 20).



Рис. 20

Оливинное габбро. Порода состоит из плагиоклаза № 60—65, пироксена (моноклинного), оливина, магнетита, серпентина, хлорита, серицита, каолинита. Немного апатита. Южный склон Главного Кавказского хребта. Ник. скр., ув. 32

**Габбро мандельштейновидное.** Макроскопически—темная, мелкозернистая порода с миндалинами светлого цвета, до 2—3 мм величиной. Под микроскопом обнаруживается, что структура всей породы может быть названа мандельштейновой. Количество миндалин изменчиво; нередко они составляют до 25% всей массы породы; в других случаях количество их не превосходит 2—3 на шлиф площадью  $1,5 \times 1,5$  см.

Выполнение миндалин сложное. Есть миндалины, выполненные только листоватым хлоритовым веществом с аномальной индигово-синей интерференционной окраской; в других—наряду с хлоритом присутствует кальцит, доломит и цеолит. При этом хлоритовое вещество обычно располагается по периферии миндалин, карбонаты же занимают центральные части.

Обычны также агрегаты кальцита и хлорита по крупным кристаллам неизвестного минерала, вероятно пироксена. Сохранившегося пироксена мало. Он образует мелкие кристаллики среди сильно вытянутых кристаллов плагиоклаза и принадлежит типичному авгиту.

Плагиоклаз—со специфическим столбчато-призматическим развитием, весьма основной, отвечает № 70—78.

Сравнительно мало в описываемой породе рудного минерала (магнетита)—до 3%. Апатит отсутствует. Много глинистого вещества.

Лейкократовое пироксеновое габбро. Внешне порода сходна с оливиновым габбро. Под микроскопом видно, что значительная часть

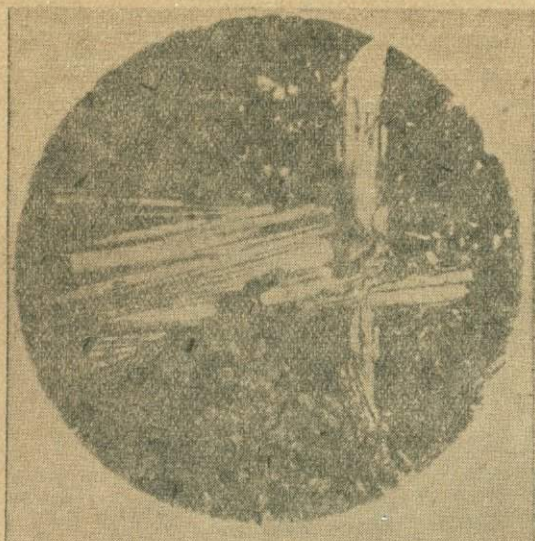


Рис. 21

Участок шлифа пироксенового габбро. Видны крупные, сложно-сдвойникованные кристаллы плагиоклаза, участки тонкокристаллического базиса и рельефные кристаллы пироксена. Южный склон Главного Кавказского хребта Ник. скр. ув. 32

породы состоит из сильно пелитизированного и кальцитизированного плагиоклаза. Значительно меньше, до 3%, в породе авгита и хлоритового вещества, образовавшегося по авгиту (рис. 21).

Актинолитизированное габбро обычно в массивах основных пород южного склона Главного Кавказского хребта. Макроскопически породы эти обычного для интрузивов данной области темнозеленого цвета, иногда почти черного, явно кристаллического сложения.

Для минералогического состава этих пород харак-

терен основной плагиоклаз (№№ 68—75), моноклинный пироксен, магнетит и многочисленные агрегаты слабоокрашенного актинолита и виридата (рис. 22).

Химический анализ габбро (обр. № 45 с), приводимый В. Н. Тюшовым (114) из района высот Халхи-Чинчар, дал следующие результаты:

SiO <sub>2</sub> . . . . .	48,94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	17,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13,11
FeO . . . . .	12,88
CaO . . . . .	3,26
MgO . . . . .	0,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	Следы
MnO . . . . .	0,64

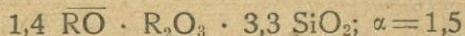


Рис. 22

Богатое цветными минералами актинолитизированное габбро с южного склона Главного Кавказского хребта Ник. пар. ув. 32

K <sub>2</sub> O . . . . .	1,05
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,19
H <sub>2</sub> O . . . . .	0,54
	98,75

Отсюда магматическая характеристика, по Ф. Ю. Левинсону-Лесингу:



Порода, анализ которой приведен, как видим, чрезвычайно богата железом, FeO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Содержание этих оснований несколько превосходит содержание таковых в типичных габбро, впрочем, незначительно.

К сожалению, для формации габбро нет больше химических анализов. Приведенный анализ, конечно, не отражает характера данных пород, если принять во внимание разнообразие минералогического состава, о чем можно судить по приведенным выше микропетрографическим описаниям.

В нескольких шлифах отмечено альбитизированное габбро с небольшими количествами ортоклаза. В этой интрузивной породе обычны агрегаты уралита, кальцита и бледнозеленого эпидота. Тем

не менее первичный минералогический состав в большинстве случаев устанавливается довольно хорошо: это плагиоклаз № 65—72, моноклинный пироксен и, как было отмечено, в ничтожном количестве ортоклаз. Обычны магнетит и лимонит; апатит редок, но встречается (рис. 23).

Кроме описанных габбро, обычными интрузивными породами южного склона Главного Кавказского хребта являются более или менее типичные диабазы. Названные породы представлены в виде двух разновидностей: крупно-кристаллических хлоритово-кальцитовых (кальцитизированных) диабазов и микродиабазов.

Хлоритово-кальцитовые диабазы пользуются весьма широким распространением в пределах тектонической области азербайджанской части Главного Кавказского хребта. Залегают диабазы в виде пластовых жил вполне синтетектоничных боковым породам и участвующих в общей складчатости.

Макроскопически диабазы грязнозеленого или серовато-зеленого цвета, кристаллического строения. Состав их довольно сложен, благодаря большому количеству вторичных продуктов. К. Н. Паффенгольд (115) отмечает до 60% хлоритового вещества в диабазах бассейна р. Белоканора. В некоторых диабазах намечается вариолитовое строение; в этих



Рис. 23

Участок шлифа пироксенового габбро с южного склона Главного Кавказского хребта. Видно прорастание крупного кристалла пироксена магнетитом. Без анализатора, ув. 90

случаях вариоли выполнены зеленоватым и бурым хлоритовым веществом и опалом и заключены в кристаллическую плагиоклазово-хлоритовую массу.

Главной составной частью диабазов является хлорит, затем следует плагиоклаз. Среди хлорита в некоторых случаях отмечены участки моноклинного пироксена.

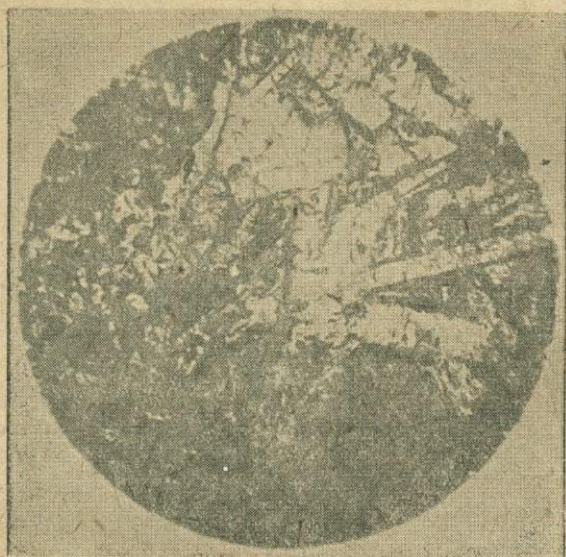


Рис. 24

Кальцитизированный и хлоритизированный диабаз с Южного склона Главного Кавказского хребта. Ник. скр., ув. 90

Во многих случаях хлорит производит впечатление образовавшегося за счет стекловатого базиса. Аналогичное предположение высказывает К. Н. Паффенгольц по отношению к хлоритовой массе диабазов бассейна р. Белокан-ора.

Плагиоклаз, как правило, весьма сильно разложен. Состав его определяется различно в различных шлифах описываемых пород. К. Н. Паффенгольц (115) отмечает в диабазах р. Белокан-ора андезия-лабрадор. С другой стороны, в некоторых диабазах из бассейна Туриан-чая были измерены плагиоклазы №№ 55-68; в отдельных случаях наблюдалось сложное строение кристаллов плагиоклаза: ядро оказывалось близким к среднему лабрадору (№ 65), затем шла широкая зона плагиоклаза № 38 и, наконец, отдельными бухточками выделялся уже вторичный альбит.

Плагиоклаз описываемых пород весьма интенсивно разложен преимущественно кальцитизацией, сосюритизацией и отчасти серицитизацией.

К. Н. Паффенгольц отмечает явные следы катаклаза в диабазах р. Белокан-ора, в других диабазах аналогичные явления также не представляют редкости.

Обычно следы катаклаза проявляются в том, что наблюдаются изогнутые кристаллы плагиоклаза, реже раздробленные, и в отдельных случаях наблюдаются изогнутые и разломанные кристаллы пироксена.

Пироксен моноклинный, близок по константам к авгиту; но, как правило, хлоритизирован, а иногда и уралитизирован. Обычны в описываемых породах лейкоксен, титаномагнетит, апатит, мусковит (серицит) и другие упоминавшиеся выше вторичные минералы (рис. 24).

О химическом составе диабазов южного склона Главного Кавказского хребта можно судить по следующим анализам (таблица 10), заимствованным из работы К. Н. Паффенгольца (115).

Таблица 10

Окислы	№ 49b	№ 124b	№ 149b
SiO <sub>2</sub> . . . . .	42,03	48,04	47,72
TiO <sub>2</sub> . . . . .	2,99	2,66	2,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13,32	11,89	14,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,23	1,87	1,17
FeO . . . . .	12,06	10,94	9,21
MnO . . . . .	0,45	0,27	0,22
MgO . . . . .	7,16	6,24	6,44
CaO . . . . .	8,39	10,73	7,55
Ma <sub>2</sub> O . . . . .	1,56	0,09	3,34
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,41	0,44	0,69
CO <sub>2</sub> . . . . .	4,67	2,76	2,17
H <sub>2</sub> O+ . . . . .	0,09	0,17	0,22
H <sub>2</sub> O- . . . . .	5,63	4,02	3,96
	100,49	100,17	99,81

Магматические характеристики, по Ф. Ю. Левинсону-Лессингу, приняли следующий вид:

$$\text{№ 49b} - 3,06 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5,39 \text{ SiO}_2; \alpha = 1,78; RO:R_2O = 13,7$$

$$\text{№ 124b} - 3,58 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 6,65 \text{ SiO}_2; \alpha = 1,86; RO:R_2O = 74,7$$

$$\text{№ 149b} - 2,88 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5,43 \text{ SiO}_2; \alpha = 1,85; RO:R_2O = 7,7$$

В приведенных анализах обращает на себя внимание чрезвычайно высокое содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO, вообще же, конечно, сильно разложенные вторичными процессами анализировавшиеся диабазы не дают возможности судить о составе магмы, давшей их, вследствие несомненного уноса и привноса вещества в результате вторичных процессов.

Микродиабазы представляют собой весьма тонкозернистые образования темнозеленого или зеленовато-коричневого цвета. Под микроскопом они представляют собой агрегат игольчатых кристаллов плагиоклаза № 50-52, тесно переплетающихся с участками хлорита, радиально-лучистыми агрегатами актинолита и редкими зернами пироксена. В микродиабазе довольно много кальцита, пелита и тонко распыленного магнетита.

Залегают эти породы в виде тел пластового характера.

К сожалению, некоторые исследователи, отмечавшие интрузивные породы на южных склонах Главного Кавказского хребта, склонны к объединению габбро и диабазов в одну формацию. Между тем, после просмотра геологических данных об интрузивах южного склона Главного Кавказского хребта, приводимых К. Н. Паффенгольцем (115), И. Н. Ситковским (116) и В. Н. Тюшовым (114), а равно в результате просмотра

многочисленных шлифов интрузивных пород из названной области, является совершенно очевидным независимое существование двух групп интрузивных пород — группы габбро и группы диабазов.

О распространении каждой из этих групп по имеющимся данным еще нельзя судить с достаточной точностью; несомненно только, что если диабазы являются довольно широко распространенными интрузивными породами и отмечаются почти вдоль всего Главного Кавказского хребта, до меридиана с. Исмаиллы на востоке, то габбро пользуются значительно меньшим распространением и отмечаются лишь спорадически, например, в районе гг. Гузур-дага, Самолоти, Халхи и некоторых других. В районе р. Белокан-ора К. Н. Паффенгольцем (115), а равно и И. Н. Ситковским (116), описаны лишь, повидимому, только довольно типичные диабазы со следами катаклаза и интенсивной хлоритизацией. В. Н. Тюшовым (114) упомянуты габбро-диабазы; встречены они им значительно восточнее бассейна р. Белокан-ора.

Из приведенных выше описаний и химических анализов интрузивных пород южного склона Главного Кавказского хребта совершенно очевидно, что диабазы бассейна р. Белокан-ора, а равно и хлоритово-кальцитовые диабазы и микродиабазы других частей этой области, резко отличаются от пород, описанных выше, повидимому впервые для азербайджанской части Кавказского хребта, под именем оливиновых и других габбро.

К. Н. Паффенгольд (115) отмечает явные следы катаклаза в диабазах, а В. Н. Тюшов — в некоторых своих габбро-диабазых; с другой стороны, никогда в шлифах габбро автором не были наблюдаемы следы катаклаза. В. Н. Тюшов не разграничивает габбро от диабазов, хотя сам отмечает, что „наравне с пластовыми интрузиями присутствуют и секущие, приуроченные к ядрам антиклинальных складок в перевальной части хребта“.

На основании сказанного вполне очевидно, что наличие двух интрузивных формаций в пределах тектонической области Главного Кавказского хребта является несомненным. Эти две формации хорошо индивидуализируются, как видим, и по составу и по своим взаимоотношениям боковых пород.

Гораздо сложнее вопрос о возрасте этих двух формаций. Противоречия между воззрениями на возраст описываемых интрузивов мы находим у К. Н. Паффенгольда, с одной стороны, и В. П. Ренгартена (117) и В. Н. Тюшова (114) — с другой. К. Н. Паффенгольд (115) возраст диабазов южного склона Главного Кавказского хребта определяет как юрский; В. Н. Тюшов склонен приписать им третичный возраст, В. П. Ренгартен считает диабазы моложе юры.

Нам теперь понятно, что указанное противоречие могло явиться прямым следствием неправильного смешения диабазов, несомненно юрских, с габбро, являющихся значительно более молодыми, поскольку В. Тюшов отмечает, что они рвут складчатость миоценового возраста.

Таким образом, для описываемой области намечается юрская (среднеюрская) диабазовая формация и верхнемиоценовая, представленная разнообразными габбро.

## У геотектоническая область

### Интрузивная формация Талыша

Работами И. А. Преображенского (29), П. П. Авдусина (1) и А. Ф. Михайлова (18, 19) петрографический состав интрузивных пород Талыша освещен достаточно подробно, но морфология массивов интрузивных пород, их внутренняя тектоника и связь с внешней тектоникой почти не подверглись изучению. Повидимому интрузии Талыша приурочены к дислокациям преимущественно диз'юнктивного характера. Но при этом, несмотря на ряд прямых указаний на наличие дислокации подобного рода в пределах Талыша, прямых данных о характере и размере тектонических смещений мы не имеем.

Некоторое недоумение вызывает то обстоятельство, что ни на геологической карте П. П. Авдусина (1), ни на карте А. Ф. Михайлова (18, 19) не показаны тектонические линии. Точно также непонятно, почему на упомянутых картах об'единены под одним условным обозначением и интрузивные породы габбро, и габбро тешенитового характера, и базальты несомненно эффузивного происхождения. Сказанное сильно затрудняет исследование интрузивов при необходимости дать полную петрографическую характеристику их, что является задачей данной статьи.

По данным Я. Д. Козина (16) интрузии габброидов Астаринского района во многих случаях приурочены к тектоническим смещениям сбросового характера и имеют неправильную форму. В других случаях они, возможно, носят пластовый характер, или представляют собой неправильной формы апофизы, приуроченные к напластованию. Довольно многочисленны дайки и жилы. Вообще же, площадное распространение интрузивных пород на территории Талыша невелико. Значительные массивы отсутствуют, но здесь следует подчеркнуть, что по имеющимся материалам еще нельзя точно установить распространение интрузивов Талыша.

Из описаний пород базальтовой серии и интрузивных габбро и габбропироксенитов, даваемых А. Ф. Михайловым и П. П. Авдусиным можно сделать заключение скорее о некоторых различиях магмы базальтов и интрузивных пород; в частности, различие имеется и в минералогическом составе; поэтому об'единение интрузивных пород и базальтов геологически неправильно.

Среди пород явно интрузивного характера, пользующихся распространением на территории Талыша, к настоящему моменту установлены следующие петрографические типы: ортоклазовое габбро, оливинное габбро, габбропироксенит, меланократовый габбропорфирит, лейкократовое габбро, сиенито-порфирит, диоритовый порфирит, авгитовый габбропорфирит, диорит-порфирит и анальцимовое габбро (тешенит).

Некоторые из перечисленных пород описаны автором по материалам, собранным Я. Д. Козиним. В габбро, описанных Авдусиным и А. Ф. Михайловым, интересной минералогической особенностью является присутствие анальцима. Трудно сказать, в какой мере эти породы соответствуют анальцимовому габбро из приведенного выше списка,

имевшемуся в коллекции Я. Д. Козина. П. П. Авдусиным отмечается довольно большое содержание анальцима в лейкократовых габбро одного из южных участков Талыша. Весьма возможно, что анальцимовые габбро пользуются распространением и в более северных частях Талыша, но к сожалению там сколько-нибудь детальных геолого-петрографических исследований еще не производилось.

Таким образом, весьма важной особенностью интрузивной формации Талыша является наличие в составе ее варьететов тешенитового типа и наряду с ними диоритовых и сиенитовых порфиров. Подобных ассоциаций в других интрузивных формациях Азербайджана не имеется.

Ортоклазовое габбро Талыша, описанное И. А. Преображенским, в минералогическом отношении представляет собой ассоциацию плагиоклаза, биотита, авгита, магнетита и ортоклаза. И. А. Преображенский отмечает, что „ортоклаз находится в трех видах—оболочками внутри кристаллов плагиоклаза, в промежутках между другими кристаллами и в отдельных кристаллах аллотриоморфных по отношению друг к другу“. Биотит отмечается в двух генерациях, причем начинается иногда как бы прорастание одной генерации другой. Во многих случаях биотит превращен в хлорит, или в переходный продукт между хлоритом и биотитом. Авгит преимущественно идиоморфный, нередко кристаллы его прорастаются плагиоклазом (пойкилитовое прорастание). Плагиоклаз основной—№ 72. Структура породы—мелкозернистая. Повидимому разновидностью этой породы является описанное И. А. Преображенским оливино-пироксеновое габбро с ортоклазом, встреченное по р. Вашару.

Порода отличается от предыдущей присутствием оливина (38%  $Fe_2SiO_4$ ) и наличием неопределенных бурых сильно двупреломляющих продуктов, вероятно, вторичного происхождения.

Оливиново-пироксеновое габбро отмечается И. А. Преображенским лишь в валунах р. Вашару. При офитовой структуре порода характеризуется следующей минералогической ассоциацией: плагиоклаз № 55—57, пироксен, оливин, магнетит. Макроскопически все породы темнозеленого цвета или, реже, пестрые (ортоклазовое габбро), явно кристаллического строения.

О химическом составе их можно судить по данным, приведенным в таблице анализов.

Габбро, описанные А. Ф. Михайловым (18) из бассейнов рр. Лякоарю, и Вери-арю подходят по составу к оливиново-пироксеновому габбро с р. Вашару, описанному И. А. Преображенским. В породах А. Ф. Михайлова отмечается та же минералогическая ассоциация: плагиоклаз № 56, авгит, оливин и биотит. Но структура этих пород порфировидная. Так называемое лейкократовое габбро А. Ф. Михайлова (18, 19) представляет собой обогащенную полевым шпатом разность ортоклазово-пироксенового габбро.

Тешенит или габбро-тешенит является довольно распространенной, интрузивной породой Талыша.

Соответствующее приведенным названиям габбро описано П. П. Авдусиным (1) из района пограничного поста Кяльваз. Порода серая, мел-

козернистая, минералогическая ассоциация; плагиоклаз № 53—70, авгит, серпентинизированный оливин, анальцим, магнетит, пирит, ильменит и апатит.

По химическому составу эта порода вполне соответствует тешениту, что можно видеть как из анализа ее, приведенного в таблице анализов под № 73, так и из сопоставления магматических формул:

анальцимовое габбро (Тальш) —  $2,14 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4,1 SiO_2$   $\alpha = 1,63$

тешенит с р. Иоры —  $2,15 RO \cdot R_2O_3 \cdot 4,2 SiO_2$   $\alpha = 1,69$

В коллекциях Я. Д. Козина (16) оказался тешенит со значительным содержанием анальцима (до 20%) при общем пироксенитовом характере породы. Кроме анальцима в породе присутствовал ромбический цеолит и минералы те же, что и в описанном оливиновом габбро. Структура — гипидиоморфная. Позднейшие вторичные продукты представлены вторичными биотитом, хлоритом, актинолитом, серицитом и каолинитом. Обязательно присутствуют магнетит и апатит.

Породы жильного характера, видимо, еще мало изучены. У И. А. Преображенского (29) мы находим описание сиенито-диорита, вероятно из краевой фации массивов основных пород (описано по гальке), а у А. Ф. Михайлова — описание сиенито-порфирита, габбро-порфирита (меланократового характера) и, наконец, биотитового пироксенита. Для всех пород характерен биотит; плагиоклаз, обычно №№ 40—60, в больших количествах содержится моноклинный пироксен (авгит) и однообразны акцессории, среди которых обязательно присутствует апатит.

В сиенито-порфирите, наряду с перечисленными минералами, присутствуют ортоклаз и анальцим и в небольшом количестве лучистый цеолит (?). Особенностью всех этих пород является гранитопорфировая структура. Наконец диоритовый порфирит отмечен автором среди коллекции Я. Д. Козина.

Как видно, все эти породы являются не минерало-химическими дифференциатами, а лишь структурными варьетами главных типов массивных интрузивных пород. Таким образом, имеем возможность установить следующие типы интрузивов: 1) тешенитовый, 2) габбровый 3) пироксенитовый. Последний представлен лишь в единственном случае, как отмечалось выше, биотитовым пироксенитом. Несомненно, порода эта связана с той же магмой, что и другие типы интрузивов.

Резюмируя сказанное, находим следующие общие черты всех пород тальшской интрузивной формации: 1) наличие апатита; 2) наличие биотита; 3) присутствие анальцима; 4) присутствие в некоторых габбро ортоклаза; 5) преобладание меланократового типа над лейкократовым среди жильной свиты; 6) один и тот же возраст.

Несоответствие геологического возраста интрузивной формации Тальша с офиолитами Малого Кавказа и особенности ее химико-петрографического состава — все это сближает интрузии Тальша не с курдистанскими офиолитами, как это принято думать, а с формацией тешенитов р. Иоры, описанной А. П. Герасимовым (10).

Общий возраст этих пород скорее всего соответствует миоцену, как это уже отмечалось автором (38).

## ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ НахАССР

В настоящей сводке является необходимым дать характеристику интрузивов и интересной в геологическом отношении НахАССР.

Интрузивные породы НахАССР описывались несколькими исследователями, но все эти описания или касались небольших групп интрузивных массивов, или касались лишь небольших участков территории. Более или менее полная сводка по интрузивам области дается К. Н. Паф-

фенгольцем (110), но работа эта еще не опубликована. Сводка И. А. Преображенского (28), составленная еще раньше содержит лишь краткую характеристику пород.

Автору в свое время пришлось познакомиться с коллекцией шлифов интрузивных пород с Конгуро-Алангезского хребта геолога А. К. Шиленко (102); позднее, в 1936 г. явилось возможным посетить главный массив интрузивных пород Конгуро-Алангезского хребта и, таким образом, полевыми наблюдениями пополнить данные макроскопи-



Рис. 25

Гранит с Конгуро-Алангезского хребта (взят близ вершины г. Капуджих). Ник. скр., ув. 42

ческого изучения интрузивных пород, правда, лишь восточной части НахАССР.

На территории всей области интрузивные породы концентрируются, главным образом, в восточных частях республики, в районе перевальной части и юго-западных и юго-восточных отрогов Конгуро-Алангезского хребта. Главный массив начинается несколько южнее вершины Капуджих и протягивается на юг более, чем на 25 км, постепенно расширяясь и захватывая все больше и больше площади Армении (на востоке) и НахАССР (на западе).

Западнее, в районе высот Иланду-даг и других, встречаются мелкие сравнительно лакколитообразные интрузивные тела, вероятно связанные с тем же магматическим очагом, что и главный Конгуро-Алангезский интрузивный массив.

Состав интрузивных массивов области весьма сложен. Тем не менее одной из особенностей их является полное преобладание кислых разновидностей пород гранитового типа над основными. Последние являются или жильными варьететами гранитовой магмы, или краевыми и апофизальными, во многих случаях не дифференциационными, а ассимилятивными типами пород, связанными геотектонически с главным массивом.

В результате изучения шлифов интрузивных пород НахАССР, произведенного автором (108), и просмотра имеющейся специальной литературы) 100, 109, 111, 112, 113, 123 и др.) является возможным установить наличие следующих петрографических типов в составе интрузивных массивов и интрузивных жил НахАССР.

Породы, преимущественно массивов: гранит (роговообманковый), аплит, гранодиорит (роговообманковый — биотитовый), кварцевый диорит, микродиорит, гранодиорит порфир, кварцеводиоритовый порфир, сиенито-диорит, кварцевый сиенито-диорит, кварцевый габбро-диорит, биотитовое габбро, диабаз.

Породы жильные: диабазовый порфирит, базальты (оливиновые и безоливиновые), диабазы, диоритовые порфириты, жильные андезиты.

Некоторыми исследователями описывались монцониты. Повидимому монцониты соответствуют тем породам, которые здесь описаны под именем сиенито-диоритов и габбро-диоритов. Последние названия несомненно лучше передают характер пород.

Граниты. Отмечены сходные по составу серовато-зеленые и розоватые крупнокристаллические граниты. Главную массу составляют серовато-зеленые. Структура—гранитовая. Порода состоит из слегка пелитизированного калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца и незначительного количества обыкновенной роговой обманки, зеленой и плеохроичной. Плагиоклаз был измерен универсальным методом:  $V N_g 80$ ;  $V N_m 32$ ;  $V N_p 62$ ;  $V = [001]$ ;  $2V = 82^\circ$ ; плагиоклаз № 32. Плагиоклаз идиоморфен по отношению к кварцу и калиевому полевоому шпату. Из аксессуариев—магнетит. Лишь в незначительном количестве мелкими листочками присутствует биотит (рис. 25 и 26).

Гранит-аплит—сероватого цвета, тонкозернистый. Структура—аплитовая (паналлотриоморфная). Порода состоит из почти целиком серицитизированного калиевого полевого шпата, редко дающего сохранившиеся



Рис. 26

Богатый кварцем гранит с Конгур-Алангезского хребта. Ник. скр., ув. 32.

участки, затем кварца, мусковита и вторичных продуктов. Плаггиоклаз в весьма небольшом количестве. Немного присутствует магнетита, несколько раз отмечен апатит кристаллами игольчатого габитуса.



Рис. 27

Гранодиорит с Конгур-Алангезского хребта. Порода состоит из плаггиоклаза № 34—38, ортоклаза, кварца и в ничтожных количествах биотита и амфибола. Ник. скр., ув. 32

породе до 20% (довольно много каолинизированного ортоклаза). Нередко кварц находится в пегматитовом сростании с ортоклазом. Окрашенные минералы представлены хлоритизированной обыкновенной зеленой роговой обманкой и биотитом. В виде аксессуаров — титанит (одно зерно) и рудные минералы (мало) (Рис. 27 и 28).

Метаморфизованный гранодиорит. Серая довольно хрупкая порода, среднезернистая. Структура гранитовая. Порода состоит из сплошь каолинизированного и серицитизированного полевого шпата, точно неопределимого, но, вероятно, калиевого, судя по характеру вторичных продуктов, отчасти из более или менее сохранившегося плаггиоклаза

Аплит. Макроскопически характерного розового цвета, плотного, но явно кристаллического строения. Под микроскопом — структура аплитовая; минералогический состав — кварц и калиевый полевой шпат. В незначительном количестве апатит и мусковит.

Гранодиорит (роговообманково-биотитовый). Макроскопически сходен с гранитом. Структура гранитовая. Порода состоит из ортоклаза, плаггиоклаза (центральный андезин), кварца и в незначительном количестве присутствующих окрашенных минералов. Кварца в

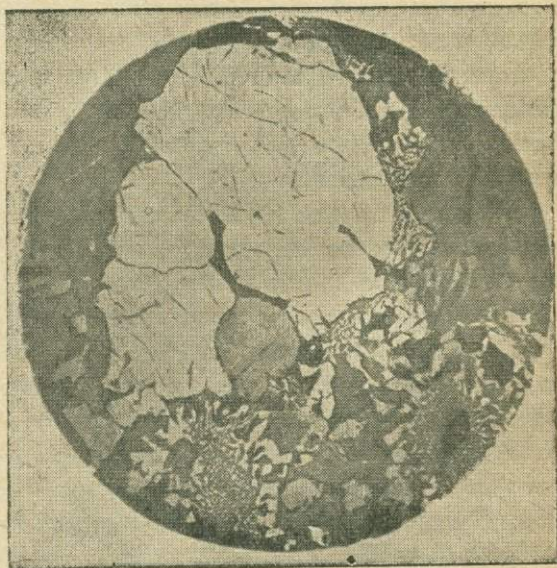


Рис. 28

Гранодиорит с гранофировой структурой. Ник. скр., ув. 13

или менее сохранившегося плаггиоклаза

(№№ 34—38), кварца и хлоритизированной роговой обманки, образующей специфические чрезвычайно вытянутые по [001] кристаллы (отношение  $m:n = 8:1$ ). Рудный минерал присутствует в небольшом количестве и своим появлением явно связан с хлоритизацией роговой обманки.

**Кварцевый диорит.** Среднезернистая, а иногда и тонкозернистая порода зеленого цвета, с наклоном иногда к порфиroidному строению. Структура гранитовая. Состав весьма несложен: отмечены кварц (до 20%), вполне ксеноморфный, затем плагиоклаз № 35—48 (до 60%), биотит и авгит (последнего до 10%). В ничтожных количествах апатит, сфен, титанит и магнетит.

**Микродиориты.** Отмечены на малом перевале через Конгуро-Алангезский хребет, возле варшины Капуджих. Макроскопически — серовато-зеленого цвета, тонкозернистого строения. Состав плагиоклаза № 30—35, часто зональный; авгит, биотит, в некоторых случаях роговая обманка. Довольно обычен пирит и магнетит. Структура обычная панидиоморфнозернистая.

**Гранодиорит-порфир.** Серовато-зеленая, порфиroidная порода. Структура гранитопорфиroidная (основная масса микрогранитовая). Порода весьма сильно разложена, главным образом, пелитизацией. Вкрапленники принадлежат совершенно разложенному и неопределимому полевому шпату, лишь по рельефу отдельных участков, видимо, представлявшему собой плагиоклаз. Интенсивная каолинизация, видимо, говорит и за наличие калиевого полевого шпата. Вкрапленники темного минерала принадлежат роговой обманке. Последняя в сильной степени подвергалась эпидотизации и хлоритизации. Некоторые из фенокристаллов ее сплошь или частично замещены хлоритом и изредка эпидотом, но сохраняют кристаллографические очертания и дают характерные разрезы со спайностями, пересекающимися под углами  $54-56^\circ$ . Хлорит, образующийся по роговой обманке, характерный, бледнозеленый, плеохроичный. Сохранившиеся участки роговой обманки показывают сильное двупреломление ( $0,021-0,023$ ) и характерное угасание ( $N_g: [001] = 15-17^\circ$ ). Изредка образуют двойники. Отдельные участки хлорита производят впечатление образовавшихся по биотиту. Рудный минерал редок и явно связан своим появлением с процессом хлоритизации роговой обманки. Весьма редки участки (вкрапленники) первичного кварца.

**Роговообманковый кварцеводиоритовый порфир.** Зеленого цвета, кристаллическая, гранитопорфиroidная порода. Структура голокристаллически-порфиroidная. Структура основной массы микрогранитовая. Фенокристаллы принадлежат плагиоклазу, почти целиком замещенной вторичными продуктами роговой обманки, и в одном случае отмечен вкрапленник титанита. Част кварц. Плагиоклаз вкрапленников соответствует кислому андезину, отсюда — плагиоклаз микрогранитовый основной массы близок к центральному олигоклазу. Основная масса кварцевополевошпатовая, сильно загрязнена глинистыми продуктами выветривания. Появление каолинита, вероятно, связано с присутствием в основной массе наряду с плагиоклазом и калиевого полевого шпата.

Вкрапленники плагиоклаза всегда почти обнаруживают зональность. При этом, наряду с обычно зональными кристаллами, присутствуют явно регенерированные кристаллы. В одном случае можно видеть, как резорбированный кристалл плагиоклаза затем был восстановлен с развитием характерных граней. Показатель преломления внешней каймы больше показателя преломления канадского бальзама.

Два фенокристалла плагиоклаза были измерены универсальным методом:

1— $BN_g$  64;  $BN_m$  26;  $BN_p$  87;  $B = [001]$ ;  $2V = 84^\circ$ ;  $2V' = 84^\circ$ ; плагиоклаз 37.  
2— $BN_g$  62;  $BN_m$  28;  $BN_p$  88;  $B = \perp (021)$ ;  $2V = 80^\circ$ ; плагиоклаз № 35.

Вкрапленники кварца довольно часты, но мелки и слабо резорбированы.

Вкрапленники окрашенного компонента, судя по редким характерным разрезам, принадлежали роговой обманке. Последняя нацело замещена хлоритом и сопровождавшими хлоритизацию выделениями рудного минерала. Последний идиоморфными кристаллами, рассеянными по всему шлифу, присутствует и как магматический минерал.

Сиенито-диорит. Среднезернистая порода, сероватого цвета. Структура гипидиоморфнозернистая. Порода состоит из плагиоклаза (средний андезин), в небольшом очень количестве калиевого полевого шпата, моноклинного пироксена и роговой обманки. Рудный минерал (магнетит) рассеян по всему шлифу. Порода сильно выветрелая.

Кварцевый сиенито-диорит. Порода сходна с сиенито-диоритом. Структура гранитовая. Порода весьма лейкократовая; окрашенный минерал присутствует не более, чем в количестве 8—9%. Главная роль в составе породы принадлежит ортоклазу, и в незначительных количествах имеется кварц (7—8%) и окрашенные минералы—биотит и акцессории.

Плагиоклаз представлен олигоклазом (№№ 24—27), определен по углам угасания в разрезах  $\perp M$ , обычно зональным в нормальном порядке и образующим полисинтетические двойниковые сростки. Некоторые кристаллы олигоклаза обрастают тонкой каемкой калиевого полевого шпата, причем граница между последними и известковисто-щелочным полевым шпатом довольно резкая. Аналогичное явление отмечалось в кавказских породах, например Б. Грушевым (7) в гранодиоритах Аллавердов. Размеры кристаллов плагиоклаза достигают 3—5 мм по максимальному измерению, но чаще более мелкие—0,5—1,8 мм. Плагиоклаз явственно идиоморфен по отношению к ортоклазу. Ортоклаз в крупных идиоморфных зернах интенсивно каолинизирован, отчасти серицитизирован.

Биотит встречен мелкими листоватыми зернами и пачками, плеохроичный от желтовато-зеленого до коричневатого-бурого цветов. В разрезах по  $[001]$  весьма бледно окрашен в желтоватые тона. Кварц—небольшими, вполне аллотриоморфными участками.

Сиенито-диоритовый порфир. Структура гранитопорфировая. Крупные фенокристаллы принадлежат плагиоклазу. Плагиоклаз сильно литизирован и с трудом поддается измерению. Определены № 37—40

по углам угасания в разрезах  $\perp$  М. Крупные реликтовые фенокристаллы неопределимого окрашенного компонента сплошь замещены вторичными продуктами—хлоритом, сопровождающим хлоритизацию магнетитом, и мелколистоватыми агрегатами вторичного биотита. Последние иногда почти целиком заполняют участки, принадлежащие окрашенному минералу. Вторичный биотит, кроме того, более или менее равномерно рассеян по всей породе мельчайшими лейстами, характеризующимися сильным типичным плеохроизмом и высоким двупреломлением. Основная масса состоит из малоразложимого агрегата пелитизированного полевого шпата, вторичного альбита, хлорита и мельчайших лейсточек биотита—рассеянными зернами магнетита. Редкими участками в породе—вторичный и частью первичный кварц. В виде аксессуарий—тончайшие иголки апатита.

**Кварцевый роговообманковый габбро-диорит.** Темнозеленого цвета плотная порода. Структура гипидиоморфнозернистая. Порода состоит из плагиоклаза, роговой обманки, первичной и уралитизированной, в незначительном количестве присутствующего пироксена, кварца и аксессуариев. Плагиоклаз определен как центральный андезин-лабрадор, образует небольшие вытянутые по [001] лейсты и прорастает иногда кварц. Порода довольно меланократовая. Окрашенный минерал присутствует в отношении 1:1 с салическими минералами. Аксессуарии: апатит, магнетит и пирит. Вторичные продукты—хлорит, цоизит, серицит и пелитовые образования.

**Биотитовое габбро.** Среднезернистая, темнозеленая порода. Структура гипидиоморфнозернистая. Среднезернистая. Порода состоит приблизительно в пропорции 1:1 из плагиоклаза и цветных минералов. Как аксессуарии присутствуют пирит и магнетит, в ничтожном количестве апатит.

Плагиоклаз некрупными кристалликами с полисинтетической двойниковой структурой, реже простыми двойниками и тройниками, иногда частично пелитизированный, но обычно свеж. В некоторых кристаллах плагиоклаза волнистое погасание и слабая зональность.

Универсальным методом были измерены два кристалла плагиоклаза, доказавших аналогичный состав:

1— $BN_g$  61,6;  $BN_m$  74;  $BN_p$  33;  $B = [001]$ ; плагиоклаз № 66;

2— $BN_g$  39,5;  $BN_m$  60;  $BN_p$  68;  $B = \perp (010)$ ; плагиоклаз № 67.

Рудный минерал в некоторых случаях заключен в зернах плагиоклаза.

Первичные темные минералы представлены моноклинным пироксеном и биотитом. Моноклинный пироксен образует крупные кристаллы изометрического габитуса, в проходящем свете бесцветен, или слабо окрашен в бледнозеленовато-желтые тона. Отдельными участками кристаллы его уралитизированы. Вторичная роговая обманка весьма характерна, окрашена (в зеленый цвет) и плеохроична. Для одного из кристаллов моноклинного пироксена получены следующие данные: угасание— $N_g [001] - 42$ ,  $2V = 52^\circ$ ,  $N_g - N_p = 0,028 - 0,029$ . По Винчеллу, константы

моноклинного пироксена, таким образом, соответствуют 55% диопсида, 27% геденбергита и 18% клиноэнстатита.

Биотит присутствует в количестве около 15—17%. Обычный, коричнево-красный, плеохроирующий от бледножелтого до темнокоричневого.

Диабаз. Черная, мелкозернистая порода. Структура диабазовая (анхимикродиабазовая). Полевой шпат представлен исключительно плагиоклазом, сильно разложенным пелитизацией, серицитизацией и каолинизацией. Состав плагиоклаза приблизительно определен в пределах №№ 50—58. Между удлинёнными лейсточками плагиоклаза распределяются бесформенными участками и пленками хлорит и зерна пирита и магнетита. В незначительном количестве, небольшими участками—вторичный кварц.

Роговообманковый диабазовый порфирит. Черновато-зеленого цвета гранито-порфировая порода. Структура порфировая. Структура основной массы микродиабазовая. Вкрапленники незначительных размеров (до 0,3—0,4 мм по максимуму) и представлены, главным образом, роговой обманкой и в меньшей степени—средним андезин-лабрадором. Помимо настоящих фенокристаллов, в породе присутствуют крупные, до 3—4 мм по максимальному измерению включения кислого плагиоклаза (почти центральный андезин), растрескавшиеся и окруженные тонкой каемкой из полевошпатового вещества, а затем—более широкой, почти непрозрачной, но сильно поляризующей каймой из неопределимого в шлифе вещества (ср. опацизацию темных минералов). Указанная кайма, вероятно, реакционного происхождения, причем образование ее сопровождалось частичной ресорбцией плагиоклаза. Более точно судить об этом явлении без применения иммерсии является затруднительным. Основная масса полевошпатово-роговообманковая, причем роговая обманка весьма часто нацело замещена хлоритом.

Вообще порода довольно сильно разложена пелитизацией и хлоритизацией. Довольно много в породе непрозрачного минерала (магнетита), распределяющегося довольно равномерно мелкими зернами и кристалликами. В виде акцессориев—титанит и апатит. Порода довольно близко соответствует породе, описанной В. Н. Лодочниковым (109) под именем порфирового андезин-диабаз.

Жильные породы НахАССР, сопровождающие лакколиты интрузивных пород явно глубинного типа, описывались многими исследователями. К. Н. Паффенгольц (110) отмечает в своей обширной работе следующие типы жильных пород: оливиновые базальты, безоливиновые базальты, андезиты (разнообразные), спессартиты, диоритовые порфириты и диабазы. Названия определяют характер этих пород.

Химико-петрографический состав интрузивов НахАССР и петрология массивов изучены еще недостаточно. На основании одного химического анализа гранодиорита с г. Илан-даг, приводимого К. Н. Паффенгольцем (110), можно, пожалуй, сделать вывод об общности магмы кислого типа нахичеванских интрузивов с магмой третичных интрузивов гранитового типа Курдистана и Карабаха; тем не менее, необходимо отметить и то обстоятельство, что петрология интрузивов Нах АССР

гораздо сложнее, нежели интрузивов названных областей, и дальнейшее более тщательное изучение интрузивов НахАССР может быть приведет к иным выводам.

Химический анализ гранодиоритов с Илан-дага К. Н. Паффенгольц приводит в следующем виде:

SiO <sub>2</sub> . . . . .	62,66	FeO . . . . .	1,02	K <sub>2</sub> O . . . . .	2,81
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,45	MnO . . . . .	0,05	Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	16,92	CaO . . . . .	4,62	H <sub>2</sub> O+ . . . . .	1,04
FeO <sub>3</sub> . . . . .	3,25	MgO . . . . .	2,58	H <sub>2</sub> O— . . . . .	0,75
					99,85

Вычисленная отсюда магматическая характеристика, по Ф. Ю. Левинсону-Лессингу, приняла следующий вид:

$$1,3\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5,6 SiO_2; R_2O : RO = 1 : 1,8; \alpha = 2,6; \beta = 41$$

Как видно из анализа, в составе магмы интрузивов НахАССР наблюдаются те же особенности, что и отмечавшиеся выше по отношению к интрузивам I, II, III и IV областей Азербайджана, а именно мы видим опять гранодиоритовый тип магмы, характеризующейся преобладанием Na<sub>2</sub>O над K<sub>2</sub>O при небольшом, вообще говоря, содержании щелочей.

К. Н. Паффенгольц (110) отмечает, что „Основным признаком лакколитовых пород Нахкрая является их порфирированность и полная кристаллизованность основной массы в смесь из кварца полевых шпатов. Несомненно, что породы всех лакколитов принадлежат к общему магматическому очагу“.

Указанное замечание справедливо в полной мере для мелких лакколитов НахАССР, что касается главного, названного нами Конгур-Алангезским, интрузивного массива, то здесь преобладают массивно-кристаллические разновидности интрузивных пород. Обычны здесь также пегматиты кислой магмы и грейзены и кварцолиты.

Вряд ли поэтому будет правильным относить интрузивы Конгуро-Алангезского хребта к тоналитам, как это сделала в свое время В. Девиз (123), так как хотя некоторые разновидности интрузивов Конгуро-Алангезского хребта и близки к подобному типу пород, тем не менее, как видим, многочисленны и другие, далекие от тоналитов типы пород, близкие к гранитам и собственно-гранодиоритам.



Рис. 29

Кварцевый диорит из Зангеланского района.  
Ник. скр., ув. 22

Почти для всех интрузивов НахАССР можно установить факт прорыва ими вулканогенной серии эоцена, почему и возраст следует им приписать третичный. Повидимому интрузии в НахАССР происходили в ту же геологическую эпоху, что и кислые интрузии Курдистана.

Контактные явления, связанные с описанными интрузиями, выражены довольно типично. В отдельных случаях наблюдаются гранатовые скарны, большим же распространением пользуется появление роговиков в контактах интрузивов с мергелями. Обычны также в контактах интрузивов с песчаниками осветленные и уплотненные кремнисто-карбонатные породы или просто сильно уплотненные песчаники.

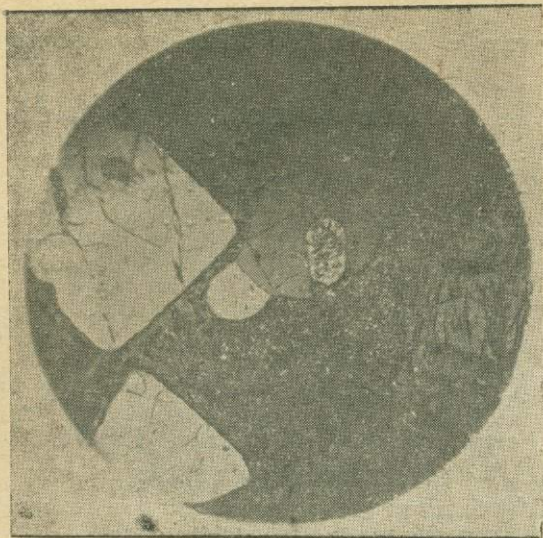


Рис. 30

Кварцевый порфир, интрузивный. Зангеланский район. Гик. скр., ув. 22

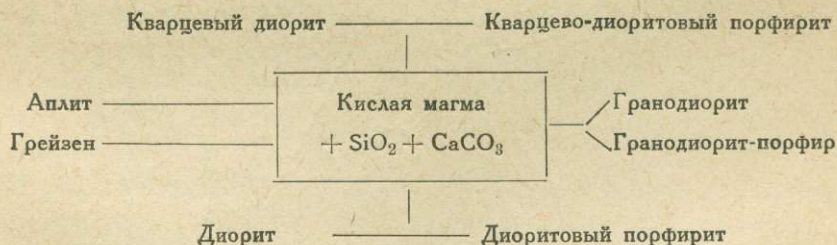
Вулканические породы эоценовой толщи подвергались иногда на значительных площадях кварцитизации, каолинизации, алунитизации и пиритизации (рис. 29 30).

## ХИМИЗМ ИНТРУЗИВОВ И ЯВЛЕНИЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ И АССИМИЛЯЦИИ

### Общая химико-минералогическая характеристика гранодиоритов

Следует отметить, что данных о химическом составе гранодиоритов третичного возраста еще очень мало. Для описываемой формации является возможным судить о химическом составе лишь одного из типов гранитоидов, а именно гранодиорита из района с. Авзутаги. Химический анализ (№ 25 по таблице анализов) дает возможность сделать вывод о весьма слабощелочном, но щелочно-земельном характере этой породы. Подобный характер гранитоидов постоянен для всех областей Малого Кавказа, причем сохраняются обычно и минералогические особенности, отражающие химический состав, а именно: резкое преобладание известково-натрового полевого шпата над щелочным.

Схему дифференциации кислой магмы можно представить в следующем виде:



В гранитоидах описываемой области хорошо устанавливается связь минералогического состава с химическим. Если просмотреть данные количественного минералогического анализа главных типов пород, сведенных в таблице минералогического состава, то можно сделать следующие выводы:

- 1) гранитоиды обогащены кварцем,
- 2) гранитоиды обогащены плагиоклазом,
- 3) гранитоиды обеднены окрашенными минералами.

Количество кварца обычно превосходит нормальное его содержание в пределах серии гранодиорит—кварцевый диорит.

Наряду с этим очень мало для подобных пород нормального типа щелочного полевого шпата. Шлиры аплита невелики и редки, но зато имеются грейзены и меланократовые породы жильной серии. Выводы напрашиваются сами собой.

Принимая во внимание явные признаки ассимиляции боковых пород в виде наличия ксенолитов и минерала апатита, можно представить, что

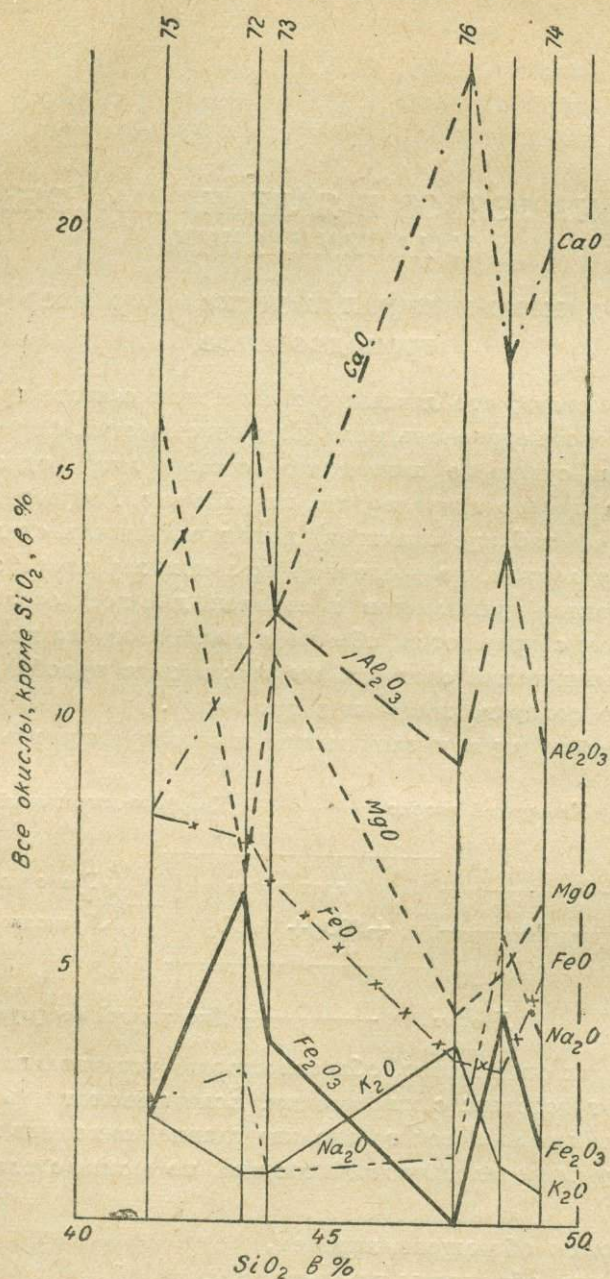


Рис. 31

Диаграмма химического состава интрузивных пород Талыша. Номера вертикальных прямых соответствуют порядковым номерам сводной таблицы анализов

гранитоиды описываемой области явились результатом дифференциации нормальной гранитовой магмы, но ассимилировавшей значительные массы кварцево-кальцитовых пород. Такими породами могли явиться, напри-

мер, более или менее силицифированные известняки, а как-раз такие породы широко известны в области распространения гранодиоритов и кварцевых диоритов.

### Общая химико-минералогическая характеристика интрузивов Талыша и роль процессов ассимиляции и дифференциации в их образовании

Интрузивные породы Талыша являются чрезвычайно своеобразной группой пород для Азербайджана, обладающей специфическими чертами химического и минералогического состава и приуроченной к вполне самостоятельному интрузивному циклу.

На рис. 31 дана сводная графическая интерпретация химических составов нескольких анализировавшихся пород из интрузивной формации Талыша. Наиболее существенными выводами, которые позволяет сделать эта диаграмма, будут следующие:

- 1) породы обладают повышенной щелочностью против нормального типа;
- 2) количественные соотношения между щелочами Na и K изменчивы;
- 3) содержание отдельных окислов ( $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $MgO$ ) весьма сильно колеблется даже в близких типах;
- 4) некоторые породы богаты  $K_2O$ .

В некоторых случаях породы носят явно гибридный характер (кварц и ортоклаз в габбро); основные же признаки имевшей место ассимиляции всегда налицо. К сожалению, почти полное отсутствие данных о контактах, ксенолитах и характере других боковых пород не позволяет проследить характер привноса материала вследствие ассимиляции. Отсутствие же данных о количественных соотношениях отдельных типов пород, не позволяет делать точных выводов о характере родоначальной магмы.

Для минералогической характеристики пород Талыша можно упомянуть специфическую для этих азербайджанских интрузивов минералогическую ассоциацию в виде основного плагиоклаза, ортоклаза, анальцима, биотита, авгита, оливина и апатита.

### О дифференциации магмы при образовании среднеюрских интрузивов

Для диоритовой формации среднеюрского возраста мы располагаем сравнительно небольшим количеством данных химико-минералогического характера. На основании приведенных в таблице минералогического состава результатов подсчета относительных количеств главных породообразующих минералов, а также на основании полевых наблюдений можно сделать вывод, что исходным типом для всех пород этой формации был тип диоритовый. При этом следует отметить, что вряд ли ассимиляция играла какую-либо роль в образовании отдельных членов формации, ввиду близости состава боковых пород к составу интрузивов.

Таким образом, схему дифференциации для пород среднеюрской формации можно представить в следующем виде:



Минералогическая ассоциация для всех пород — плагиоклаз, ортоклаз, кварц, амфибол, пироксен, биотит, апатит, рудные минералы. Характерны хлорит, кальцит, альбит.

Интересно отметить, что в то время как в северных частях НКАО породы среднеюрской диоритовой формации в отдельных случаях приближаются даже к таким основным типам, как габбро-диориты, в более южных частях мы имеем гораздо более кислый тип. Так, например, в южной части НКАО из района с. Большой Таглар были описаны довольно лейкократовые диориты, существенно состоящие из плагиоклаза, близкого к андезину, и амфибола, относительное количество которого достигало 20—24%. Вблизи этих выходов отмечались диориты и с некоторым количеством кварца. Повидимому такие изменения петрографического состава следует связывать все же с явлениями ассимиляции.

### Формация гранитоидов северо-восточной части Малого Кавказа верхнемелового возраста

Бесспорно, названная интрузивная формация является одной из самых важных по своей роли в металлогении Азербайджана. Поэтому можно было бы ожидать, особенно принимая во внимание в общем значительное количество работ, касающихся интрузивных пород этой формации, что вопросы петрологии нашли в этих работах свое отражение. Однако это не так. Многие вопросы петрогенезиса гранитоидов Малого Кавказа почти не освещены в современной литературе.

Общие соображения о явлениях ассимиляции и дифференциации в процессе формирования данного интрузивного комплекса высказывает лишь И. Н. Ситковский (66); по отношению к дашкесанской интрузии схему петрогенезиса пытается дать Кремчуков. Обе эти работы как будто не опубликованы. В. Н. Лучицкий (17), принимая без всякой критики соображения Кремчукова, включил их в свою сводку. Между тем Кремчуков трактует процесс дифференциации магмы при формировании Дашкесанского интрузивного массива в такой форме, с которой согласиться никак нельзя; мало того, в его схеме имеются существенные противоречия, целиком повторяемые и В. Н. Лучицким. Последний автор, кроме того, допускает противоречия и между некоторыми своими положениями. Ниже мы на этом еще остановимся, теперь же можно перейти к некоторому освещению основных вопросов петрогенезиса в пределах имеющихся возможностей.

Повидимому никаких сомнений не возникает в общности магмы для всей группы интрузии нашей I тектонической области. Действительно,

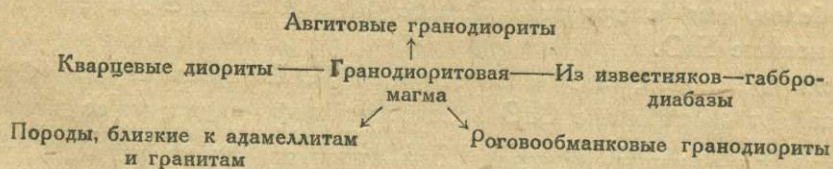
приведенные выше многочисленные описания пород этих интрузий и химические анализы показывают очевидное сходство, даже иногда полную аналогию, всех существенных особенностей большей части наиболее важных групп пород, входящих в состав всех выделенных интрузивных групп описываемой формации.

С той же очевидностью можно отметить наличие в истории формирования данного интрузивного комплекса нескольких разделенных небольшими промежутками времени инъекций магмы, правда близкой по составу и связанной с одним магматическим очагом. Таким образом, казалось-бы, что при разрешении вопроса о характере магмы не может возникнуть каких-либо затруднений; к сожалению, ревизия всех данных о площадном распространении и магмотектонике интрузивных массивов заставила притти к выводу, что на данном этапе изучения интрузивов северо-восточной части Малого Кавказа нельзя еще делать выводов по целому ряду вопросов петрографии.

Средний состав магмы описываемых интрузий был вычислен И. Н. Ситковским (67) по сравнительно небольшому количеству химических анализов, без учета объемных значений отдельных фаций интрузивных массивов, так как детального картирования интрузивов описываемой формации еще не производилось. Поэтому И. Н. Ситковский впал в существенные противоречия, считая родоначальную магму гранодиоритовой; средний же, им же вычисленный состав соответствует составу более или менее типичного бескварцевого диорита (67).

Просмотр таблицы анализов и обзор площадного распространения отдельных петрографических типов в интрузивных массивах показывают, что родоначальной магмой интрузивов описываемой формации должна была быть магма, весьма близкая к гранодиоритовой, с некоторыми особенностями, отличающими ее от этого типа. Повидимому этими особенностями были несколько повышенная кислотность и пониженная щелочность.

Переходя к выяснению сравнительной роли ассимиляции и дифференциации в процессе образования всего несомненно разнообразного петрографического комплекса данной формации, мы тотчас же сталкиваемся с некоторыми неясностями, или даже, как отмечалось выше, противоречиями в работах некоторых авторов. В. П. Лучицкий (17), по Кремчукову, принимает следующую дифференциационную связь между различными породами дашкесанской интрузии:



С другой стороны, В. Н. Лучицкий отмечает наличие „переходов“ между габбро-диабазами и гранодиоритами в северной части дашкесанской интрузии, у контакта ее с туфогенными породами. Весь ряд представлен в следующем виде: габбро-диабазы, габбро-диориты, кварцевые

диориты, гранодиориты. Здесь напрашивается вопрос, соответствуют ли габбро-диабазы данного ряда тем габбро-диабазам, которые получаются из гранодиоритовой магмы согласно вышеприведенной дифференциационной схеме путем ассимиляции СаО из известняков. Повидимому соответствуют, так как В. Н. Лучицкий отмечает что „гранодиоритовые породы и их спутники образуют ряд тесно связанных друг с другом массивов, располагающихся, как указано было выше, как бы по кругу“

Здесь возникают два вопроса: во-первых—достаточен ли и нужен ли привнос в гранодиоритовую магму только СаО для получения габброидов и, во-вторых, что подразумевают В. Н. Лучицкий и Кремчуков под термином габбро-диабаз?

На первый вопрос необходимо ответить отрицательно. В самом деле известно, что состав гранодиоритовой магмы отличается от состава габбро-диабазового типа породы в том его виде, в каком является возможным определить его по анализам габбро и диабазов, даваемых В. Н. Лучицким (92), не только содержанием СаО, но и содержанием других компонентов. Для иллюстрации сказанного в таблице 13 приводится содержание восьми главных оснований для среднего гранодиорита диабаза и габбро, по Дели (таблица 11). Из таблицы видно, что если в

Таблица 11

Таблица средних анализов габбро, диабаза и гранодиорита, по Дели

Окислы	Средний состав 41 габбро	Среднее из 20 анализов диабазов	Среднее из 12 анализов гранодиоритов
SiO <sub>2</sub> . . . . .	48,24	50,12	65,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	17,88	15,68	15,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,16	4,55	1,64
FeO . . . . .	5,95	6,73	2,66
MgO . . . . .	7,51	5,85	2,17
CaO . . . . .	10,99	8,80	4,66
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,55	2,95	3,82
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,89	1,38	2,29
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,97	1,41	0,54
H <sub>2</sub> O . . . . .	—	1,93	1,09

гранодиорите, по сравнению с той породой, которая по своему составу может быть названа габбро-диабазом, всего в два раза меньше СаО, то зато более, чем в три раза меньше MgO и почти в два с половиной раза меньше FeO.

Если допустить, что в обогащенной СаО гранодиоритовой магме произойдет обособление СаО вследствие дифференциации ее в той пропорции, которая необходима для получения габбро (и габбро-диабазов) вместе с привнесенной СаО, то очевидно, что должны получиться наряду с габброидами крайне своеобразные породы, обедненные СаО, но относительно богатые щелочами. Таких пород нет в дифференциационной схеме В. Н. Лучицкого и Кремчукова, поскольку они отсутствуют в Дашкесане. Трудно себе представить и такой странный ход дифферен-

циации, который, как видим, необходим для обособления фации габбро-диабазов.

Со сказанным хорошо согласовываются описанные в литературе случаи образования пород путем взаимодействия гранитовой магмы и известняков. Подобные случаи описаны, например, Бреггером (100), Эскола (101), и многочисленные примеры из работ Элсворта, Моленграфа, Лакруа и других приводит в своей известной книге Дэли (91).

Как правило, в результате взаимодействия гранитной магмы и известняков габбро не получаются. Зато обычны аномальные интрузивные породы, содержащие кальцит в виде граносиенитов с кальцитом (Лакруа), или кальцитовых гранитов и святоносситов (Бреггер, Эскола).

В схеме дифференциационной связи интрузивов Дашкесана, даваемой Кремчуковым и приводимой без всяких оговорок В. Н. Лучицким (17), обращает на себя внимание, как это было отмечено выше, габбро-диабаз, который является первым звеном дифференциационной серии габбро-диабаз—гранодиорит, даваемой Кремчуковым. Здесь можно отметить, что схема Кремчукова вовсе не соответствует ряду габбро-диабаз—габбро-диорит—кварцевый диорит—гранодиорит, так как нельзя допустить возможность получения габбро-диабазы из гранодиоритовой магмы путем добавления в нее СаО, как это изображено на схеме.

Но тут возникает еще и другой вопрос—что, собственно говоря, представляет собой габбро-диабаз. Судя по схеме Кремчукова, эта порода наиболее обогащена СаО, между тем нам известно, что диабазы это понятие не столько химико-петрографическое, сколько геологическое. Именно так трактует эти породы В. Н. Лучицкий (92). Мало того, многочисленные анализы, приводимые этим автором (92), показывают, что диабазы, а следовательно и габбро-диабазы, оказываются несколько обедненными СаО по сравнению с габбро. Средние цифры, даваемые Дэли (91) и приведенные выше, опять-таки подчеркивают это различие между габбро и диабазами. Поэтому и вызывает недоумение включение В. Н. Лучицким схемы Кремчукова в свою сводку (17) без каких-либо изменений.

Наблюдения К. Н. Паффенгольца (23) в Дашкесане, а позднее и автора (89) не подтверждают схемы Кремчукова. Автором нигде не было отмечено тех переходов между габбро и гранодиоритами, о которых пишет Кремчуков.

Довольно подробно останавливается на взаимоотношениях отдельных типов и групп пород в значительной части массивов описываемой формации И. Н. Ситковский (67). Из своей схемы дифференциации указанный автор исключает группу мехманинских интрузий, объединяя все остальные. Роль ассимиляции И. Н. Ситковский в процессе образования указанной формации не переоценивает, даже наоборот, в отдельных случаях недооценивает. К сожалению, И. Н. Ситковский впадает в ту же ошибку, что и Кремчуков, придавая привнесу СаО в гранодиоритовую магму значение главного фактора в петрогенезисе габброидных фаций.

О дифференциации в группе интрузии нашей I тектонической области

И. Н. Ситковский пишет (67, стр. 69): „Совокупность всех материалов позволяет считать, что в результате дифференциации гранодиоритовой магмы и ассимиляции ею некоторых частей вмещающих пород расщепление шло по следующей схеме:



Не касаясь всей схемы И. Н. Ситковского, можно указать в ней, как об этом было сказано выше, повторение взгляда Кремчукова—В. Н. Лучицкого на причину образования габброидных фаций в отдельных участках интрузивных массивов. Вызывает недоумение настойчиво предлагаемая схема ассимиляции CaO кислой магмой для образования габбро (вовсе не подтверждаемая геологическими данными) наряду с широко допускаемой дифференциацией, без привноса какого-либо вещества, путем ассимиляции. Действительно, И. Н. Ситковский, как и Кремчуков—В. Н. Лучицкий, допускает дифференциацию гранодиоритовой магмы вплоть до выделения грейзенов и аплитов, с одной стороны, и диоритов и лампрофиров—с другой, когда же дело доходит до габбро, обязательно предполагают, что образование его не могло произойти без привноса CaO. Можно доказать простым примером, что гранодиоритовая магма способна дать путем дифференциации и габбро без особых изменений в своем составе, но, конечно, в соответствующей пропорции.

Допускаем, что у нас имеется магматическая масса, в составе которой определено: (в кг).

SiO <sub>2</sub> . . . . .	65100	FeO . . . . .	2660	Na <sub>2</sub> O . . . . .	3820
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15820	MgO . . . . .	2170	K <sub>2</sub> O . . . . .	2290
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1640	CaO . . . . .	4660		98150

Приведенный состав соответствует составу среднего гранодиорита по Дэли. Можно предположить, что первым дифференциатом этой магмы явилось габбро, на образование которого пошло (в кг):

SiO <sub>2</sub> . . . . .	4824	FeO . . . . .	595	Na <sub>2</sub> O . . . . .	255
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1788	MgO . . . . .	751	K <sub>2</sub> O . . . . .	89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	316	CaO . . . . .	1099		9717

Остаток будет соответствовать следующим цифровым выражениям:

Окислы	В кг	В %
SiO <sub>2</sub> . . . . .	60276	68,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	14032	15,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1324	1,49
FeO . . . . .	2055	2,32
MgO . . . . .	1419	1,60
CaO . . . . .	3561	4,03
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3565	4,03
K <sub>2</sub> O . . . . .	2201	2,48
	88433	100,00

Процентные соотношения весовых количеств окислов, входящих в состав остальной магмы, приблизительно соответствуют несколько основному граниту. Таким образом, мы видим, что гранодиоритовая магма может выделить приблизительно 10% всей массы на образование путем дифференциации более или менее типичного габбро, без особых изменений в своем составе.

Следовательно, на основании всего изложенного, можно притти к следующим выводам: 1) к образованию габброидных и диоритовых фаций привнос CaO за счет ассимиляции известняков гранодиоритовой магмой привести не может; 2) мелкие габброидные тела, характеризующие описываемую формацию, могли получиться за счет только гранодиоритовой магмы или кварцеводиоритовой, без ассимиляции CaO.

Сказанное отнюдь не заставляет нас притти к выводу, что габбро исследованного района являются дифференциатами гранодиоритовой магмы, так как геологические данные противоречат этому.

Действительно, в наблюдаемых контактах кислых или основных интрузивов с известняками обязательно образуются скарны. Мало того, подобные контакты возможны были лишь на небольших глубинах, так как только самые верхние свиты разреза боковых пород карбонатные. В неглубоких же зонах ассимиляции с последующим смешением материала боковых пород и магмы происходить не могло. В более глубоких зонах обычны порфириды, диабазы и порфиры.

Но вернемся теперь к изложению главнейших данных о тех особенностях процессов дифференциации и ассимиляции, которые играли наиболее существенную роль в истории описываемой интрузивной формации.

Из описания отдельных групп интрузивных массивов, как это было уже отмечено, можно притти к выводу, что в формировании данного интрузивного комплекса участвовало, по крайней мере, три ин'екции магмы в те зоны литосферы, которые послужили вместилищем ныне наблюдаемых интрузивных тел. Было отмечено также, что не возникает как будто бы, никаких сомнений, что все эти три ин'екции магмы были связаны с одним и тем же магматическим очагом. Подробный обзор всех интрузивных массивов, сделанный ранее, не оставляет сомнений в том, что все породы, кроме диабазов и габбро, находятся в кровном родстве. Поэтому, вопрос об образовании габбро целесообразно выделить ввиду противоречивых мнений различных исследователей на при-

чину образования габбровых фаций. Вообще же, как это отмечалось совершенно правильно В. Н. Тюшовым и А. М. Ракитиным (95), а затем и И. А. Преображенским (27), диабазы следует отнести к породам значительно более древним, нежели гранитоиды; во всяком случае проявление диабазов осуществилось гораздо раньше, нежели габбро и гранодиоритов.

Итак, мы имеем следующие особенности описываемого комплекса.

1. Отдельные фации, в частности фация, явившаяся в результате позднейшей ин'екции, обогащены  $\text{SiO}_2$  свыше обычно наблюдаемого содержания этого основания в породах гранодиоритовой магмы.

2. Габброидные фации или располагаются вблизи от контактов гранитоидов с диабазами и порфиритами, или образуют самостоятельные „окошки“ среди среднеюрских порфиритов.

3. В интрузивных породах обычны ксенолиты боковых пород двух типов: оплавленные и без следов оплавления.

4. В габброидах обычен апатит, значительно реже и, главное, в меньших количествах встречающийся в кислых интрузивных породах.

5. Отмечены микропегматитовые, гранофировые и микропертитовые образования в краевых фациях интрузивов.

6. Обычны порфировидные краевые фации по периферии интрузивных массивов в виде кварцеводиоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиров.

7. В кислых интрузивах I тектонической области более или менее обычны явления катаклаза.

На основании сказанного, по вопросу о роли ассимиляции и дифференциации при формировании верхнемеловой формации гранитоидов Малого Кавказа можно прийти к следующим главнейшим выводам.

1. Имел место несомненный привнос в интродуцированную магму кремнекислоты путем ассимиляции кислых эффузивных пород, например кварцевых порфиров нижнеюрского возраста.

2. Ассимиляция шла неравномерно для отдельных участков формации, чем и объясняется неравномерно-повышенная кислотность в отдельных участках.

3. В многочисленных массивах гипабиссального типа роль ассимиляции была ничтожна или равна нулю; именно здесь можно видеть порфировидные краевые фации и более или менее однообразный состав интрузивных пород, отвечающих по составу типичным гранодиоритам.

4. Габбро явились результатом самостоятельной ин'екции основной магмы, получившейся вследствие глубинного плавления среднеюрских интрузивных диабазов вблизи крупных гранодиоритовых массивов в эпоху внедрения кислой магмы.

### Формация офиолитов

Из всего изложенного выше мы видим, что сложный петрографический комплекс, объединяемый под общим именем формации офиоли-

тов, образовался вследствие нескольких последовательных инъекций магмы.

Таким образом, возникает сразу несколько вопросов: 1) явились ли все породы результатом дифференциации одной магмы, сначала расщепившейся на несколько растворов, последовательно инъецировавших через короткие промежутки времени, или нет; 2) каков состав родоначальной магмы; 3) какова роль ассимиляции магмой боковых пород; 4) какова роль тектонических процессов и 5) равноценны ли были отдельные инъекции в отношении выноса рудных элементов.

Повидимому, никаких сомнений в том, что родоначальная магма была одна для всей формации офиолитов, не возникает. А. С. Гинзберг (8) видит общность всех типов пород этой формации как в морфологической их связи, так и в некоторых химико-минералогических признаках, например в присутствии пикотита как в габбро, так и в серпентинитах. Процесс расщепления А. С. Гинзберг рисует следующим образом (8, стр. 79):

„Первоначальная габбровая магма, дав интрузию в вышележащие осадочные толщи, благодаря быстрому охлаждению по периферии застыла, не успев изменить своего состава наподобие краевой фации. Только в центральной части общего массива благодаря более медленному охлаждению могло произойти расщепление, вызвавшее образование той дифференциальной серии от перидотита до лабрадора“... и т. д.

В данном случае можно согласиться только с тем, что все дифференциаты описываемой формации явились продуктом одной магмы. Что касается состава этой магмы и механизма дифференциации, то здесь мы приходим, как это будет показано ниже, к несколько иным выводам. Общность магмы для всех типов пород офиолитовой формации отмечается и К. Н. Паффенгольцем (26). Общие признаки химического состава формации офиолитов заключаются в постоянном преобладании  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{FeO}$  над  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и в пониженной кислотности некоторых типов (см. таблицу анализов).

Переходя к разбору вопроса о среднем составе магмы, можно отметить фигурирующее в приведенной выше выдержке из работы А. С. Гинзберга (8) представление о габбровом характере магмы. При этом, из той же выдержки явствует, что под габбровой магмой в данном случае понимается магма, соответствующая по составу более или менее типичному габбро. Между тем, если отдельные дифференциаты описываемой формации и соответствуют габбро по своему составу, то состав расплава в магматическом бассейне, давшем отдельные расплавы вследствие расщепления еще до инъекции, был иной.

В таблице 12 приведены данные подсчета химического состава средних типов из габбро, из ультраосновных пород массивной серии и из жильных пород. Подсчеты сделаны в том предположении, основанном на полевых наблюдениях, что перидотиты и серпентиниты играют одинаковую количественную роль в массивах пород, равно как и анортозиты, форелленштейны (трактолиты), диаллагитплагиоклазиты и пироксениты в пределах групп.

Средний химический состав некоторых офиолитов

Таблица 12

№ по пор.	Наименование величины	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Магматическая формула	α	R <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
												RO	Na <sub>2</sub> O	
I	Вес % . . . . .	48,01	18,52	2,98	5,00	10,19	6,24	0,97	3,16	2,34 $\bar{R}O$ R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 4,0 SiO <sub>2</sub> . . .	1,5	1 : 7	1 : 5	2,00
	Мол. кол. . . . .	0,800	0,182	0,018	0,070	0,182	0,154	0,010	0,051					
II	Вес % . . . . .	38,51	2,20	2,59	4,46	0,36	39,84	0,006	0,033	29,4 $\bar{R}O$ R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 3,8 SiO <sub>2</sub> . . .	1,17	—	1 : 20	0,36
	Мол. кол. . . . .	0,682	0,021	0,015	0,062	0,006	0,988	0,001	0,002					
III	Вес % . . . . .	46,44	19,02	2,80	3,59	12,09	12,77	0,49	0,97	2,9 $\bar{R}O$ R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 3,8 SiO <sub>2</sub> . . .	1,28	—	1 : 2	2,04
	Мол. кол. . . . .	0,774	0,186	0,018	0,050	0,216	0,316	0,005	0,010					
IV	Вес % . . . . .	41,44	7,11	2,71	4,53	3,65	29,54	0,27	1,45	10,8 $\bar{R}_2O_3$ R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 7,8 SiO <sub>2</sub> . . .	1,19	—	1 : 7	0,88
V	—	—	—	—	—	—	—	—	—	12,1 $\bar{R}O$ R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 8,0 SiO <sub>2</sub> . . .	1,17	—	—	—
VI	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,6 $\bar{R}O$ R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 4,12 SiO <sub>2</sub> . . .	1,5	—	—	—

I—Средний состав габбро

II—Средний состав перидотитов,  
дунитов и серпентинитов;III— Средний вычисленный состав всех  
пород жильной свиты;IV—Средний взвешенный состав всех  
пород офиолитовой формацииV—Средний перидотит, по Ф. Ю.  
Левинсон-Лессингу;IV—Среднее габбро, по Ф. Ю. Ле-  
винсон-Лессингу.

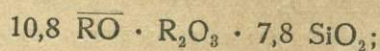
Альбитит вообще исключен из подсчета ввиду его ничтожного распространения. Как это явствует из таблицы 12, средние составы выразились следующими магматическими формулами:

Среднее габбро . . . . .	2,34	$\overline{RO}R_2O_3$	· 4,0	$SiO_2$ ; $\alpha = 1,5$
Средний тип из ультраосновных пород . . . . .	29,41	$\overline{RO}R_2O_3$	· 18,9	$SiO_2$ ; $\alpha = 1,17$
Средний тип из жильной свиты . . . . .	1,33	$\overline{RO}R_2O_3$	· 3,8	$SiO_2$ ; $\alpha = 1,67$
Среднее габбро, по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу . . . . .	2,6	$\overline{RO}R_2O_3$	· 4,12	$SiO_2$ ; $\alpha = 1,5$

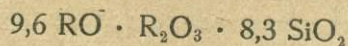
Среднее габбро Курдистана, как видим, довольно близко к среднему габбро, даваемому Ф. Ю. Левинсон-Лессингом.

Выводы о средних составах петрографических групп или формаций обычно делаются на основании вычисления средних магматических формул из средних химических составов по химическим анализам без учета количественных соотношений между отдельными типами. Мало того, при изучении интрузивов нередко необходимость количественного учета отдельных фаций совершенно упускается из виду исследователями. В результате сколько-нибудь точных выводов о среднем составе магмы (интрузива) сделать бывает уже нельзя даже при наличии многочисленных химических анализов, конечно всегда иллюстрирующих состав только фаций интрузива.

Для офиолитов Курдистана была сделана попытка учета количественных соотношений отдельных типов пород, слагающих массивы, конечно, для ограниченного их числа. На основании имевшихся 22 химических анализов был вычислен средний состав магмы с учетом количества пород, подвергшихся анализам. Таким образом, средняя вычисленная магматическая формула для офиолитов бассейна р. Акеры (верховьев) приняла следующий вид:



Вычисленная из тех же анализов средняя формула обычным путем имеет следующий вид:



Различие, как видим, довольно значительное.

Таким образом, нельзя вычислять средние магматические формулы без учета количественных соотношений.

При вычислении среднего состава курдистанских офиолитов были приняты следующие соотношения между отдельными типами пород интрузивных массивов (для верховьев бассейна р. Акеры):

серпентиниты . . . . .	} 68%	диаллагит-плагиоклазиты . . . . .	} 7%
перидотиты, дуниты . . . . .		форелленштейны . . . . .	
габбро . . . . .	25%		

Приведенные соотношения, которые мы распространяем на всю формацию, получены на основании исчисления объема масс для трех массивов: Халифалу, Ипак и Тазакенд. Для других частей формации соот-

ношения, конечно, будут несколько иные, почему и выводы о среднем составе магмы вполне точно можно будет сделать лишь после детального картирования всей области распространения интрузивных пород и на основании достаточного количества химических анализов.

Переходя к общей химической характеристике описываемой интрузивной формации, прежде всего следует отметить, что полученный средний состав офиолитов Курдистана никак не соответствует составу габброидной магмы в том виде, как его дает, например, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. В таблице 13 приводится сравнение основных пород по Дэли с нашими типами.

Таблица 13

Составные части	По Дэли		Средний состав офиолитов Курдистана
	средний состав габбро	Средний состав перидотитов	
SiO <sub>2</sub> . . . . .	48,24	41,1	41,44
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,97	1,2	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	17,88	4,8	7,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,16	4,0	2,71
FeO . . . . .	5,95	7,1	4,53
MgO . . . . .	7,51	32,2	29,54
CaO . . . . .	10,99	4,4	3,65
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,55	0,5	1,45
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,89	1,0	0,27
H <sub>2</sub> O+ . . . . .	1,45	3,5	7,60
H <sub>2</sub> O— . . . . .	—	—	—

Из анализа таблицы 13 явствует, что средний состав магмы ближе всего приближается к перидотитовому типу. При этом содержание Na<sub>2</sub>O резко преобладает над K<sub>2</sub>O, MgO над CaO; наконец, в значительных количествах содержится Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Лишь немногие химические анализы дают нам данные о содержании в породах описываемой формации редких элементов. Между тем, в тех случаях, когда производились анализы на Ni, Va, были обнаружены ощутительные содержания этих элементов (см. таблицу анализов). Изучение металлогении редких элементов, связанных с офиолитами необходимо.

Отдельно стоит вопрос о связи Cr с основной магмой; ввиду его важности, он будет освещен подробнее ниже.

Влияние тектонических процессов на интрузивную формацию несомненно. К магмотектонике габброидов можно, например, отнести наличие полосчатых габбро. Как-раз генезис этих полосчатых габбро вызвал разногласия между некоторыми исследователями.

По поводу происхождения полосчатых габбро арданычского типа сразу же натываемся на существенные разногласия А. С. Гинзберга и К. Н. Паффенгольца (26). А. С. Гинзберг, описывая шлировые и полосчатые габбро, считает их продуктами явной дифференциации, не отмечая при этом какой-либо роли тектонических процессов. К. Н. Паффенголец (26) по

поводу габбро арданычского типа пишет: „Главным отличием габбро района с. Арданыч является его резко выраженное порфирированное строение... местами наблюдается еще полосчатое сложение, обусловленное по всей вероятности динамометаморфическими факторами (близость к надвигу)“. Некоторые данные позволяют нам сделать заключение, что полосчатые габбро явились результатом как кристаллизационной дифференциации, так и движения магмы вследствие тектонических воздействий. Нельзя недооценивать, конечно, ни факторов динамометаморфизма, как это указывает К. Н. Паффенгольц (26), ни предварительного расслоения породы под влиянием внутриматрических процессов.

Роль ассимиляции боковых пород основной магмой для офиолитов Курдистана в достаточной степени еще не выяснена. Во всяком случае, если привнос материала из боковых пород в магму и происходил, то далеко не в широких размерах. При этом привнос путем ассимиляции происходил не в гипабиссальных условиях, типичных для интрузии офиолитов, а в более ранние стадии магматического процесса, а именно — в батолитовой стадии.

Выше было показано, что можно заключить о том, что магма, насколько это позволяют сделать имеющиеся данные, носила перидотитовый характер. Существовала ли она в таком виде немедленно после образования, или явилась результатом смешения нормально-габбровой магмы с материалом каких то магнезиально-известковых пород, этот вопрос можно будет разрешить лишь при дальнейшем изучении офиолитов Курдистана.

Переходя к краткому обзору конкретных данных по вопросу об ассимиляции, можно отметить, что механизм ассимиляции удобно разбить на два типа: 1) ассимиляция нормальная в жидкой фазе (магматическая ассимиляция) и 2) ассимиляция в твердой фазе (метасоматическая ассимиляция). Первый тип — это обычная ассимиляция магмой других пород путем вплавления и расплавления их ассимилирующей магмой. Второй тип ассимиляции осуществляется обменными процессами, протекающими преимущественно без расплавления ксенолитов.

Таким образом, характер ксенолитов может указать на тип ассимиляции, между тем ассимиляция без расплавления ксенолитов вряд ли равноценна по своему значению ассимиляции с плавлением. Мало того, во многих случаях несомненно может и не происходить обменных процессов между ксенолитами и магмой, или они происходят уже в постмагматической фазе интрузии и тогда носят обычный, эндогенный характер. Таким образом, присутствие ксенолитов не является неопровержимым доказательством процесса ассимиляции, а может показывать, наоборот отсутствие ее в нормальном виде. Поэтому ксенолиты удобно опять-таки разбить на две категории: 1) ксенолиты со следами плавления и 2) ксенолиты без следов плавления. Последние, обыкновенные в породах гипабиссального типа, неоднократно отмечались и в породах формации офиолитов. Что же касается ксенолитов со следами оплавления, то их среди пород основного и ультраосновного типа отмечено не было.

Таким образом, мы приходим к выводу, что роль ассимиляции боковых

пород интродуцировавшей магмой для офиолитов Курдистана и Карабаха при формировании петрографического комплекса была невелика. Что все же ассимиляция происходила, можно заключить из присутствия в габброидах описываемой области типичного для процесса ассимиляции минерала— апатита, неоднократно отмечавшегося выше в описаниях пород.

Переходя, наконец, к одному из существеннейших вопросов—о связи рудных элементов с отдельными инъекциями основной магмы, можно отметить следующие основные признаки оруденения, связанного с офиолитами, установленные в результате изучения его и полевыми наблюдениями:

- 1) оруденение выражено тяжелыми минералами—хромитопшпинелидами, платиной и магнетитом;
- 2) преобладает рассеянное оруденение сфероидального, орбикулярного и нодулярного типа;
- 3) встречается оруденение массивного типа;
- 4) рудные минералы концентрируются только среди серпентинитов, связанных с перидотитами и, может быть, с дунитами;
- 5) рассеянное оруденение приурочено к контактовым частям.

Таким образом, рудные элементы связаны с перидотитовой магмой, причем обогащение отдельных участков формировавшихся массивов перидотитов и дунитов рудными элементами происходило как в магматическую фазу интрузии, так и в гидротермальную фазу. В гипабиссальных условиях, характеризующих интрузию перидотитовой магмы, полная кристаллизация должна была закончиться довольно быстро. Последовавшие затем процессы гидротермальной фазы выразились как в серпентинизации пород, так и в обогащении их рудными минералами. Поэтому хромиты магматогенного происхождения, представленные, главным образом, шлирами среди серпентинитов дунитового типа, сравнительно редки, и главнейшим распространением среди офиолитов Курдистана и Карабаха пользуются хромиты рассеянного типа, явно гидатогенного происхождения.

Замечательно, что рассеянные руды приурочены к краям массивов серпентинитов и именно к тем, которые близки к габбро. Такую картину можно наблюдать, например, в местности Гейдара, затем на месторождениях хромита в районе сс. Ипяк, Халифалу и Айбазар. Несомненно, что сказанное объясняется именно тем, что, наряду с процессами аутометаморфизма на серпентинизацию перидотитов, значительное влияние оказало, как это отмечалось выше, воздействие позднейшей инъекции габброидной магмы.

Для общей минералогической характеристики основных и ультраосновных пород бассейна оз. Гокча, Курдистана и Карабаха существенно будет отметить общее количественное преобладание типов ультраосновных пород, характеризующихся моноклинным пироксеном над типами, характеризующимися ромбическим пироксеном. Кроме того, обычны среди пироксеновых пород офиолитовой формации разновидности, содержащие Cr и Ti; таковы хромдиопсиды, титанавгит, обычные в перидотитах и отчасти в пироксенитах. Наконец, существенной минералогиче-

ской особенностью некоторых плагиоклазовых варьететов офиолитов является присутствие, наряду с эндогидатогенного происхождения би-

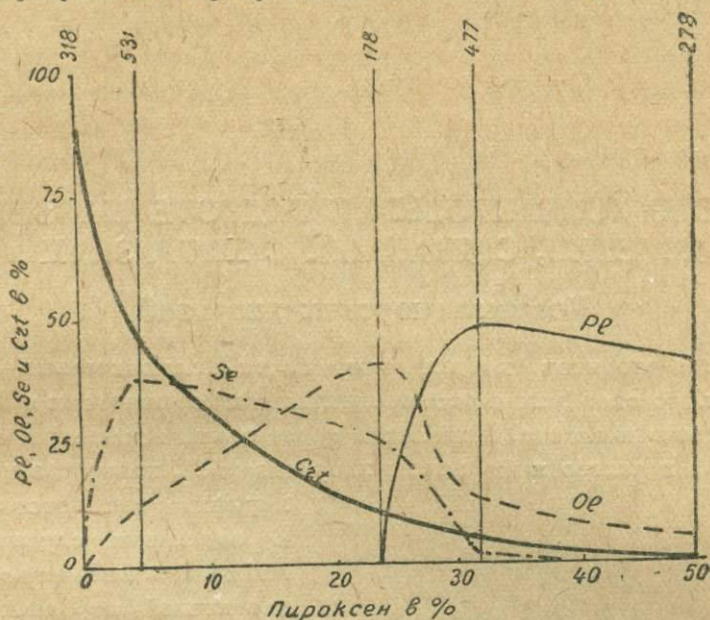


Рис. 32

отитом, первичного биотита, позволяющее выделить сравнительно редкую разновидность в виде биотитового габбро.

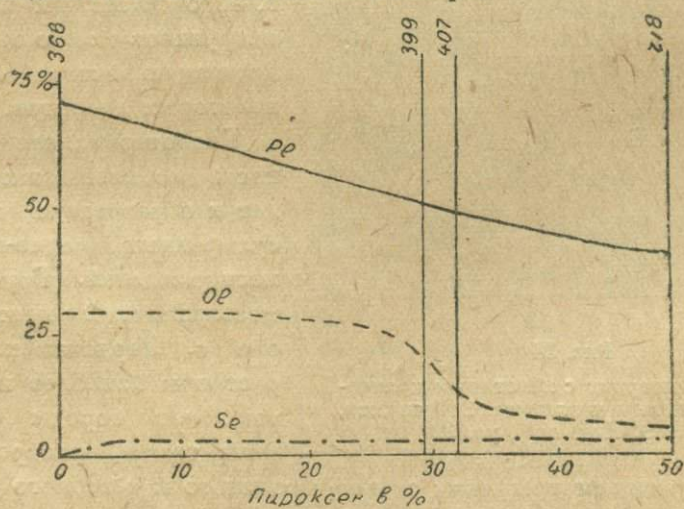


Рис. 33

На рис. 32 и 33 даны графические интерпретации минералогического состава некоторых типов пород. Рис. 32 хорошо иллюстрирует связь серпентинизации с обогащением меланократовых типов пород хромитом для Ипякского месторождения хромистого железняка. На рис. 33 дан меланократовый ряд пород жильной свиты, примыкающий к нормальному габбро.

## ОБЗОР КОНТАКТОВЫХ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ЯВЛЕНИЙ, СВЯЗАННЫХ С ИНТРУЗИЯМИ

### Контакты юрских интрузий

Интрузии диоритов контактируют почти исключительно с плагиоклазовыми, роговообманковыми и авгитовыми порфиритами и их туфами среднеюрского возраста. Изменения носят почти исключительно гидротермальный характер и выражены хлоритизацией, кальцитизацией и силицификацией боковых пород.

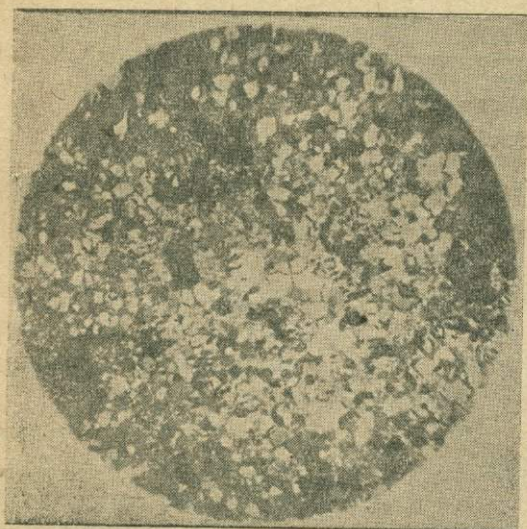


Рис. 34

Вторичный кварцит с некоторым количеством цоизита и каолинита. Зарданашен, НКАО. Ник. скр., ув. 32

В отдельных случаях можно наблюдать появление эпидотохлоритовой породы, образующей небольшие зальбанды вокруг некоторых массивов диоритов, незначительной ширины. К эндоконтактным изменениям интрузивов можно отнести эпидотизацию и амфиболитизацию некоторых диоритов.

Гидротермальная деятельность диоритовых интрузий ведет к образованию небольших сульфидных медно-пиритовых месторождений. Группа таких месторождений имеется в районе с. Зарданашен. Обычно растворы наиболее интенсивно изменяют породы среднеюрской толщи, распространяясь

по дислокационным трещинам северо-восточного и северного направления. Для Зарданашенского месторождения установлено, что оруденение выражено в виде незначительных прожилков кварца с медным и серным колчеданом среди метаморфизованных порфиритов. Последние превращены в сплошные вторичные кварциты на территории около 2 га (рис. 34 и 35).

Весьма типичные для гидротермального метаморфизма процессы—хлоритизация, пиритизация и серицитизация—чрезвычайно резко проявляются в боковых породах месторождения; весь цикл метаморфизма заключается здесь в интенсивной силицификации, сопровождавшейся

отложением руд. Вся минерализованная территория легко разбивается на четыре зоны: 1) хлоритизированных и пиритизированных порфириров, 2) серицитово-кварцевых пород, 3) слабо-сульфидизированных вторичных кварцитов и 4) кварцево-сульфидных руд с халькопиритом. Таким образом, месторождение это следует отнести к категории рассеянных руд.

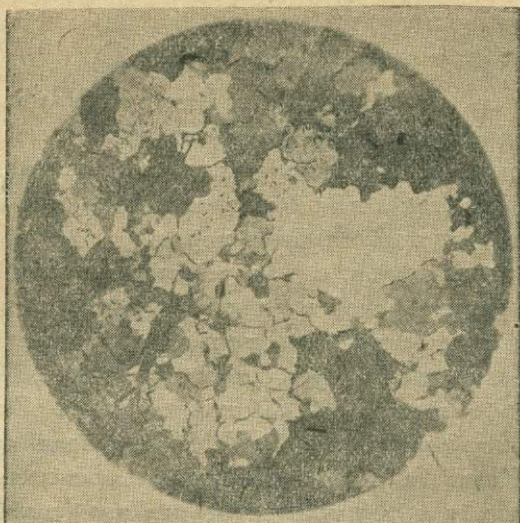


Рис. 35

Сплошной вторичный кварцит с сульфидами и незначительным количеством серицита из зоны гидротермально-метаморфизованных пород Зарданашенского медного месторождения. Ник. скр., ув. 32

Морфология месторождения и структурные особенности руд с несомненностью указывают на позднейшее отложение халькопирита, сопровождавшееся отложением кварца второй генерации. Кварц-халькопиритовые прожилки отмечаются как среди упомянутых выше кварцитов, так и в боковой породе (первая зона). Мощность прожилков не превосходит 1—2 см. Иногда вместе с кварцем и халькопиритом в этих прожилках присутствует и пирит, всегда вполне эвгедральный по отношению к кварцу. Ценность месторождения ничтожна.

### Контакты верхнемеловых интрузий

Главнейшие типы контактовых и гидротермально измененных пород геотектонической области были описаны вместе с теми интрузивами, совместно с которыми они пользуются распространением.

Процессы контактового метаморфизма, как это можно вывести из изложенного выше, вполне типичны для данной группы интрузии, но породы, явившиеся в результате его, пользуются значительно меньшим распространением, нежели породы гидротермально-измененные.

Характер контактового метаморфизма определяется для описываемых интрузий как составом боковых пород, так и составом интрузивов.

Соответственно с этим можно дать следующую схему контактирующих пород и контактовых новообразований.

1. Граниты, кварцевые диориты—порфириты и порфиры (кварцевые).
2. Граниты, кварцевые диориты—известняки и известковистые туфы.
3. Граниты, кварцевые диориты—песчаники, туфопесчаники.
4. Диориты, габбро-порфириты и кварцевые порфиры.
5. Диориты—туфы и туфопесчаники.
6. Диориты, габбро—известняки и туфы.

Следует отметить, что особенных контактовых явлений между отдельными асинхроничными фациями пород интрузивных массивов не наблюдается, или отмечаются лишь незначительные изменения в пределах узкой зоны как в экзо-, так и в эндоконтактах, например гранодиоритов и жильных диоритов и других жильных пород.

В контактах гранитоидов с прорываемыми ими порфиритами и кварцевыми порфирами юрской вулканогенной толщи в отдельных случаях наблюдается турмалинизация пород, сопровождающаяся образованием кварцево-слюдистого турмалинового скарна. Подобные скарны описаны К. Н. Паффенгольцем (27), а позднее И. Н. Ситковским (66) из Кедабекского медного месторождения. И. Н. Ситковский сравнивает турмалиновые породы Кедабека с корнваллийскими лукзульянитами. Вряд ли это правильно, так как лукзульяниты, как это отмечают и Розенбуш (64) и Пизани, должны считаться не столько контактовыми породами, сколько магматическими—гранитами, содержащими и полевошпат и турмалин, правда в больших количествах.

Представляют интерес особого рода контактовые породы, как отмечалось уже выше, описанные в свое время Е. С. Федоровым под названием кедабекитов. Одна из разновидностей подобных пород, названная Е. С. Федоровым эффузивным кедабекитом, несомненно является, как совершенно правильно это отмечает И. Н. Ситковский (66), ничем иным как метаморфизованным порфиритом.

В контактах кислых интрузивов с известняками и другими существенно-карбонатными породами, как например известковистыми туфами, обычны более или менее типичные скарны, которые можно подразделить на следующие типы:

- 1) пироксеновые,
- 2) гранатово-пироксеновые,
- 3) гранатово-везувиановые,
- 4) гранатово-эпидотовые,
- 5) эпидозиты (эпидот-цоизитовые скарны).

Территориально перечисленные контактово-метаморфические образования пользуются вполне ограниченным распространением. Они известны в районе Кедабека и Дашкесана. Для последнего можно привести еще один замечательный тип контактово-метаморфической породы—хлоритово-актинолитовую породу, явившуюся результатом сложного пневмато-гидатогенного процесса и заключающую в себе ценные сульфидные руды кобальта.

В контактах песчаников и туфопесчаников с гранитами и гранодиоритами сколько-нибудь сложных новообразований не отмечается. Обычны уплотнение и частичная кварцитизация этих пород, отчасти актинолитизация и хлоритизация туфопесчаников.

Контакты между габбро и диоритами и эффузивами покровного типа, как правило, выражены весьма слабо. Обычно можно уловить изменения только эндо- и экзогидатогенного характера в виде хлоритизации, амфиболитизации и отчасти силицификации.

Точно также слабо выражены контакты между диоритами и туфами. Здесь можно отметить лишь частичную перекристаллизацию боковых пород и силицификацию их.

В контактах габбро с известняками типичными новообразованиями являются мраморы и перекристаллизованные известняки в разных степенях окремнения. Часты мраморы и в контактах известняков с гранодиоритами.

Минералогия контактовых образований, связанных с интрузиями гранодиоритовой магмы в пределах нашей I тектонической области, изучалась в связи с изучением некоторых крупных месторождений—медно—Кедабекского и железорудного и кобальтового—Дашкесанского. Для Кедабекского месторождения Е. С. Федоров приводит 35 минералов, изученных им и Эрном. Но в этот список входят и гидатогенные минералы и магматические, входящие в состав материнских пород.

Приводимый Е. С. Федоровым список минералов (72) представляет значительный интерес и поныне, так как с почти исчерпывающей полнотой дает минералогию как магматических пород, так и новообразований генетически связанных с интрузией гранодиоритовой и габброидной магмы. Согласно Е. С. Федорову, для Кедабека установлено наличие следующих минералогических видов: везувиан, железисто-известковистый гранат, волластонит, сфен, гидраргиллит, дипир, кварц, полевые шпаты, авгит, эгиринавгит, салит, виолаит, гиперстен, паргасит, уралит, актинолит, тремолит, антофиллит, бесцветный гранат, хлориты, эпидот, клинозоизит, содалит, фелькнерит, лепидомелан, мусковит (биотит), турмалин, натролит, томсонит, христианит, самородная медь, самородная сера, пирит, пирротин, халькопирит, ковеллин, сфалерит, магнетит, титаномагнетит, ильменит, гематит, корунд, кальцит, барит, гипс, апатит, флюорит. Приведенный список Е. С. Федорова можно дополнить еще андалузитом, вольфрамитом и разнообразными минералами окисленной зоны рудных скоплений Кедабека, описанными позднейшими исследователями.

Особо можно отметить колоссальные новообразования контактового характера магнетита, образовавшие Дашкесанское железо-рудное месторождение, и грандиозные скопления пирита в районе Чирагидзора и Кедабека, последние—уже гидатогенного происхождения.

Вообще гидротермальные изменения боковых пород, связанные с описанными интрузивами, более обширны и имеют поэтому больший интерес.

Гидротермальные изменения боковых пород, вызванные воздействием

гранодиоритовых, кварцеводиоритовых и диоритовых интрузий I тектонической области, весьма разнообразны.

Повидимому, наиболее распространенным по объему процессом изменения боковых пород является пропилитизация. Зоны пропилитизированных пород достигают 5 км ширины возле крупных интрузивных массивов.

Обычно гидротермально-измененные породы вблизи от описываемых интрузивов представляют собой вулканические породы—порфириды и порфириды средне- и нижнеюрского возраста.

Следующим весьма важным по своему значению в рудообразовании гидротермальным процессом является процесс силификации, ведущий к образованию как в эндоконтакте, так и в экзоконтакте, вторичных кварцитов. Зоны вторичной кварцитизации значительны по площади в районе сс. Гюльятаг-Джан'ятаг и Казанчи общая площадь гидротермально-метаморфизованных пород достигает 80 км<sup>2</sup>. Значительная часть их представлена вторичными кварцитами.

Как пример силификации, сопровождающейся выносом рудных элементов, можно назвать Гюльятагско-Джан'ятагское месторождение вкрапленных медных руд.

Оруденение проявляется или в виде более или менее тонкой вкрапленности, главным образом пирита и в меньшей степени халькопирита в окварцованных, а иногда относительно свежих порфиритах (средняя юра), или же в виде тонких кварцевых жилок с халькопиритом, в кварцитах и краевой фации интрузии—гранодиорит-порфирах, обычно отчасти кварцитизированных.

В окисленной же зоне рудные элементы появляются в виде налетов и включений гидрокарбонатов меди по трещинкам отдельности и в виде псевдоморфоз по фенокристаллам некоторых жильных пород.

Можно установить связь оруденения с вполне определенными фациями пород—в первом случае с эффузивами, во втором случае с интрузивной и жильной фацией. Последняя объясняет форму рудоносных участков, иногда вытянутых (главным образом в СЗ 310—340° направлении) и явственно приуроченных к дайкам кварцево-диоритовых и диоритовых порфиритов. Оруденение особенно резко проявляется вблизи контактов этих даек, во вмещающих породах, реже захватывая и жильную породу. Смытое эрозией и в значительной мере разбуженное поствулканическими и прочими агентами (выщелоченное и окисленное) месторождение вкрапленных руд промышленного интереса (в настоящий момент) не представляет, как это выяснили работы; поэтому здесь будет уместно, исключительно ввиду возможно более полной характеристики рудных проявлений описываемого района, лишь кратко остановиться на рудопроявлениях этого типа. Географически рудопроявления этого типа можно разбить на две группы—Гюльятагскую и Джан'ятагскую.

Гюльятагская группа. В урочище Эта-Джур по сильно охристым и кварцитизированным породам была пройдена буровая скважина. На 45-м метре она вошла в окварцованный и пиритизированный темнозеленый порфирит. Медное оруденение проявилось очень слабо (в виде редкой

вкрапленности медного колчедана), на 95-метре сойдя почти на нет. Максимальное содержание меди в руде едва достигало 0,46%, обычно же не превышало 0,05%.

Геофизические изыскания (методом Зундберга), производившиеся здесь в 1930 г., дали довольно резкую аномалию (собственно и давшую предпосылку для буровых работ), видимо, объясняющуюся неоднородным петрографическим составом участка (вблизи дайки диорит-порфирита).

Значительно восточнее, около 4 км от с. Гюльятаг, в урочище Кягне-Кягрин-Ял, по вторичным кварцитам, сильно ожелезненным и пористым, под ось аналогичной аномалии была проведена вторая алмазно-буровая скважина, давшая те же отрицательные результаты.

Недалеко от урочища Кягне-Кягрин-Ял, в местности Сакиунц Ерку-Тяпен-Дзор, участок вкрапленных руд площадью 100 га был опробован вблизи от поверхности (0,75—1 м) в шахматном порядке взятыми пробами. Максимальное содержание меди (окисленные руды) достигало 0,81% при среднем содержании в 0,27%. Оруденение, в данном случае приуроченное к дайке диоритового порфирита, по простиранию последней, особенно резко проявилось в 250 м к северо-западу, где была задана штольня на подсечение указанной дайки, на глубине 25 м от поверхности. Здесь максимальное содержание меди достигло 0,61% (окисленная зона), минимальное оказалось равным 0,22%, среднее—0,29%. Как видно, наметилась лишь слабая тенденция к обогащению медью руд с глубиной, вряд ли позволяющая делать какие-либо благоприятные выводы.

Джан'ятагская группа рудопроявлений вкрапленного типа может вполне быть охарактеризована данными, полученными при проходке штольни № 3, заданной в 0,5 км к западу от вершины г. Джан'ятаг, на высоте около 850 м, вкрест простирания дайки СЗ 335° простирания, диоритового порфирита. Последний, на поверхности омедненный, сечет сильно окристые вторичные кварциты. На 31,5 метре штольня прошла дайку и вошла в довольно сильно оруденелую породу лежачего бока. Оруденение в виде крупной, до 6—7 см, вкрапленности пирита во вторичном кварците показало весьма слабую медистость, в среднем—0,5%, при непромышленном содержании колчедана, почему и не было прослежено вполне, что, конечно, следовало бы все же сделать.

Характеры оруденения в породе дайки и во вмещающей различны. По трещинам отдельности и в диоритовом порфирите располагается медная зелень, ближе к контакту—редкая вкрапленность медного колчедана; после контакта же, в сильно измененных окварцованных породах (порфирит), появилось пиритовое оруденение несомненно эманационного происхождения в виде, как это было отмечено, вкрапленности, иногда весьма интенсивной.

Породы лежачего бока разбиты системой трещин, с азимутами 235, 241 и 240° и углами от 70 до 75°, т. е. согласно падению дайки диоритового порфирита, очевидно в данном случае послужившей щитом для эманаций, выходящих от главной интрузии, располагающейся в данном случае к востоку метрах в 100—120. Незначительная глубина вскрытой

зоны (18 м от поверхности) несомненно не могла дать особенно интересных результатов в отношении установления изменения оруденения от поверхности в глубину, почему и было бы рационально поставить здесь неглубокое (50—60 м) бурение по нормали к плоскости дайки с систематическим опробованием колчеданов на благородные металлы.

В строении месторождений вкрапленных руд Гюльятагского района принимают участие весьма немногие минеральные ассоциации. Оруденение здесь исключительно медно-пиритовое в двух генерациях последнего, на что указывалось выше; соответственно с этим, как это отмечает Линдгрэн, Эммонс и другие авторы, сульфиды меди обычно располагаются в месторождениях подобного рода по периферии собственно пиритовой формации, что имеет место и здесь, бедность же медной „зоны“ объясняется в данном случае сильной эродированностью месторождения.

В окисленной зоне обычны малахит в виде лучистых агрегатов и псевдоморфоз по фенокристаллам роговой обманки, в диоритовых порфиритах, реже—халькопирит, обычно вкраплениями не свыше 4—5 мм в кварците, с каемкой бурого железняка вокруг, и весьма часто—лимонит. Кварциты ожелезненной зоны, в той или иной степени окрашенной бурыми окислами железа, трещиноваты и весьма пористы. Под микроскопом дают обычно полную картину замещения полевых шпатов вторичным кварцем, серицитом, реже каолинитом, иногда с небольшим количеством кальцита.

В зависимости от первоначального характера кварцитизированной породы, последняя иногда сохраняет ту или иную реликтовую структуру—чаще различается лишь относительным количеством кварца по отношению к другим вторичным продуктам и мелко- или крупнозернистостью, тем не менее не редко позволяя по тем или другим признакам установить исходную породу.

Первичные руды—преобладающе пирит и в небольшом количестве халькопирит.

Пирит светложелтый, часто почти белый, от мелких вкрапленников 0,2—1,0 м до включения 5—6 см в поперечнике. Наиболее часто встречается в виде (111), (120) и других простых форм, а также комбинаций их, обычно вполне идиоморфен по отношению к халькопириту и кварцу.

Халькопирит светложелтовато-зеленый, в обычных взаимоотношениях с пиритом и кварцем.

Гематит в виде железной слюды, иногда в порах в окварцованных диорит и кварц-диоритовых порфиритах, а также полосками на поверхности, красного и красно-бурого цвета.

Сфалерит вполне ангедральный, зарегистрирован только в Джан'ятагском месторождении.

Кроме того, в минералогическом составе пород (руд) вкрапленного месторождения обычны кварц (в двух генерациях), серицит, хлорит, уралит, эпидот, клиноцоизит, цоизит, апатит, плагиоклаз, магнетит, кальцит, доломит, барит, гипс и каолин.

В меньшем объеме сходные вкрапленные руды, приуроченные к участкам вторичных кварцитов, известны и вблизи от других гранодиоритовых массивов, как например возле Чирагидзора, Кедабекского, по р. Таузу и др.

## Контакты основных интрузий и гранитоидов третичного возраста

Контактные и гидротермальные явления, связанные с интрузиями основных пород и гранитоидов третичного возраста удобно рассматривать вместе вследствие отмеченных выше особенностей в распространении этих формаций. В большинстве случаев контактные явления имеют чрезвычайно ограниченный характер; особенно слабо проявляются они между дунито-перидотитами (серпентинитами) и туфами и порфиритами туронской серии. Во многих случаях, как отмечалось, пироконтакт не может быть наблюдаем вследствие посттектонических перемещений. Какого-либо экономического значения контактные явления на всем протяжении интрузии основных пород не имеют, с гранитоидами же связаны небольшие концентрации полиметаллических и медных сульфидных руд эндогидатогенного происхождения, принадлежащих уже к гидротермальной фазе интрузий гранодиоритов.

На основе имеющихся наблюдений является возможным дать краткий обзор экзо- и эндоконтактных явлений, придерживаясь нижеследующей схемы.

1. Дуниты-перидотиты (серпентиниты) и туфопорфиры.
2. Дуниты-перидотиты и известняки.
3. Дуниты-перидотиты и габбро.
4. Габбро и порфиры с их туфами.
5. Габбро и известняки.
6. Габбро и диабазы.
7. Ультраосновные жильные породы и серпентиниты.
8. Гранодиориты и порфиры с их туфами.
9. Гранодиориты и серпентиниты.
10. Жильные породы и туфогенные сланцы.

1. В контактах дунитово-перидотитовой магмы с туфами порфиритового состава и порфиритами сколько-нибудь значительных по объему контактных явлений, как правило, не имеется. В экзоконтакте среди новообразований отмечаются эпидот (иногда в большом количестве), магнетит, гематит, кальцит, хлорит, пирит, т. е. минералы преимущественно не столько термально-экзоморфные, сколько гидатогенные. Гидротермальные явления, отчасти, вероятно, также связанные с дунито-перидотитами, выражены в силификации боковых пород и лимонитизации магнетита и пирита. Размеры вышеуказанных явлений определяются в пределах от 0—200 м от края массивов.

2. В контактах дунитов и перидотитов с известняками обязательно происходит перекристаллизация этих последних с превращением их в мраморы и окрашивание известняков в красноватые тона, связанное

с привнесом железа и последующим окислением его в гематит. А. С. Гинзберг (19) отмечает и появление граната, одновременно с перекристаллизацией в эоценовых известняках, испытавших воздействие офиолитов вдоль северного побережья оз. Гокча. Область перекристаллизации известняков иногда довольно значительна, до 0,4 км от контакта.

3. Контакты дунитов и перидотитов с габбро выражены иногда довольно хорошо, на что А. Н. Соловкиным было обращено внимание еще в 1933 г. (40). Асинхроничными по отношению к перидотитам и дунитам являются пироксеново-роговообманковые габбро. Несомненно,

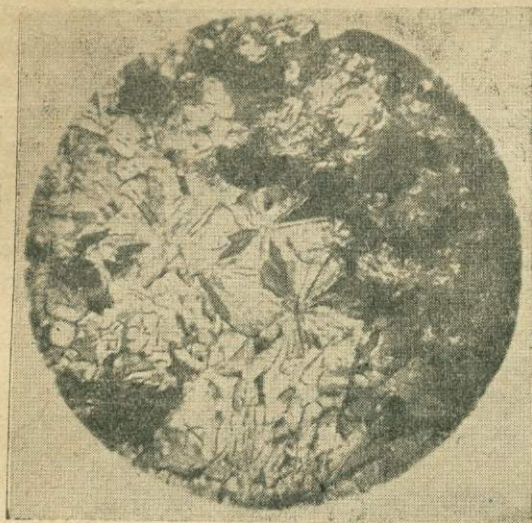


Рис. 36

Хлорито-актинолитовая порода из эндоконтакта габбро с серпентинитами. Курдистан. Место Гей-дара. Ник. скр., ув. 32

что именно воздействием этих последних на перидотиты и дуниты объясняется серпентинизация дунитов и перидотитов. Таким образом, контактовые явления для этих групп пород выражены в серпентинизации ультра-основной серии, появлении магнетита в серпентините и превращении краевых фаций габбро в актинолитово-тальковую породу с некоторым количеством диопсида (рис. 36).

Мощность зоны актинолитфельса в габбро достигает 20 м, хлоритизация же распространяется

еще дальше. Таким образом, здесь опять таки мы видим преимущественно результаты гидротермального изменения контактирующих пород. Структурные видоизменения габбро, выражающиеся в некотором уменьшении отдельных кристаллических индивидуумов и обогащении пород пироксеном, также следует отнести скорее к категории эндоконтактных явлений, нежели к процессам дифференциации.

4. Контакты габбро и порфиритов (и их туфов). Общие явления аналогичны таковым, установленным для контактов дунитов-перидотитов с аналогичными породами преимущественно туронской вулканогенной толщи. В отдельных случаях в экзоконтактах, наряду с новообразованиями магнетита, эпидота (везувиана), кальцита и пр., лишь частично видоизменяющими состав пород, обычны листвениты, бедные, как правило, кварцем и обогащенные карбонатом. Зона лиственитизации невелика—до 3—5 м, редко больше. В краевых зонах габбро можно отметить обычно лишь некоторую обогащенность пород магнетитом, и в редких случаях имеет место появление цеолитов.

5. Контакты габбро и известняков наблюдать удается чрезвычайно редко, в большинстве случаев здесь трудно отделить воздействие на

боковые породы дунитов-перидотитов и габбро в силу постоянного залегания их совместно. По А. С. Гинзбергу, контакты габбро и известняков выражены в мраморизации этих последних в районе северного побережья оз. Гокча. Значительно южнее, в районе высот Финьга, А. Н. Соловкиным наблюдался контакт биотитового габбро с сильно известковистыми песчаниками сенонского возраста. Существенные изменения известковистых песчаников можно было наблюдать в пределах зоны от 0,3 до 2,8 м шириной, по периферии небольшого лакколитообразного тела биотитового габбро.

В пределах указанной зоны боковая порода превращена в кристаллический агрегат кварца, кальцита, эпидота и хлорита с некоторыми количествами гематита и позднейшего происхождения бурого железняка. К категории эндоконтактных изменений можно отнести биотитизацию габбро по краям лакколита, а также и изменения гидротермального характера, выразившиеся в хлоритизации, серицитизации и частичной кальцитизации—альбитизации плагиоклазовой части габбро.

Наконец, к совместному воздействию габбро и дунитов-перидотитов на боковые породы можно отнести превращение в роговики как известняков, так и других боковых пород, имеющее региональный характер вдоль полосы ультраосновных пород.

Для ультраосновных пород северного побережья оз. Гокча К. Н. Паффенгольц (26) отмечает, что контакты их с известняками весьма характерны и выражены в превращении известняков в окрашенные, желтовато-бурые породы, состоящие существенным образом из карбоната и кварца. В той же работе К. Н. Паффенгольца (26), в отрывке, приведенном из рукописи С. Е. Айвазова, отмечается последним, что в контактах известняков с серпентинитами весьма типичны изменения боковых пород, имеющие характер лиственитизации; получающиеся листвениты состоят из карбоната (кальцита), кварца, бревнерита и цеолитов. Данные о размерах описанных выше контактовых явлений не приводятся.

6. Габбро и диабазы. Контактные изменения в диабазах эндогенного характера отмечает на Алатапинском мысу А. С. Гинзберг. А. С. Гинзберг отмечает в диабазах существенные изменения структуры в эндоконтакте в виде появления литоидитовой структуры, кроме того появляются скопления авгита, а микролиты плагиоклаза принимают ориентированное положение, вытягиваясь вдоль контакта.

7. Ультраосновные жильные породы и серпентиниты. В большинстве случаев сколько-нибудь заметных видоизменений контактирующих пород не наблюдается. Только в одном случае имеет место появление типично-контактных видоизменений контактирующих пород в результате взаимодействия диаллагит-плагиоклазита и серпентинита. Характерным результатом такого взаимодействия является появление волластонита в контакте с существенным видоизменением структуры жильной породы. Волластонит представлен в виде разности, окрашенной в бледно-розовые тона, с хорошо заметным в изломе шестоватолучистым строением. Отмечен в районе с. Орта-Ипак в двух местах:

возле восточного края селения, около дороги, идущей из названного селения в с. Юхары-Ипяк, примерно в 100 м от крайних строений, и к северо-востоку от с. Юрта-Ипяк, вверх по склону, примерно в 45 м от самого верхнего дома.

Повсеместно здесь развиты серпентиниты, прорывающие свиту слабоизвестковистых песчаников (туронского возраста), но местами контактирующие с пироксеновыми габбро. Серпентиниты при этом явились продуктом изменения весьма слабооливиновых перидотитов верлитового типа. Серпентиниты секутся вблизи места нахождения волластонита мелкими жилками (от 0,2 до 1 м мощности) оливинового плагиоклазита, более или менее типичного среднезернистого оливинового габбро и, наконец, весьма крупнокристаллического с кристаллами до 8—12 см по максимальному измерению бедного оливином плагиоклазит-диаллагита. Обычны также среди серпентинитов мелкие жилки вторичного кварца магнетита и кальцита. Волластонит встречен на границе между серпентинитом и тонкой дайкой (около 0,4 м) упомянутого выше плагиоклазит-диаллагита, распространяясь в массу последнего, от серпентинита же отделяясь вполне резко.

Здесь же присутствуют мелкие жилки молочно-белого кварца, явно гидротермального происхождения, пересекающие серпентинит и местами приходящие в соприкосновение с волластонитом. Последний образует широкообразные участки неправильной формы, но явно вытянутые вдоль контакта диаллагитового плагиоклазита с серпентинитом. Появление волластонита можно объяснить результатом переплавления вторичного кварца под влиянием инъекции диаллагит-плагиоклазита и реакции расплава с карбонатом кальция, появившимся в результате серпентинизации перидотит-пироксенита. Как отмечалось, процесс серпентинизации обязательно связан для некоторой части курдистанских офиолитов с появлением кальцита; появление же кварца или стоит в связи с десилификацией пород, или же является результатом позднейшей, гидротермальной фазы интрузии.

**8. Контакты гранодиоритов с порфиритами и их туфами.** Большинство явлений, наблюдающихся в контактах такого типа носит лишь характер гидротермального воздействия на боковые породы и краевые фации интрузии. Лишь в отдельных случаях установлено наличие хорошо выраженных чисто контактовых явлений в виде образования скарнов и лиственитов. В районе источников Исти-су, в Курдистане, М. А. Кашкай отмечает весьма типичные гранито-эпидотовые породы; автором наблюдались явления ороговикования и эпидотизации боковых пород в бассейне р. Акеры. Изменения эндогенного характера пользуются значительным распространением. Характеристику контактов и гидротермальной деятельности интрузии удобно провести для кислых интрузивов согласно с общепринятой схемой.

Таким образом, эндоконтактные и экзотермоконтактные видоизменения пород типичны и выражаются: 1) в появлении роговиковой структуры по периферии массивов (не везде); 2) в появлении роговиков в экзоконтакте; 3) в появлении скарнов эпидото-гранатового состава

4) в лиственитизации боковых пород и 5) в березитизации боковых пород. Обычно, перечисленные явления имеют территориально-ограниченный размер; только березитизация захватывает значительные поля возле крупных массивов.

Дальнейшее развитие постконтактных явлений уже гидротермального характера прекрасно представлено в районе Баштибельского полиметаллического месторождения и в некоторых участках более южной части Курдистана, в районе с. Егын-Каладарси.

Особенностью изменений гидротермального характера, связанных с третичными гранитоидами, является то, что автометаморфные явления весьма ограничены и представлены лишь серицитизацией и каолинизацией пород; в ничтожной степени породы интрузивные—гранодиориты, гранодиорит-порфиры и кварцевые диориты—силицифицированы. Зато боковые породы изменены коренным образом, причем участки гидротермально-метаморфизованных пород достигают нередко больших размеров.

Во многих случаях силицификация распространялась до 3 км от периферии интрузива.

Среди изменений боковых пород гидротермального характера установлены эпидотизация, хлоритизация, серицитизация, силицификация и сульфидизация их. Наконец, широко проявляется позднейшая лимонитизация. Продуктом перечисленных изменений являются или сильно измененные породы, сохраняющие реликты первоначального состава, или вторичные кварциты, обычно содержащие некоторое количество сульфидов. Обычны небольшие кварцевые жилы с типично-мезотермальным жильным выполнением. Баштибельское полиметаллическое месторождение представляет собой пример полного цикла гидротермальной деятельности интрузии. Следующие типы гидротермально-метаморфизованных пород обычны около третичных гранодиоритовых интрузий:

- 1) кальцит-хлорит-плагноклазовая порода;
- 2) эпидот-хлорит-кальцит-плагноклазовая порода;
- 3) кварц-серицит-кальцитовая порода с небольшим количеством сульфидов (пирит);

- 4) серицит-кварцевая порода, с сульфидами и лимонитом;
- 5) чистый кварцит с сульфидами (пирит, халькопирит, сфалерит).

Особенностью изменений самой интрузивной породы является то, что первичный кварц в процессе кварцитизации не удаляется, а остается в сложном структурном взаимоотношении со вторичным кварцем и другими новообразованиями. Получающиеся вторичные кварциты при этом весьма характерны и могут быть подразделены на следующие типы:

- 1) кварц + кварц" + кальцит" + альбит" + каолинит;
- 2) кварц + кварц" + цоизит" + хлорит" + пирит";
- 3) кварц + кварц" + серицит" + кальцит";
- 4) кварц + кварц" + пирит" + лимонит";
- 5) кварц + кварц" + пирит" + халькопирит" + лимонит" + азурит" + малахит" (иногда).

Относительное количество сульфидов, в особенности халькопирита, ничтожно, редко достигая 2—3% ко всей массе пород.

9. Контакты гранодиоритов и серпентинитов. Непосредственного соприкосновения пород кислой магмы с массивами серпентинитов в обнажениях наблюдать не удается. Обнаружены лишь обломки серпентинитов, включенные в гранодиорит. В обломках можно наблюдать лишь незначительный закал. Следов оплавления нет, что говорит за гипабиссальный характер гранодиоритовой интрузии и сравнительно неглубокий контакт.

10. Контакты жильных пород и туфоосадочных. Почти никаких контактовых явлений, кроме легкого закала боковых пород не наблюдается. Лишь в немногих случаях обнаружены роговики вблизи от контактов даек диорит-порфирита с известняками и туфоосадочными породами, а также сульфидизация и обогащение боковых пород гематитом и эпидотом.

## МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ РОЛЬ ИНТРУЗИЙ

Рудоносность интрузий различного возраста неравноценна. Просмотр всех данных о месторождениях полезных ископаемых, связанных с интрузивами Карабаха и Курдистана, позволяет сделать выводы, что для металлогении этой части Малого Кавказа наибольшим значением обладают интрузии основных пород и меловые интрузии гранитоидов. Металлогеническая роль интрузий диоритов и габбродиоритов среднеюрского возраста незначительна. Наконец, для группы интрузий Талыша вопросы металлогении требуют дальнейшего тщательного исследования. Краткий обзор данных о металлогенической роли интрузивных формаций, описанных в настоящей работе, можно дать придерживаясь возрастных групп пород.

### Средне-юрская формация

Оруденение связано с гидротермальной деятельностью интрузий. Обычно небольшие зоны боковых пород вблизи от интрузивных массивов подвергаются минерализации гидатогенного характера, причем локализация оруденения приурочена к участкам вторичных кварцитов, в свою очередь приуроченных к системам дизъюнктивных нарушений небольшого масштаба, преимущественно северо-западного и северо-восточного направлений.

Классическим и единственным примером оруденений подобного типа является Зарданашенское медное месторождение, отчасти уже описанное выше. Промышленной ценности оно не имеет.

Незначительный размер интрузий диоритового типа не позволяет ожидать сколько-нибудь значительного оруденения, связанного с ними. Перечисленные ниже элементы связаны с среднеюрскими интрузиями—Cu, Zn, Pb, Fe, отчасти Au.

### Формация гранитоидов верхнемелового возраста

Названная формация является наиболее важной по своей роли в металлогении Азербайджана. Выше было доказано, что именно к верхнемеловому интрузивному циклу надо относить вместе с большой мехманинской интрузией крупные интрузии, обусловившие оруденение в районах Дашкесанского, Кедабекского и Чирагидзорского месторождений железных, медных и серно-колчеданных руд.

Оруденение, связанное с названной формацией, весьма разнообразно как по своему типу, так и по составу. Наряду с месторождениями контактового и эманационного типа (Дашкесанское железо-рудное, Дашке-

санское кобальтовое), с интрузиями верхнемелового возраста связаны многочисленные гидротермальные месторождения от гипотермальных до эпитермальных включительно. Именно к группе гидротермального типа следует отнести месторождения Мехманинское цинко-свинцово-серебряное (эпитермальный тип), Кедабекское медное, Гюльятагское медно-цинковое (гипо- и мезотермальные типы) и многочисленные проявления медных, свинцовых, цинковых и многих других руд, рассеянных на территории всей верхнемеловой интрузивной формации.

К настоящему дню можно считать установленной связь нижеследующих элементов именно с верхнемеловым интрузивным циклом: меди, инка, свинца, золота, серебра, мышьяка, кобальта, кадмия, железа, сурьмы и, может быть, олова.

Весьма типичными процессами, вызванными верхнемеловой интрузией кислой магмы, являются контактовый процесс, обычно имеющий весьма ограниченное распространение, и гидротермальный процесс, ведущий к образованию типичных вторичных кварцитов.

### Формация офиолитов

Значение этой формации для металлогении Малого Кавказа выяснилось сравнительно недавно, после выявления вполне промышленных месторождений хромита, связанного с массивами серпентинитов. В результате исследований А. Г. Бетехтина (2) и других исследователей установлено оруденение почти на всем протяжении формации офиолитов. В достаточной мере проблематичным является вопрос наличия редких элементов, связанных с основными породами. Тем не менее, А. Г. Бетехтиным выдвигается проблема платиноносности курдистано-гокчинских офиолитов, а А. Н. Соловкин отмечает несомненное наличие никеля и ванадия в некоторых группах ультраосновных пород (40).

Из месторождений хромита, заслуживающих промышленной разведки в пределах АзССР можно отметить Гейдаринское, Джомарт, Халифалинское, Ипякское и Карабеклу. Излишне здесь описывать перечисленные месторождения, так как описанию их посвящены самостоятельные работы А. Н. Соловкина (31, 35) и большая работа А. В. Кржечковского (подготовлена к печати). Можно отметить только, что дальнейшее изучение как этих месторождений, так и вообще офиолитов этой формации, направленное к установлению роли редких элементов в оруденении, является совершенно необходимым.

### Формация гранитоидов

С третичными гранитоидами связаны в юго-восточной части преимущественно полиметаллические месторождения гидротермального типа смешанного характера или рассеянные, или жильные, изредка смешанного типа. Большинство месторождений слабо изучено, но, повидимому, крупных месторождений нет.

С третичными гранитоидами связано Баштибельское полиметаллическое месторождение, Султан-Эйдарское проявление пирита возле с. Ка-

ладарси. Кроме того, можно отметить Давабойнинское месторождение мышьковых руд. Для минералогии месторождений характерны кварц, кварц-пирит, гематит, сфалерит, халькопирит, галенит, арсенопирит, кальцит, барит, затем реальгар, аурпигмент, хлорит, цоизит и эпидот, апатит. Из редких—золото.

Представляют разведочный интерес Баштибельское полиметаллическое месторождение, отмечаемое еще Абигом (103), а позднее К. Н. Паффенгольцем (25), и Султан-Эйдарское, открытое А. Н. Соловкиным только в 1935 г. (41). Остальные проявления интереса не представляют.

### Интрузивная формация Талыша

На основании имеющихся материалов о рудах Талыша можно сделать вывод, что рудоносность габбро-тешенитов Талыша ничтожна. Проблемой остается вопрос о золотоносности интрузивов Талыша и ванадиеносности.

А. Ф. Михайлов (19), отмечая установленный им факт наличия ванадия в пределах Талыша, приходит к выводу о необходимости дальнейшего изучения интрузивов Талыша. Минералогия проявления ванадия еще достаточно не выяснена; равно не выяснен и генезис ванадия.

## ГЛАВНЕЙШИЕ ВЫВОДЫ

Таким образом, основываясь на изложенном выше, основные выводы настоящей работы можно сформулировать следующим образом.

1. Интрузивные породы южной части Азербайджана изучены неравномерно. Лучше всего изучены основные и ультраосновные породы Курдистана, НКАО и северного побережья оз. Гокча. Совершенно недостаточно изучены интрузивные породы Талыша, а равным образом не выяснена их роль в металлогении.
2. Требуют дальнейшего изучения гранитоиды Курдистана со связанными с ними проявлениями медного и полиметаллического оруденения, а также и офиолиты, являющиеся наиболее важными интрузивными породами, несущими вполне промышленное хромитовое оруденение.
3. Совершенно недостаточно изучена внутренняя тектоника как гранитоидов, так и офиолитов в пределах значительной части области их распространения.
4. Дальнейшее изучение гранитоидов должно охватить как вопросы внутренней тектоники, так и выяснить роль ассимиляции в образовании этих пород. Химизм гранитоидов изучен недостаточно; например, имеется всего 2 химических анализа кислых интрузивных пород из описываемой области. Недостаточно также изучены петрографически некоторые выходы гранитоидов в труднодоступных частях Курдистана.
5. Интрузивная формация Талыша требует самого тщательного изучения ввиду намечающейся ее металлоносности элементов редкого типа.
6. Среднеюрская диоритовая формация, ввиду ее небольшого распространения и вполне выясненной роли в металлогении, не требует дальнейшего изучения.
7. Область возможного нахождения хромитового оруденения в пределах формации офиолитов ограничена распространением перидотитового типа пород. Таким образом, часть формации, распространяющаяся восточнее меридиана г. Б. Кирс, не представляет интереса в поисковом отношении.
8. В высокогорных частях области распространения третичных гранитоидов можно рекомендовать поисково-разведочные работы в приконтактных частях интрузивов с применением геофизических методов. Минерализованные участки боковых пород и эндоконтакты интрузии в районе Баштибельского месторождения свинцово-цинковых и медных руд, а равно и Султан-Эйдарского, сравнительно слабо вскрыты эрозией, что доказывается порфиroidными краевыми фациями интрузива

и низкотемпературной минералогической ассоциацией минерализованной зоны, вместе с общим характером местности и геологическим строением ее.

9. Совершенно недостаточно изучены интрузивные породы южного склона Главного Кавказского хребта, а равно еще недостаточно выяснена их роль в металлогении Азербайджана. Поэтому в ближайшее время необходимо приступить к систематическому изучению интрузивов этой области, вообще еще слабо изученной и в общегеологическом отношении.

10. Равным образом сравнительно слабо еще изучены интрузивы НахАССР, хотя с каждым годом выясняется их крупная роль в металлогении страны, в связи с открытием новых месторождений молибденовых руд.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Авдусин П. П. К геологии Талыша. Изв. Аз. Краснозн. Нефт. ин-та № 4 (11). 1932.
2. Бетехтин А. Г. К вопросу о платиноносности Гокчинских перидотитовых массивов в Армении. „Цвет. Металлы“, № 3. 1932.
3. Белянкин Д. С. Лысая сопка. Изв. Всесоюзн. геол. об'ед. ЦНИГРИ. 1932.
4. Белянкин Д. С. Магматические горные породы и некоторые полезные ископаемые Западной Грузии. Труды Петрографического Института АН СССР. 1934
5. Берштейн П. С. Геологические исследования в бассейнах рр. Асрик-чай и Дзегам-чай в АзССР. Зап. В. мин. о-ва, в. 63. 1935.
6. Варданянц Л. А. Сейсмоструктура Кавказа. Ак. наук СССР. 1935.
7. Грушевой В. Аллавердское медное месторождение в Закавказье. Гл. геол. разв. упр. 1930.
8. Гинзберг А. С. Петрография республики Армении. Ак. наук СССР. 1935.
9. Гинзберг А. С. Геолого-петрографическое описание южного побережья озера Севан. Ак. наук СССР. 1930.
10. Герасимов А. П. Тешениты с р. Иоры (Кахетия). Гл. геол.-раз. упр. 1931.
11. Герасимов А. П. Новейшие успехи в изучении геологии Кавказа. Вестн. ВГРО. 1932.
12. Гинзберг А. С. Геолого-петрографическое описание северо-восточного побережья озера Гокча. Бассейн оз. Гокча, т. I, 1929.
13. Кузнецов С. С. Геология северо-западного побережья оз. Гокча. Бассейн оз. Гокча. (Севан), т. I. 1929.
14. Казиков М. П. Гидрогеологический очерк южного берега озера Севан. Бассейн озера Севан. Ак. наук СССР. 1930.
15. Кузнецов С. С. О гидрогеологических условиях южных склонов Шахдагского хребта. Бассейн оз. Севан. Ак. наук СССР. 1930.
16. Козин Я. Д. Талыш. Отчет о геологических исследованиях 1935 г. Изд. АзФАН. 1936.
17. Лучицкий В. И. и Кузнецов Е. А. Петрографические провинции СССР. ОНТИ НКТП СССР. 1936.
18. Михайлов А. Ф. К вопросу о распространении ванадия в породах Талыша. Изв. АКИИ, № 7 (13). Баку. 1935.
19. Михайлов А. Ф. Краткий очерк о геологических изысканиях в Ленкоранском районе АзССР летом 1931 г. (Рукопись).
20. Освальд Ф. К истории тектонического развития Карабахской низменности. Пер. А. И. Шишкиной-Богачевой. Изв. Р. геогр. о-ва. 1915.
21. Паффенгольд К. Н. Чирагидзор. Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 102. 1928.

22. Паффенгольд К. Н. Кедабек. Тр. ВГРО, вып. 218. 1928.
23. Паффенгольд К. Н. Дашкесан и Заглик. Тр. Геол. ком. Нов. серия, вып. 170. 1928.
24. Паффенгольд К. Н. Основные черты геологического строения и тектоники Ганджинского р-на АССР. Изв. Геол. ком., т. XXVIII, вып. 3. 1929.
25. Паффенгольд К. Н. Бассейн р. Тертера (геологический очерк). Тр. ВГРО, 1936. (Печат.).
26. Паффенгольд К. Н. Бассейн оз. Гокча (Севан). Тр. Всесоюз. геол.-развед. об'ед., вып. 219. 1935.
27. Преображенский И. А. Альбитит из Курдистана АзССР. Изв. АзФАН № 1. 1936.
28. Преображенский И. А. Петрография Азербайджана. Петрография СССР серия, изд. АН СССР, 1934.
29. Преображенский И. А. Очерк геологии и петрография Астаринского района АзССР. Тр. АзФАН, т. XXII, 1936.
30. Ренгартен В. П. Геотектоническая характеристика складчатых областей Кавказа. Тр. III Всесоюз. съезда геологов. Ташкент. 1930.
31. Соловкин А. Н. Геологический отчет о работах Курдистанской геол. партии. Тр. Азгеолбюро № 1. 1936.
32. Соловкин А. Н. Геологический очерк правобережья р. Хачин в АзССР. Тр. АзФАН, XXIII. 1936.
33. Соловкин А. Н. О диоритовых интрузиях в АОНК. Изв. АКИИ № 7 (13) 1935.
34. Соловкин А. Н. К характеристике юрских и меловых отложений Южного Карабаха. Изв. АКИИ № 6 (12) 1934.
35. Соловкин А. Н. Заметка о нескольких новых месторождениях хромистого железняка в Курдистанском р-не АзССР. „Разведка недр“ № 10. 1934.
36. Соловкин А. Н. К петрографии Малого Кавказа. Платогранит из Наг. Карабаха. Изв. АКИИ № 5 (12). 1933.
37. Соловкин А. Н. Гюльятагское полиметаллическое месторождение в НКАО. Изв. АзФАН, № 2. 1938.
38. Соловкин А. Н. Интрузии и интрузивные циклы АзССР. Тезисы к докладу. Известия АзФАН № 2. 1936.
39. Соловкин А. Н. Об одной мало известной неинтрузии в Азербайджане. Тр. Петрограф. ин-та. АН СССР, в. 7—8. 1936.
40. Соловкин А. Н. Основные породы курдистанского района АзССР и южной части Нагорного Карабаха. Тр. АзФАН т. XIV. 1934.
41. Соловкин А. Н. Геологический очерк бассейна р. Акера-чай. Изд. АзФАН, Труды Ин-та Геологии им. ак. И. М. Губкина, т. 2, 1939.
42. Ситковский И. Н. К вопросу о золотоносности Закавказья. „Пробл. Сов. Труды Ин-та Геологии им. ак. И. Н. Губкина т. 2, 1939.
43. Турцев А. А. Геологический очерк восточных цепей Памбакского хребта. АН СССР. Бассейн оз. Гокча (Севан). 1929.
44. Безбородко Н. И. Змеевиковый пояс, его хромистые руды и прилегающие породы в Майкопском отделе Кубинского округа. Изв. Д. П. И., т. II, отд. II. 1913.
45. Багратуни Е. Г. Месторождение хромита Гейдара в Курдистане. „Разведка недр“ № 19. 1933.
46. Кржечковский А. В. Отчет по разведочным работам на хромиты за 1935 г. (Рукопись хранится в фондах ЗГТ).
47. Тетяев М. М. Основы геотектоники. 1935.
48. Соловкин А. Н. Предварительный отчет по работам Курдистанско-Карабахской геопартии ЗГТ за 1935 г. Рукопись хранится в фондах ЗГТ.
49. Абиш Г. Геологические наблюдения в нагорной стране между Курой и Араксом. Пер. Б. Маркова. Изв. К. Г. о-ва, 1867.
50. Алиев М. Inoceramidae Малого Кавказа. Труды АзФАН 1939.

51. Багратуни Е. Дашкесанский железорудный р-н. В печати. ЦНИГРИ. 1936.
52. Барканов И. В. Геолого-минералогический очерк мехманинской группы полиметаллических месторождений. Рукопись. ЗГТ. 1933.
53. Богачев В. В. Геологический очерк Азербайджана. Матер. по райониров. АзССР, т. I, 1926. Баку.
54. Богачев В. В. Материалы к геологии Восточно-Закавказской низменности. Аз. Нефт. Хоз. № 2—3. 1931.
55. Богачев В. В. Материалы к истории тектонического развития Закавказской низменности. „Аз. Нефт. Хоз.“ № 11. 1927.
56. Боуэн Г. Эволюция изверженных пород. ОНТИ. 1934.
57. Варданьянц Л. А. О металлогении Кавказа. Изд. Ак. наук СССР.
58. Грушевой В. Н. Краткий очерк металлогении Закавказья. Проблемы Сов. геологии, № 10. 1935.
59. Дьяконова-Савельева Д. И. Геологические исследования в окрестностях Делижана летом 1927 г. Изв. Ак. наук. 1929.
60. Крутов, Кремчуков, Борисевич. Месторождение кобальта на Кавказе 1935. Всесоюз. научно-исслед. инст. мин. сырья, вып. 82.
61. Котляр В. Н. Материалы к изучению рудных месторождений северной части ССР Армении. вып. 835. ВГР. 1935.
62. Паффенгольц Н. К. Армутлы-Кульп. Геологический очерк междуречья Дебеда-чая и Акстафа-чая. Тр. ЦНИГРИ. 1935.
63. Розенбуш Г. Описательная петрография. 1935.
64. Ракитин А. Н. Отчет о геологических работах в р-не Чирагидзорского рудника (Рукопись в ЗГРТ). 1933.
65. Ситковский И. Н. Геолого-петрографический очерк Кедабекского р-на. Рукопись). 1934.
66. Ситковский И. Н. Интрузивы юго-восточной части Закавказья (Рукопись). 1937.
67. Усов М. Н. Фации и фазы интрузивов. Томск. 1933.
68. Усов М. Н. Фации и фазы эффузивов. Томск. 1929.
69. Успенский Н. И. Кедабекский медный рудник. „Горн. журнал“ № 3. 1910.
70. Успенский Н. И. Кедабекский тип медных месторождений на Кавказе. Изв. Об-ва горн. инж. 1910.
71. Федоров Е. С. Горные породы Кедабека. Зап. Ак. наук по физ-мат. отд. т. XIV, № 3. СПб. 1903.
72. Чирвинский П. Н. Кварцевые диориты из Кедабека в АССР. Изд. Донск. полит. ин-та в Новочеркасске. 1929.
73. Чирвинский П. Н. К петрографии и геологии Кедабекского медного месторождения в Закавказье. Изв. Донск. полит. ин-та, т. III. 1914.
74. Чирвинский П. Н. Количественный минералогический и химический состав гранитов и грейзенов, 1911. Москва.
75. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. и Бемянкин Д. С. Петрографические таблицы. 1933.
76. Гейн Г. А. Геологическая с'ема северной части рудничной горы (Мис-даг) и г. Толстой Кедабекского медного месторождения на Кавказе. Ежегод. по геол. и минер. России т. XVI, вып. 7—8, стр. 200—221. 1914.
77. Федоров Е. С. Кедабекит и виолаит. Изв. Моск. сельск.-хоз. ин-та № 1 стр. 43—47. 1903.
78. Федоров Е. С. Некоторые практические результаты исследования коллекций Закавказья и Забайкальской области. „Горный Журнал“. 1902.
79. Федоров Е. С. Геологические исследования летом 1930 г. Ежегод. по геол. и минер. России, стр. 135—137. 1901.
80. Эрн А. и Келле Г. Описание Кедабекского медного рудника и прилегающих к нему медеплавильных заводов Кедабека. В. Горн. Дела и Орош. на Кавказе. 1900.

81. Гинзберг А. С. К петрографии Армянского плоскогорья. Изв. С. П. П. И. в. 21. 1910.
82. Кантор Б. А. Геологические исследования в районе Лысогорского перевала АССР. Изв. ЦНИГРИ, вып. 2. 1933.
83. Мирчинк М. Ф. Тектонические проблемы юго-восточного Кавказа. Азнефтеиздат. 1935. Баку.
84. Везирзаде А. Андезит-базальт из Ленкоранского уезда. „Аз. Нефт. Хоз.“ № 1. 1926.
85. Ортенберг Д. Л. Сводный полевой отчет о летних полевых работах 1923/24 гг. по магнитометр. и геол. обл. Дашкесанского месторождения М. Б. Р.
86. Абиш Г. Геологические наблюдения в нагорной стране между Курой и Араксом. Пер. Л. Маркова. Тифлис, 1867.
87. Азизбеков Ш. Петрографический очерк бассейнов нижнего и среднего течений рек Ганджа-чай и Кушкар-чай в АзССР. Изв. АКНИ, № 8/15. 1935.
88. Соловкин А. Н. Отчет о работах Дашкесанской партии за 1931 г. (Рукопись.)
89. Лучицкий В. Н. и Кузнецов И. А. Петрографические провинции СССР, стр. 265. 1936.
90. Дэли Р. А. Глубины земли. Глав. геол. упр. 1935.
91. Лучицкий В. Н. Петрография, т. 1. Г. Н. Т. Г. Г. И.
92. Леднев Н. В. Доклад о месторождении медных и цинковых руд близ селений Гюльятгаг и Мехмана. Рукопись. 1929.
93. Ракитин А. Н. и Тюшов В. Н. Отчет о геолого-разведочных работах на Мехманском цинково-свинцовом месторождении в 1930 г. (Рукопись).
94. Соловкин А. Н. Гюльятгагское полиметаллическое месторождение в АОНК АССР. Отчет по материалам геолого-развед. раб. с 1929 по 1932 г. (Рукопись.)
95. Соловкин А. Н. Геолого-петрографический очерк Нагорного Карабаха. Печ. в Тр. АзФАН. 1937.
96. Рожков Б. Н. Рудоносность верхней части р. Самура, в горном Дагестане. Тр. ГГРУ, вып. 168. 1933.
97. Азизбеков Ш. К петрографии Малого Кавказа. Тр. АзФАН, т. XXVI, 1936.
98. Brögger W. C. Das Fengebeit in Telemarken Norwegen. Oslo. 1921.
99. Eskola P. Ouers. finska Vet. Soc. Forchndl., 63. 1921.
100. Мефферт Б. Ф. Геологические исследования в Мингрелии. Тр. ГГРУ, вып. 64. 1931.
101. Abich H. Geol. Beobachtungen aus den Gebirgsländern zwischen Kur und Araxes. Tiflis. 1867.
102. Valentin J. Bericht über meine Reise nach Tiflis, etc. Ber. Sen. Naturf. Gesellschaft. XVIII. Frankfurt a. M. 1894.
103. Thost C. Mikroskop. Stud. an Gesteinen der Karabaghgaus. Abh. Sensk. Naturf. Ges. XVIII. Frankfurt a. M. 1894.
104. Oswald F. Armenien. Handb. den regionalen Geologie. V. 3. 1912.
105. Богданович К. И. Два пересечения Кавказского хребта. Тр. Г. К. Новсер., вып. XIX, № 1 СПб. 1902.
106. Соловкин А. Н. Микроскопическое описание горных пород из Ордубатского района. (Рукопись). 1934.
107. Лодочников В. Н. Микроскопические исследования пород из района между Дары-Дагом и западной частью Западно-Карабахского хребта. Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 24. 1925.
108. Паффенгольд К. Н. Геологический очерк НахАССР, 1935. Печатается.
109. Шулукидзе, Архипов, Халатов. Геологическое описание части Нахичеванского уезда Эриванской губернии и части Зангезурского уезда Елизаветпольской губернии. Матер. для Геол. Кавказа, сер. 1, кн. 11. 1870.
110. Шиленко А. К. Отчет о геологических работах. Рукопись. 1935.
111. Саркисян С. Г. К геологии и петрографии Ордубатского района Нахичеванской АССР. Тр. АзФАН, т. XXVI. 1936.

112. Тюшов В. Н. Отчет о работах Закатальской геологической партии за 1936 г. Рукопись.
113. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк бассейна Белокап-ора. Тр. ВГРО вып. 131. 1931.
114. Ситковский И. Н. Белокапское медное месторождение в свете новых геологических данных. Тр. Азгеолбюро № 1. 1936.
115. Ренгартен В. П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги Тр. ГГРУ, вып. 148. 1932.
116. Кржечковский А. В. Гюмюшлугское цинково-свинцовое месторождение Шарурского района Нахичеванской АССР. Изв. ГГРУ. 50. 1931.
117. Хитаров В. П. Отчет о работах Ордубадской геологич. партии 1931 г. Рукопись.
118. Соболев Н. Д. Закавказские месторождения хризотил-асбеста. „Минер. сырье“ № 7/8. 1930.
119. Тучапский В. Д. Отчет о геологических исследованиях бассейна р. Басутчай, по работам Зангеланской геолого-поисковой партии в 1932 г. Рукопись хранится в Азгеолбюро.
120. Becke F. Mikroskopische Untersuchungen der Felsarten. Abich, H.—Geol. d. Arm. Hoch. 1887.
121. Dervies V. Recher. sur les roches eruptives des environs de Nachitschevan Geneve. 1910
-

A. N. SOLOVKIN

## Az.SSR-nin intruzijalar və intruziv siqlləri

### REZJUME

Avtor, Azərbaycanın intruzivlərini və intruziv syuxurların ölkənin geoloji və tektonik quruluşu ilə tam əlaqədar olaraq təsvir etmişdir.

Jeni məlumatlar sistemləşdirib və bir çox geoloq və petroqrafın əsərlərini gəzdən keçirdikdən və toplanan materialın bəyik hissəsini işlədikdən sonra, bu günə qədər Azərbaycan intruzivlərinin əjrənilmə dərəcəsini az-çox tam bir şəkildə göstərən bu özürü tərtib etmək mümkyn olmuşdur.

Bu əsər göstərir ki, artıq indi bu və ya digər petroqrafik provinsiyalar—o cümlədən Azərbaycan intruzivlərini—əjrənərkən ortaja çıxan bir sıra məsələlərin həlli tamamilə mümkündür. Qonqret olaraq Azərbaycan üzrə aşağıdakı məsələlərin əjrənilməsi bəyik cətinlik [təşkil etmir:

1. Azərbaycan intruzivlərinin petroqrafik və kimyəvi tərkibini təyin etmək;
2. Azərbaycan intruzivlərinin regional, tektonik jaylaşması təyin etmək;
3. Azərbaycan intruzivlərini formasijalarda qruplaşdırmaq;
4. Azərbaycan intruzivlərinin və ayrı-ayrı intruziv formasijaların metallogenik rolunu aydınlaşdırmaq;
5. Ayrı-ayrı hallarda stratigrafiya və petrogenezə aid olan bəzi məsələləri həll etmək;
6. Müxtəlif avtorların Azərbaycan intruzivlərinin petroqrafiyası, petrologiyası və metallogeniyasına aid olan əsərlərindəki səhvləri və nöqsanları aydınlaşdırmaq;
7. Azərbaycan intruzivlərinin gələcəkdə əjrənilməsi lazım gələn bəzi məsələlərini göstərmək.

Jalınz son illərdə geoloji cəhətdən az-çox ətrafı olaraq əjrənilmiş rayonları gəzdən keçirmək lazım gəldiyindən, iş prosesində, təkcə car olunmuş çox az ədəbiyyat materialından deyil, avtordan başqa digər tədqiqatçılar tərəfindən toplanmış faqtik materiallardan da (qolleksiyalar və şliflər) istifadə etmək lazım gəldi.

### Azərbaycanın tektonik oblastları və intruziv syuxurların jaylaşması

Azərbaycanın tektonik quruluşu məsələsi ilə bir çox avtorlar məşğul olmuşlar. F. Osvald (106) Ermənistanı aid olan məşhur əsərində Azərbaycanın tektoniqası məsələsinə də toxunmuşdur. Azərbaycan ter-

ritorijasında ərəblən sonrakı geoloji tədqiqat Osvaldınkından bir qədər başqa nəticələr verir; lakin, onun əsəri indi də xeyli maraqlıdır; çünki bu əsər Zaqafqazija, İran və Türkiyəni, demək olar ki, vyutyndə əhatə edən jeganə, bəyik original geoloji əsərdir. V. V. Boqacev, xeyli sonralardan, 1926-çy ildə, Azərbaycan territorijası yşyn daha ətraflı teqtonik və geoloji övzör vermişdir (53); bu övzorda həm Avixin, həm Osvaldın geryşləri və həm də avtorun özynyn bir cox müşahidələri əks etdirilmişdir.

Azərbaycanın ayrı-ayrı övlastların teqtoniqası Q. N. Paffenhol (21, 22, 23, 24, 25, 26) M. E. Mirçinq və digər geoloqların ən jeni əsərlərində cox ətraflı gəstərilmişdir. Nihajət Qafqaz geologijasının daha ymumi məsələlərinin həlli ilə əlaqədar olaraq, A. P. Gerasimov (11) və V. P. Renqarten (30) Azərbaycanın teqtoniqasına da toxunmuşdurlar.

Juxarıda gəstərilmiş əsərlərin bir coxunda möhkəm kök salmış bir fikir jər tutur ki, bu da Şərqi Zaqafqazijanı iki teqtonik övlasta—Bəyik Qafqaz (Baş Qafqaz silsiləsinin şərq nihajəti) və Kicik Qafqaza, vəlmək zərurətindən ivarətdir. Talı, Teqtonik çihətdən adətən axıgıncı övlasta birləşdirilir ki, bunun hansı əsasa gərə edildijı qətiyyənlə anlaşılmır. Bəyik və Kicik Qafqaz arasında, vəzi avtorlar, xeyli sirri olan Kür çay depressijasını ayrırlar; bu ad altında jəqin ki, müstəqill teqtonik övlast anlaşılmır. Bu çyr vəlgy sxematik olduqu yşyn vizim məqsədlərimizi təmin etməjir. Bundan başqa bu çyr vəlgy bir qədər də janlıdır. Teqtonik əlamətlərə gərə, Bəyik və Kicik Qafqazı ayrımaq lazımlı gəldijinə hec bir şübhə joxdur. Lakin qəjd etmək lazımdır ki, Kicik Qafqaz o qədər myrəkkəv və myxtəlifdir ki, juxarıdakı vəlgydən başqa daha xırda vəlgylərə ehtijaç vardır. Digər tərəfdən Talının myrəkkəv teqtonik sistemasını, hələ indijə qədər vələ janlı tendensijasını qalmasına vəxtəjaraq, kicik Qafqazın çənub-şərqinin davamı hesab etmək hec də dyz olmazdı. Bu fikir, məsələn F. Osvaldın və V. V. Boqacevin teqtonik qartalarında əks etdirilmişdir.

Həqiqətən, əjər Kicik Qafqazın çənub-şərq hissəsinin teqtonik xətlərini çənub-şərqə eqstrapoljasija etsək (intruziyaların jayıması bu xətlər üzrədir) o zaman Talı, onların davamından şimal-şərqdə qalaçaqdır. Digər tərəfdən, Talı, Baş Qafqaz daqlarının çənub mejlil teqtonik xətlərinin davamında ola bilməz; çünki, Qafqaz daqlarının şərq nihajəti qırgıncıqlı oxların burada (Azərbaycan plitəsi şərq kənarı vöjunça çənuba doqru) sırt dönyşy olsa da Talı xeyli qərbdə qalır. Bu sıratla, Talının teqtonik övlastı, hər şejdən qabaq Kür ətrafı aralıqlı çənub-qərbi kənarının və Aras çay ətrafı axını övlastının teqtoniqasını əks etdirir; jəni, Azərbaycanın teqtonik çihətdən ən az ayrılan hissələrinin teqtoniqasını əks etdirir; bu hissələrin teqtoniqasını ayrılmaması, Kür və Aras çayları vöjunça jərləmiş övlastlarda kylli miqdarda postpliosen çöküntilərinin toplanmasıdır. Qəjd etmək lazımdır ki, Talıda jayılmış intruzivlər və effuzivlərin çöküntülərinin xaraqterinə gərə vələ bir nəticə çıxarmaq olar ki, bu övlast Kicik Qafqaz sisteması ilə hec də oxşar dejildir, və əksinə Bəyik Qafqazla, daha doqrusu Bəyik Qafqazın lora çay rəjonundakı çənub

mejillərilə bir qədər oxşardır. Maraqlıdır ki, biz orada, aşağıda göstərməyimiz kimi, ümumiyyətlə Azərbaycan üçün çox original olan Talış intruziyalarına demək olar ki, tamamilə analozi təşənit tipli intruziyalar tapılır.

Qeyd etmək lazımdır ki, Kicik Qafqazın şərqində Azərbaycan hissəsi daxilində iki çox böyük orografik element vardır—Murovdağ və şərqdə Qarabağ dağ silsilələri. Bunlar şimal-qərvi istiqamətində uzanmaqla bu əlkanın tektonikasına yaxşıca əks etdirirlər. Əz əmələgəlmələri cəhətdən Alp quruluşlarının (bu quruluşlar Kicik Qafqazın tektonikasının formalaşmasında əsas rolunu oynayırdı) ən axtarış əlamətləri ilə bəzi olan bu dağ silsilələrinə, yəni tektonik oblast arasıdakı təbii sərhəd kimi baxıla bilər. Kicik Qafqaz dağlarının şərqində Azərbaycan hissəsini, belə yəni oblasta bəlmək əlverişlidir.

Beləliklə, burada aşağıdakı yəni oblast və ya rayon asanlıqla ayrılır:

1) Kicik Qafqaz dağlarının şimal və şərq ətləri, Murovdağ və Şahdağ silsiləsinin şimal-şərq meylləri. Q. N. Paffenholts (22, 23, 24, 26), I. N. Sitqovski (66, 67) və digər tədqiqatçılara görə, bu tektonik oblast, şimal-qərvi və qismən də meridional istiqamətli Kicik fajlarla mürəkkəbləşən jumşaq az meylli quruluşlar xarakterizə edir. Qazax rayonunda kicik şariz qeyd edilmişdir. Bu oblast daxilində jura və juxarı təbaşir yaşlı vulkanik və cəkmə suxurlar tapılmışdır. Intruziyalar çoxdur. Bu oblastın cənub-qərvi sərhədi, təbaşir cəkyntyləri üzərinə gəlmiş olan aşağı jura vulkanogen qatının qüvvətli surətdə qalxması ilə bəzidir. Burada şariz xətti təxminən Murovdağ silsiləsi boyunca gedir. Kicik Qafqazın şərq kənarı boyunca bu oblast Xəsin sağına qədər uzadıla bilər.

2) Mərkəzi oblast. Bu oblastın, şərqə—Qarabağ cəlynə bəzidir. Q. N. Paffenholts (24, 25) və A. N. Solovkinə (32, 37, 97) görə bu oblast üçün (xüsusən şariz əny zonasında) cənub-şərqə doğru bir qədər jumşalan, intensiv quruluş və iri, lakin tək bir fajların inkişafı xarakterikdir. Bu oblastın sərhədləri, ŞŞ və ÇQ-dən Murovdağ və şərqdə Qarabağ silsilələri, qərbdən isə Silijas silsiləsidir. Bu oblastda, demək olar ki, tək cə jura və juxarı təbaşir cəkyntyləri (lejas-senon) inkişaf etmişdir. Intruziyalar az, lakin müxtəlifdir.

3) Əkərə sağı tektonik oblast; Tərtər sağının juxarılarına da bu sağına daxil etmək lazımdır. Bu oblastın şimal-şərq sərhədi şərqdə Qarabağ silsiləsidir ki, bunun boyunca iri cənub şarizi deşilən tektonik xətt keçir. Tərtər sağının juxarı hissəsində bu tektonik oblast birinci oblasta janaşır. Həmin bu oblast Əkərə sağı həvzəsini tamamilə əhatə edir. Burada mezozoy (juxarı təbaşir) cəkyntyləri arasında fəvqəladə intensiv quruluş və quruluşların oxlarına parallel olan şimal-qərvi istiqamətli bir çox iri fajlar gəryük. Bu oblastın jəlnəz kicik bir hissəsində, Əkərə sağının sağı hissəsində az meylli jətnəz salması olıqosən yaşlı tufogen suxurlar gəryük. Bu tektonik oblast daxilində jəlnəz üçün dəvr yaşlı xəli çox və müxtəlif intruziyalar vardır.

Kicik Qafqazın tektonik oblastları belədir. Baş Qafqaz silsiləsinin Azərbaycan hissəsinə gəlinə, onu iki tektonik oblasta ayrımaq əlveriş-

lidir. Bu surətlə, Azərbaycanın 4-cü tektonik oblastı — Baş Qafqaz silsiləsi cənub meylləri rajonunu əhatə edir. Bu oblast Q. N. Paffenhols (100) V. N. Tjuşov və digər geoloqların verdiyi bir çox məlumatlara görə şimal-qərbdən (ümumi Qafqaz) istiqamətli şariaz və fayların geniş inkişafı, başlıca olaraq cökmə, slanets və fliş fassijalarında cöküntülərin inkişafı ilə xarakterizə olunur. Burada intruziyalar xeyli çoxdur və iki siqlə mənsuudurlar.

5-ci tektonik oblast — Arşeron jərmadası ilə birlikdə Qafqaz silsiləsinin şərq nəhəjətidir. Bu, Azərbaycanın tektonik cəhətdən, çox maraqlı bir hissəsidir. Intruziyalar olmadıqca yəqin bu hissə və eləcə də Kür aralıqda bizi həmin cəhətdən maraqlandırır.

Azərbaycanın 6-cı tektonik oblastı olan Talış, respublikanın xüsusi bir parçasıdır. P. P. Avdusin (1), A. F. Mixajlov (18) və digər geoloqların məlumatına görə myrəkkəv və az meylli qırqıncılıq (və bir çox fayların olması bu rajon üçün tipik bir əlamətdir.

Burada müxtəlif cökmə və vulqanogen fassijalarda demək olar ki, təkçə üçün dəvə cöküntüləri jəyılmışdır. I. A. Преображенский (29) təvəşir cöküntülərini də qeyd edir; lakin bu xətəncə cöküntülər az jəyılmışlar. Intruziya xətləri xeyli çoxdur, lakin kicikdirilər və jəlnəz birçə siqlə mənsuudurlar.

### Azərbaycan intruzivlərinin morfologiyası və jəş

Azərbaycanın intruzivləri territorial jəyilməyə görə, əksər hallarda, əlkə territoriyasının pliqativ və dizjunktiv disloqasijalarla xarakterizə olunan ucastoqlar ilə sığ surətdə əlaqədardır və ən əsas tektonik xətləri təqib edirlər. Lakin, qeyd etmək lazımdır ki, gənç, üçün dəvə intruziyalar üçün çox xarakterik olan belə əlaqə, daha qədim (orta jura və juxar təvəşir) intruzivlərə görə xeyli zəif mejdana sığdır. Azərbaycan intruzivlərini, disloqatsijalarla olan əlaqəsinə görə belədykdə, aşağıdakı tiplər əlbə:

1. Az meylli qırqıncılıqla əlaqədar olan və sonradan qırqıncılıq əmələ gəlməsində passiv rol oynayan iri laqqolitlər. Intruziv çismə jəyilmədə jən sıxurlarda güclənmiş olan xərdə qırqıncılıq bu laqqolitlərin qeyd etdijimiz passiv rolu ilə əlaqəlidir.

2. Qıyvcətli surətdə sığılmış qırqıncılıqların nüvələrində toplanmış kicik laqqolitlər və linzalar;

3. Jən sıxurlarla ujqun olaraq qırqıncılıq əmələ gəlməsində iştirak edən ləjli intruziyalar;

4. Faylara toplanmış qeyri-müntəzəm intruziyalar;

5. Adı mə'nada damarlar, dəjələr; və

6. Qapalı intruziyalar.

Kicik Qafqazın intruziv sıxurların dörd forması əmələ gətirirlər:

1. Orta jura jəşli diorit və diavəz forması;

2. Juxar senon jəşli qranitoidlər forması; çox əhəmiyyətli olan bu forması qranit və qranodiorit tipli bir çox intruziv sıxurlardan ibarətdir. Bu sıxurların icərisində turş maqmanın daha əsas olan varjə-

tetləri—qvarslı diorit və dioritlər və həmçinin myxtəlif damar sıxurları da vardır.

3. Juxarı eosen yaşlı ofiolit formasiası. Bu formasija daxilində əsaslı peridotit maqmanın dunitdən başlanıb anortozit və albitə qədər vıtyın sırası müəjjən edilmişdir. Bu formasijanın sıxurlarının əsas kytəsi piroqsenli qavbro və serpentirlərdən ibarətdir.

4. Postoliosen yaşlı qranitoidlər formasiası. Bu formasijanın intruziv tipləri qranodioritlər, qvarslı dioritlər, qreizenlər, aplitlər, qranodiorit-porfirlərdən ibarətdir.

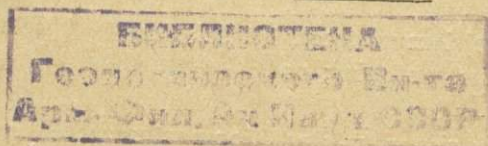
Azərbaycanın digər hissələri üçün də ən yaşlıca iki intruziv formasija müəjjən edilmişdir.

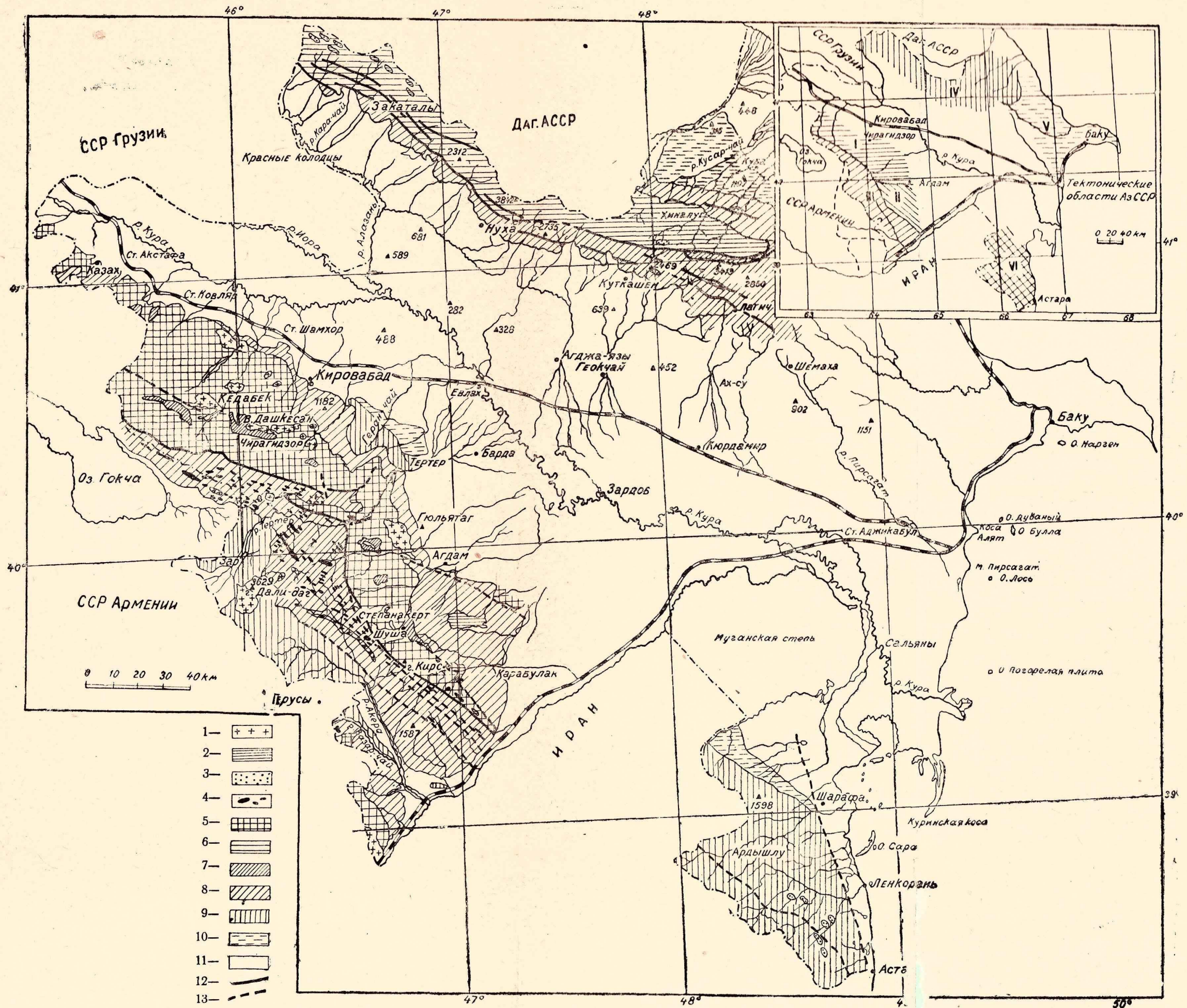
5. Miosen yaşlı qavbro-teşenit tipli formasija. Bu formasija yalnız Talış daxilində jaylanmış olub, olivinli qavbro, piroqsenli qavbro, ortoqlazlı qavbro və teşenitlərdən ibarətdir. Sienit-dioritlər və piroqsenitlər (damar) nisbətən az jaylanmışdır.

6. Baş Qafqaz silsiləsi çənub mejlinin qavbro formasiası. Bu formasija sıxurların tərkibinə görə çox myxtəlif olub, qavbro tiplərindən ibarətdir.

Intruziv sıxurların ilk üç formasiası, kimjəvi cəhətdən birinci və ikinci formasija üçün əsaslı, üçüncü üçün turş qələvi-torpaq metallardan zəngin olan maqmanın injeksiyası və differensiasiası nəticəsidir. Qranitoidlərin əmələ gəlməsində silisli əhəng daşlarının assimilasiası əsas rolunu oynamışdır; bunun nəticəsində silisium oksidi və qalsiumla zəngin, lakin qalsium və natriumu az olan intruzivlər təşəkilmişdir. Hər üç formasija üçün qələvi torpaq metallarının jyksək miqdarı və  $\text{Na}_2\text{O}$ -nın  $\text{K}_2\text{O}$ -dan artıq olması xarakterdir.

Talışın intruziv formasiası, kimjəvi cəhətdən Azərbaycan petroqrafik provinsiası üçün tamamilə original tiptən ibarətdir; bu formasija silisium oksidinin azlığı, qələvilinin çox jyksək olması, yummıjjətlə  $\text{K}_2\text{O}$ -nin  $\text{Na}_2\text{O}$ -dan və  $\text{MgO}$ -nin  $\text{CaO}$ -dan artıq olması ilə xarakterizə olunur. Mineralozı cəhətdən, bu formasija jənə də Azərbaycan intruzivaları üçün original olan bir assosiasija—plagioqlaz, ortoqlaz, olivin, piroqsen və analimin assosiasiası verir. Talış intruzivlərinin yummı əlamətləri onları, lora cəhətə həvzəsinin teenitləri ilə jaxınlaşdırmağa imkan verir.





Карта распространения интрузивных пород АзССР

1—граниты, гранодиориты и кв.-диориты; 2—диориты и габбро-диориты, а также диабазы Большого Кавказа; 3—аббро и тейлиты Талыша и Большого Кавказа; 4—офиолиты эоценового возраста; 5—вулканические образования юрского возраста Малого Кавказа; 6—самые толстые юрского возраста Большого Кавказа; 7—верхняя юра (известняки); 8—мел (ос. и вулканические образования); 9—палеоген (смешанные образования); 10—неоген; 11—четвертичные образования; 12—надвиги; 13—сбросы.

**ПРИЛОЖЕНИЯ**

Таблица химических

анализов пород

№ по пор.	№ образца	Результаты химического анализа															
		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	KO	Na <sub>2</sub> O	MnO	TiO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O—	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	Сумма
1	406	49,76	16,86	7,30	2,92	7,96	7,05	0,76	3,82	0,14	0,08	2,80	0,70	—	—	—	100,34
2	279	45,07	21,57	1,80	2,59	13,55	6,28	1,25	2,78	—	—	2,49	0,32	—	—	—	100,64
3	345	54,43	2,11	1,05	5,33	2,38	32,13	0,46	0,74	—	—	1,72	0,11	0,05	0,31	0,05	100,87
4	169	39,01	3,58	4,20	0,42	—	38,43	0,18	0,41	—	—	13,38	1,28	—	—	—	100,65
5	517	37,87	6,12	0,60	2,40	—	38,84	0,18	0,21	—	—	13,38	1,01	—	—	—	100,63
6	510	48,12	21,05	3,65	3,70	13,06	9,23	0,17	0,25	0,04	—	1,09	0,51	—	—	—	100,24
7	399	47,35	13,44	6,90	6,37	12,84	11,10	0,32	0,66	—	—	0,78	0,26	0,03	—	—	100,02
8	366	41,18	21,92	1,61	2,32	15,78	9,33	1,35	1,44	—	—	5,42	0,51	0,02	—	—	100,86
9	198	34,41	1,10	2,70	5,74	—	42,21	Следы	Следы	0,27	—	11,57	0,36	—	1,15	—	99,79
10	M—62	36,87	1,72	2,50	4,75	0,35	41,57	Следы	Следы	0,12	—	11,40	0,52	—	—	—	99,80
11	198	40,40	—	1,12	7,33	—	41,70	0	0,19	0,33	—	6,84	0,16	—	1,49	—	99,76
12	M—33	40,60	1,92	1,40	6,10	2,17	39,08	1,00	0,16	0,09	—	8,30	0,23	—	—	—	100,06
13	1273	41,73	21,85	0,80	3,24	11,72	14,26	0,20	0,82	0,06	Следы	5,33	0,28	—	—	—	100,29
14	1205	51,94	18,33	2,31	5,94	9,65	6,03	0,36	3,06	0,13	0,38	1,67	0,05	—	—	—	99,85
15	1170	48,50	19,33	3,33	4,97	8,49	4,98	0,55	4,08	0,13	1,11	4,03	0,32	—	—	—	99,82
16	12616	45,84	33,76	—	0,34	16,80	0,57	0,44	1,18	0,01	Следы	0,56	0,07	—	—	—	99,57
17	922	43,23	17,73	2,00	8,86	10,20	12,21	0,65	1,78	0,21	0,93	1,82	0,06	—	—	—	99,69
18	—	40,41	0,97	5,62	—	—	37,04	0,07	0,06	1,85	Нет	13,36	—	—	—	—	—
19	—	49,03	17,87	2,73	5,22	11,02	5,81	1,38	3,01	0,19	0,44	—	—	—	—	—	—
20	—	50,66	16,53	0,54	7,86	11,97	5,77	0,44	2,73	0,16	1,99	—	—	—	—	—	—
21	—	44,09	19,12	3,12	6,17	8,78	8,45	1,88	2,78	—	1,82	—	—	—	—	—	—
22	—	45,07	18,59	2,70	4,34	9,96	5,59	1,15	3,05	0,14	0,68	—	—	—	—	—	—
23	252	66,43	20,67	0,68	0,26	0,64	0,27	1,27	7,98	—	Нет	1,00	33,00	—	—	—	99,53
24	11	60,81	17,38	2,60	1,56	3,19	3,38	2,94	5,13	—	0,44	1,23	0,64	—	—	—	99,71
25	149	67,80	13,56	2,54	4,21	5,18	2,81	0,36	2,76	0,10	—	0,27	0,05	—	—	—	99,26

Магматическая характеристика, по Ф. Ю. Левинсону-Лессингу

Формула	α	β	R <sub>2</sub> O : RO	Название породы	Место взятия образца
2,05 $\overline{RO}$ · R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 0,40 SiO <sub>2</sub>	1,59	76,5	1 : 5,1	Биотитовое габбро	Курдистан
2,21 $\overline{RO}$ · R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 3,34 SiO <sub>2</sub>	1,28	96,0	1 : 7,4	Габбро—пироксенит	Туг-даг
35,2 $\overline{RO}$ · R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 34,0 SiO <sub>2</sub>	1,78	106,0	—	Пироксенит	Курдистан
15,9 $\overline{RO}$ · R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 10,7 SiO <sub>2</sub>	1,12	159,0	—	Змеевик	"
15,7 $\overline{RO}$ · R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 9,97 SiO <sub>2</sub>	1,06	168,0	—	Змеевик	"
2,25 $\overline{RO}$ · R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 3,42 SiO <sub>2</sub>	1,30	93,7	—	Пироксенит	"
3,40 $\overline{RO}$ · R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 4,44 SiO <sub>2</sub>	1,38	38,4	—	Пироксеновый форелленштейн	"
2,50 $\overline{RO}$ · R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 3,05 SiO <sub>2</sub>	1,10	115,0	—	Форелленштейн	"
32 $\overline{RO}$ · R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 16,0 SiO <sub>2</sub>	0,90	—	—	Дунит	Бассейн оз. Гокча
34 $\overline{RO}$ · R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 19,0 SiO <sub>2</sub>	1,00	—	—	"	"
61 $\overline{RO}$ · R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 36 SiO <sub>2</sub>	1,13	—	—	Перидотит	"
6,7 $\overline{RO}$ · R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 23 SiO <sub>2</sub>	4,90	—	1 : 4,0	Форелленштейн	"
2,4 $\overline{RO}$ · R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 3,2 SiO <sub>2</sub>	1,10	—	1 : 4,0	"	"
2,4 $\overline{RO}$ · R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 4,5 Si <sub>2</sub> O	1,66	—	1 : 7,6	Роговообманковое габбро	"
1,9 $\overline{RO}$ · R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 3,7 SiO <sub>2</sub>	1,50	—	1 : 4,9	Авгит—габбро	"
1,04 $\overline{RO}$ · R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 2,3 SiO <sub>2</sub>	1,10	—	1 : 13,5	Анортосит	"
3,5 $\overline{RO}$ · R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 3,8 SiO <sub>2</sub>	1,20	—	1 : 17,0	Горнблендит	"
2,46 $\overline{RO}$ · R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 4,19 SiO <sub>2</sub>	1,00	—	—	Серпентинит	Надеждино
2,46 $\overline{RO}$ · R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 4,19 SiO <sub>2</sub>	1,52	—	1 : 6,6	Габбро	Арданыч
3,09 $\overline{RO}$ · R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 5,18 SiO <sub>2</sub>	1,70	—	1 : 10,0	Оливиновое габбро	Масмана
2,45 $\overline{RO}$ · R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 3,5 SiO <sub>2</sub>	1,29	—	1 : 6,7	Оливиновое габбро	Карабах
1,4 $\overline{RO}$ · R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 3,76 SiO <sub>2</sub>	1,71	—	1 : 3,22	Габбро	Шах-Даг
0,79 $\overline{RO}$ · R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 5,88 SiO <sub>2</sub>	3,11	—	1 : 5,5	Альбитит	Курдистан
0,84 $\overline{RO}$ · R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 5,20 SiO <sub>2</sub>	3,18	—	1 : 5,5	"	Лысогорск
1,82 $\overline{RO}$ · R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 7,65 SiO <sub>2</sub>	3,14	37,0	1 : 4,5	Гранодиорит	Курдистан

Результаты химического анализа

№ по пор.	№ образца	Результаты химического анализа															
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O—	Cu	Сумма
26	676	75,12	0,14	12,52	1,25	1,04	0,06	0,94	3,33	3,09	0,86	—	—	0,12	0,65	—	100,19
27	379	57,36	0,59	19,85	2,04	3,66	0,14	3,84	7,41	2,95	1,16	—	—	0,10	1,09	—	100,10
28	9—Н	62,06	—	18,78	4,21	2,43	—	2,45	5,41	4,00	1,29	—	—	0,84	0,34	—	99,46
29	—	52,33	0,58	12,32	7,10	3,99	0,11	4,97	7,42	3,93	1,41	—	0,03	—	0,58	—	100,24
30	248	61,00	—	12,32	7,40	2,16	—	2,24	10,00	8,80	0,34	—	—	0,52	—	—	99,96
31	275	48,68	—	12,72	8,60	4,66	—	7,83	12,11	2,14	0,31	—	—	2,50	—	—	99,75
32	112-Н	50,38	—	11,77	12,01	4,95	—	5,10	11,18	2,63	0,39	—	—	—	1,77	—	100,24
33	146	66,09	0,36	16,41	2,32	1,62	0,10	0,69	2,87	3,42	4,56	—	—	0,30	1,24	—	99,98
34	252	63,34	0,28	14,72	4,07	0,93	0,11	3,00	1,44	2,80	1,07	—	—	2,75	0,38	—	100,14
35	81	49,03	—	17,59	6,07	0,06	—	6,38	11,10	2,58	0,48	—	—	2,81	1,19	—	100,38
36	216	57,93	0,31	15,91	7,32	3,33	Следы	4,18	5,84	3,04	0,93	—	—	0,61	0,80	—	100,60
37	299	81,49	—	11,27	0,38	0,85	—	0,38	0,51	2,99	9,84	—	—	0,08	1,36	—	99,65
38	102	75,57	—	12,30	1,34	0,11	—	0,20	0,34	2,87	4,94	—	—	0,39	0,90	—	99,46
39	551	66,55	0,51	16,02	2,02	2,35	0,09	1,71	4,19	3,26	2,74	—	0,37	—	1,02	—	99,83
40	15	67,83	0,60	14,82	1,63	1,37	0,64	0,83	2,84	4,15	4,01	0,04	0,16	0,40	0,17	—	99,35
41	901	60,98	0,41	15,64	4,28	1,80	—	1,60	4,62	5,25	3,79	—	0,36	—	1,00	0,05	99,73
42	82	58,74	—	15,04	2,57	2,32	—	3,44	6,99	3,09	1,52	—	Следы	—	—	—	100%
43	—	64,12	0,35	15,20	4,20	1,04	—	2,05	3,90	5,20	2,04	—	—	0,80	—	—	100,43
44	109	76,40	—	14,18	0,51	1,58	—	0,61	0,81	3,41	0,72	—	—	0,82	0,25	—	99,29
45	1316	69,62	—	16,86	0,56	2,80	—	1,56	4,36	2,15	0,72	—	—	0,42	0,68	—	99,73
46	123	74,04	—	14,20	0,63	4,31	—	1,11	2,48	1,82	0,92	—	—	0,84	1,70	—	99,05
47	81	75,24	—	13,66	0,32	0,72	—	0,22	2,44	3,27	0,87	—	—	0,59	2,47	—	99,80
48	83	75,48	—	13,68	0,02	2,44	—	1,02	2,45	2,05	0,58	—	—	0,36	1,29	—	99,99
49	248	72,88	—	14,37	1,92	1,15	—	1,14	2,96	3,25	0,81	—	—	0,63	0,46	—	99,59

Магматическая характеристика		Название породы	Место взятия образца
Формула	$\alpha$		
$1,28\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 9,6 SiO_2$	4,50	Гранит	Славянка
$1,6 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4,6 SiO_2$	2,00	Диорит кварцевый	Кедабек
$1,96\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 6,0 SiO_2$	2,42	" "	Новогореловка
$1,61\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3,83 SiO_2$	1,65	" "	Кедабек
$1,4 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5,58 SiO_2$	2,74	Габбро	"
$2,8 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4,5 SiO_2$	4,58	"	"
$2,55\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4,4 SiO_2$	1,60	"	Новогореловка
$1,13\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 6,75 SiO_2$	3,27	Плагиоклазовый порфирит	Кедабек
$1,5 \overline{KO} \cdot R_2O_3 \cdot 6,3 SiO_2$	3,00	Диабазовый порфирит	"
$2,03\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3,85 SiO_2$	1,50	Керсантит третичный	"
$1,5 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4,7 SiO_2$	2,08		Славянка
$0,7 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 11,82 SiO_2$	6,40	Грейзен	—
$0,93\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 9,77 SiO_2$	5,04	Пегматитовый гранит	Кызыл-Кая
$1,4 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 6,63 SiO_2$	3,00	Гранодиорит	Зурнабад
$0,42\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 7,33 SiO_2$	7,33	"	Дашкесан
$1,43\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5,65 SiO_2$	2,53	"	"
$1,92\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5,62 SiO_2$	2,52	"	Шамхор
$1,55\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5,9 SiO_2$	2,30	Микрогранит	Дашкесан
$0,78\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 8,78 SiO_2$	4,30	Кварцевый диорит	Тауз-чай
$1,18\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5,76 SiO_2$	3,20	" "	"
$1,18\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 8,2 SiO_2$	3,92	Гранитоаплит	Хунзур-хут
$1,09\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 9,1 SiO_2$	4,70	Гранодиорит	"
$1,3 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 8,9 SiO_2$	4,10	Гранит	р. Ахындара
$1,04\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 8,0 SiO_2$	4,00	Адамеллит	"

Результаты химического анализа

№ по пор.	№ образца	Результаты химического анализа															
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O+	H <sub>2</sub> O-	SO <sub>3</sub>	Сумма
50	—	50,32	0,82	16,77	3,23	6,80	0,16	7,96	9,88	2,21	0,70	—	—	0,52	0,94	2,00	100,48
51	406	50,53	—	22,17	3,26	4,23	—	5,06	10,95	2,07	0,53	—	—	0,15	0,87	—	99,82
52	132	49,37	—	21,10	2,73	5,78	—	4,96	8,70	3,42	1,42	—	—	1,90	1,14	—	99,91
53	125	74,90	—	15,48	0,07	0,57	—	1,14	1,28	2,58	1,28	—	—	0,84	0,50	—	99,54
54	338	56,17	—	19,87	6,44	0,95	—	2,60	4,51	3,70	1,32	—	—	1,30	1,22	1,54	100,62
55	—	64,24	0,88	16,39	1,05	2,58	0,07	2,12	4,83	3,20	3,82	—	—	—	1,01	—	99,93
56	153	48,47	—	24,51	2,79	3,24	—	2,20	8,51	3,54	0,64	—	—	4,10	—	0,84	99,49
57	4086	47,36	1,10	18,37	4,67	6,78	0,13	4,81	11,84	1,82	0,89	—	—	0,85	1,61	—	100,23
58	22	47,09	0,94	14,97	1,54	8,56	0,48	3,69	18,39	2,52	0,42	0,02	—	0,72	0,91	—	100,23
59	—	52,84	1,01	20,53	4,86	2,04	0,07	2,29	3,11	5,91	0,58	—	—	1,15	3,94	—	100,03
60	15	51,86	1,04	17,47	2,98	4,92	0,18	5,62	8,92	3,02	2,02	—	—	0,45	0,80	1,15	99,28
61	216	42,08	0,72	13,29	3,01	9,07	0,15	7,71	9,12	2,40	1,18	—	—	0,70	9,11	—	98,54
62	—	69,67	0,27	14,24	1,54	1,33	0,84	Следы	3,86	3,63	1,71	—	0,35	0,24	0,55	0,25	99,70
63	151	75,98	0,16	11,13	1,34	1,18	0,02	0,76	1,70	3,79	1,87	—	0,10	0,11	0,72	0,06	98,91
64	150	59,55	0,82	14,78	6,15	3,58	0,08	2,44	6,97	3,06	0,32	—	0,27	0,26	1,68	—	99,96
65	45	48,00	—	2,11	2,84	5,40	—	4,94	11,65	3,28	11,87	—	—	—	0,78	0,93	100,09
66	147	66,30	0,36	14,79	1,74	1,79	0,03	1,06	4,80	3,97	1,01	—	0,17	0,42	3,99	—	99,69
67	45c	48,94	—	17,09	13,11	1,88	0,05	3,26	10,88	1,05	0,64	—	—	1,19	0,54	—	98,75
68	496	42,03	2,99	13,32	1,23	12,06	0,45	7,16	8,39	1,56	0,41	4,67	—	0,09	5,63	—	100,49
69	124в	48,04	2,66	11,89	1,87	10,94	0,27	6,24	10,73	0,09	0,44	2,76	—	0,17	4,02	—	100,17
70	149в	47,72	2,25	14,87	1,17	9,21	0,22	6,44	7,55	3,34	0,69	2,17	—	0,22	3,96	—	92,81
71	—	62,56	0,45	16,92	3,25	1,02	0,05	2,58	4,62	3,70	2,81	—	—	0,75	4,04	—	99,85
72	38	43,87	0,08	12,47	3,70	6,93	1,41	12,00	11,41	0,98	0,97	0,20	0,48	1,83	2,37	0,82	100,05
73	—	44,04	—	24,75	4,07	1,42	0,45	3,48	15,05	3,52	0,71	—	—	0,20	2,00	0,36	100,05
74	—	48,47	1,03	14,44	4,10	3,06	0,50	5,06	13,74	5,85	1,17	—	—	—	1,84	—	101,25
75	—	41,62	2,42	13,10	2,33	8,16	1,80	16,01	8,27	2,42	2,10	0,35	—	0,97	1,68	1,00	100,11
76	31	47,52	1,07	23,56	0,05	3,27	Сл е н	4,22	9,28	1,39	3,65	0,06	0,16	0,01	1,01	4,34	99,59

Магматическая характеристика				Название породы	Место взятия образца
Формула	$\alpha$	$\beta$	$\gamma$		
$2,8 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4,6 SiO_2$	1,60	—	—	Габбро	Дашкесан
$1,76 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3,57 SiO_2$	1,49	—	—	"	Зурнабад
$1,91 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3,57 SiO_2$	1,49	—	—	"	Зльвор
$1,0 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 7,8 SiO_2$	4,24	—	—	Аплит	Тауз
$1,36 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3,98 SiO_2$	2,00	—	—	Плагиоклазовый порфирит	Кировабад
$1,4 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 6,4 SiO_2$	2,90	—	—	Гранодиорит	Дашкесан
$1,38 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3,13 SiO_2$	1,48	—	—	Диабазовый порфирит	К с.-в. от г. Тев- радаг
$2,1 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3,8 SiO_2$	1,50	—	—	" "	Зурнабад
$3,7 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5,0 SiO_2$	1,50	—	—	Плагиоклаз, порфирит	Дашкесан с.-в. уч.
$0,8 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3,5 SiO_2$	1,82	—	—	Диорит-порфирит	Р-н Дзегам
$0,95 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3,27 SiO_2$	1,66	—	—	Диабазовый порфирит	Дашкесан
$2,0 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4,5 SiO_2$	1,74	—	—	" "	"
$3,18 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4,68 SiO_2$	2,68	—	—	Гранодиорит	с. Гюльтяг, НКАО
$1,19 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 7,9 SiO_2$	5,08	—	—	Гранит	Шамхор-чай
$2,25 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 10,7 SiO_2$	2,36	—	—	Кварцевый диорит	"
$1,57 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5,41 SiO_2$	1,46	—	—	Габбро роговообманковое	"
$2,01 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3,56 SiO_2$	3,25	—	—	Адамеллит-порфир	"
$1,36 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3,25 SiO_2$	1,50	—	—	Габбро	Южн. склон Гл. Кавк. хребта
$3,06 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5,39 SiO_2$	1,78	1,4	—	Диабаз	Белокан-ор
$3,58 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 6,65 SiO_2$	1,86	—	—	"	"
$2,88 \overline{RO} \cdot R_2K_8 \cdot 5,43 SiO_2$	1,85	—	—	"	"
$1,3 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 6,5 SiO_2$	2,60	4,1	1,18	Габбро	"
$4,36 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5,06 SiO_2$	1,32	—	—	Габбро-диабаз	"
$1,68 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 2,76 SiO_2$	1,18	—	—	Габбро-порфирит	Талыш
$2,14 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4,18 SiO_2$	1,63	—	—	Габбро-гешенит	Кяльваз. Талыш
$5,36 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4,98 SiO_2$	—	—	—	Габбро	Талыш
$1,62 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3,51 SiO_2$	—	—	—	"	"
				"	"

Порода	Кварц	Калинагро- вый поле- вой шпат	Плагиоклаз			Амфибол	Пироксен	Биотит и мусковит	Оливин	Рудный	Аксессор- ные и вто- ричные	Серпентин	Всего	Автор	№ шифра		
			альбит	анортит	№ 10—43											№ 45—90	сумма
<b>Юрская формация</b>																	
Диорит, НКАО . . . . .	—	—	—	—	—	74,00	74,00	24,00	—	—	2,0	—	100	Соловкин	6		
Габбро-диорит, НКАО . . . . .	—	—	—	—	—	63,00	63,00	19,50	13,50	—	4,0	—	100	"	16		
Сиенито-диорит, НКАО . . . . .	2,30	11,0	—	—	55,00	—	55,00	26,00	—	—	1,7	4,00	100	"	17		
<b>Формация офиолитов</b>																	
Габбро-пироксенит . . . . .	—	—	—	—	—	40,00	40,00	—	49,50	4,50	4,00	1,0	1,00	100	"	279	
Габбро . . . . .	—	—	—	—	—	48,00	48,00	—	32,00	—	12,50	15,0	—	25	100	"	477
Перидотит . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	24,00	—	40,00	11,0	—	25	100	"	178
Перидотит рудный . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	5,00	—	12,00	45,0	—	38	100	"	531
Габбро биотитовое . . . . .	—	—	—	—	—	58,50	58,50	—	24,50	13,70	—	2,0	1,80	—	100	"	401а
Габбро роговообманковое . . . . .	—	—	—	—	—	63,00	63,00	23,00	9,70	—	—	2,0	2,30	—	100	"	411
Форелленштейн пироксеновый . . . . .	—	—	—	—	—	50,00	50,00	—	28,00	—	20,00	—	—	20	100	"	399
Форелленштейн . . . . .	—	—	—	—	—	70,00	70,00	—	—	—	27,00	—	—	3	100	"	366
Альбитит . . . . .	5,45	—	86,37	5,38	—	—	91,75	—	—	2,29	—	—	0,51	—	100	Преобра- женский	252
<b>Формации гранитоидов</b>																	
Гранодиорит . . . . .	31,00	12,0	—	—	40,00	—	40,00	7,00	—	—	—	—	5,00	—	100	Соловкин	807
Кварцевый диорит . . . . .	36,50	5,0	—	—	45,50	—	45,50	4,75	—	6,30	—	—	1,95	—	100	"	454
Кварцевый диорит . . . . .	50,00	3,7	—	—	40,25	—	40,25	—	—	3,95	—	—	1,50	—	100	"	149
<b>Интрузивная формация Талыша</b>																	
Габбро-порфирит . . . . .	—	—	—	—	—	30,63	30,63	0,61	45,72	11,85	5,53	—	5,70	—	100	Михайлов	385
Анальцимовое габбро (тешенит) . . . . .	1,20	—	—	—	—	38,00	38,00	6,80	26,10	7,00	2,00	0,9	хлорит 18,00	—	100	Соловкин	14/к
Пироксенит . . . . .	—	—	—	—	—	11,47	11,47	—	23,67	13,81	36,87	—	анальцим	—	100	Михайлов	—

Таблица площадного распространения интрузивных пород Курдистана, НКАО  
и Талыша

Породы	Распространение интрузивных формаций				
	Средне-юрская	Верхне-эоценовая (офиолитовая)	Олигоценная (гранитовая)	Миоценовая (габбро)	Общая площадь в км <sup>2</sup>
Диориты . . . . .	7,5	—	—	—	7,5
Габбро диориты . . . . .	6,3	12,3	—	—	18,6
Габбро . . . . .	2,5	25,0	—	} 18,0	27,5
Тешениты . . . . .	—	—	—		—
Перидотиты, пироксениты и серпентиниты и жильная свита . . . . .	—	138,0	—	—	138,0
Гранодиорит, кварцевый диорит . . . . .	2,8	—	86,0	—	86,8
Гранодиорит порфир . . . . .	—	—	—	—	—
Породы даек . . . . .	—	—	—	—	15,0
	19,1	175,3	86,0	18,0	313,4

**Указатель географических пунктов в АзССР и НахАССР, в районе  
которых известны выходы интрузивных пород**

**А**

Арык-дам, с.  
Агджакент, с.  
Алакчи, с.  
Асрик, с.  
Ариклу, с.  
Айрум-Дараси, с.  
Акера, р.  
Ардашава, с.  
Ардашава, г.  
Аликулиушаги, с.  
Абдулла-ушаги, с.  
Айбассар (Айбазар), с.  
Ахинджа, р.  
Ангеловобанд, с.  
Ах-Керпи, нижн., с.  
Ахметлы, с.  
Алтын-тахта, пер.  
Ахмедлы, с.  
Атабег, с.  
Алинджа, г.  
Ашага-Анзыр, г.

**Б**

Барум, с.  
Барсум, с.  
Бюлювлик, с.  
Бабадинлу, с.  
Баштибель, с.  
Бешеглю-даг, г.  
Баллукая, с.  
Баназур, с.  
Балакенд, с.  
Багырсах, с.  
Багырсах, р.  
Бугда-тапа, пер.  
Бюка-даш, г.  
Бала-Мехаг, г.  
Баласар, с.  
Баш-Анзыр, с.  
Бердын, г.

**В**

Вагазин, с.  
Варазгун, с.  
Вакиль, г.  
Вашарю, р.  
Вериярю, р.

**Г**

Гиланбирь, с.  
Гакаки, с.  
Гюльятаг, с.  
Гадрут, с.  
Гюней-пея, с.  
Гюлаплю, с.  
Гейдара, местн.  
Генгермес (Гюнгермес), г.  
Гашхакар, гор.  
Георду-баба, г.  
Геллых, г.  
Громовая, г.  
Ганд, с.  
Гек-гель, оз.  
Гузур-даг, г.  
Гяль-джараджар, с.  
Ганза-чай, р.

**Д**

Дашлю, с.  
Дайгян, с.  
Дашкенд, с.  
Дава-бойны, местн.  
Дыш-Тагат, с.  
Доланляр, с.  
Джан'ятаг, с.  
Джебраил, гор.  
Диванляр, с.  
Дудукчи, с.  
Дали-даг, гор.  
Дали-даг, гор.  
Дашкесан В., с.  
Дашкесан Н., с.

Дашкесан, г.  
Дзегам-чай, р.  
Дзегам, с.  
Джилан, с.  
Джангасар, с.  
Джагир, с.  
Джагир-чай, р.  
Джафар-Кули-бей, с.

**Е**

Егын, с.  
Едиша-Варшнашир, с.  
Ермашлу, руч.  
Егникенд, с.

**Ж**

Жихих-ор, р.

**З**

Зоркишиш, с.  
Зод (Зодский), пер.  
Знарат, г.  
Зарданашен, с.  
Зурнабад, с.  
Загалы, с.  
Зангелан, с.

**И**

Ипяк-орта, с.  
Ипяк-юхары, с.  
Ипяк-ашага, с.  
Ипяк-даг, г.  
Илан-даг, г.  
Илан-кая, скала  
Ирек-мангук, местн.  
Иланлу-даг, г.  
Исти-су, м. и.

**К**

Куришлы, с.  
Кочагет, с.

Каллачи, г.  
Кюкюррак, к.  
Кушкар-чай, р.  
Каркара-чай, р.  
Кальваз, п.  
Кылыш-юрт, г.  
Казанчи, с.  
Кадит, с.  
Капуджих, г.  
Кедабек, с.  
Косагов-бугор, г.  
Карадаг, г.  
Казахлар, с.  
Кызыл-ванк, г.  
Карагоч, зим.  
Кякилу, г.  
Котурлу, с.  
Котурлу, к.  
Карабеклу, с.  
Кюрджа-булах, с.  
Казанчи, с.  
Касапет, с.  
Касапет, г.  
Кагарза, с.  
Казум-кенд, с.  
Карагундж, с.  
Кемракуч, с.  
Каладарси, с.  
Куциляр, с.  
Каракенд, с.  
Караман-даг, г.  
Килисали, г.  
Килисали, с.  
Кызыл-даш, г.  
Кызыл-кая, г.  
Кировабад, гор.  
Керджаланлы, с.  
Кюрд-Гаджи, с.

### Л

Лало-багрлы, с.  
Лысогорск, ст.  
Лачин, гор.  
Лачин-кая, г.  
Лачин, г.  
Лачин, кут.  
Лев-кала, р. кр.  
Лякатах су, р.

### М

Маллишан, с.  
Меликчьян, с.  
Моллалы, с.  
Муров-даг, г.  
Мурухлу, в. с.  
Мурухлу, н. с.

Маграб, с.  
Мансурлу, с.  
Мердвани-дзор, р.  
Мирикенд, с.  
Моз, киш.  
Мухранес, г.  
Мухранес, с.  
Мусульманлар, с.  
Мазра, с.  
Мамедадзор, с.  
Морул, с.  
Мехмана, с.  
Мушкапат, с.  
Машад-кенд, с.  
Мыхтокян, хр.  
Мыхтокян, г.  
Мунджухлу, с.  
Молла-Гасан, с.  
Молла-Гасанлы, р.  
Мехаг, г.  
Моллалар, с.

### Н

Новогореловка, с.  
Новлу, с.  
Нуреддин, к.  
Норашен, с.  
Нагадимер, с.  
Нагатур, г.

### О

Огруджа, пер.  
Огруджа, г.  
Охчи-чай, р.  
Ордубад-чай, р.

### П

Пичанис, с.  
Пичанис, р.  
Пириджан, с.  
Пир-Султан, г.  
Палонкар, с.  
Пазмара, с.

### Р

Рычан, кут.

### С

Славянка, с.  
Сеутлу, с.  
Саманлуг, с.  
Сорджа, с.  
Сарушен, с.

Сур, с.  
Сарик, с.  
Суват, с.  
Саксаган, г.  
Сары-баба, г.  
Султан-Эйдар, п.  
Саданахач, пер.  
Саданахач, с.  
Сосузлух, г.  
Сенгер, г.  
Силиясский, хр.  
Сампасский, хр.  
Сейтас, с.  
Самолати, г.  
Союх, г.

### Т

Туг-даг, г.  
Туг, с.  
Таглар больш., с.  
Таглар Ст., с.  
Тагаворт, г.  
Темляр, г.  
Тгок, г.  
Тгок, с.  
Тиммери-булаг, г.  
Туркичеван, кут.  
Тагасыр, с.  
Топ-агач, с.  
Тертер, р.  
Танашен, с.  
Талыш, хр.  
Талыш, с.  
Тауз-чай, р.  
Тевра-даг, г.  
Тромбон, с.  
Тазакенд, с.  
Тейваз, с.

### У

Уюхлу, г.  
Уюхлу, хр.  
Урумыс, с.

### Ф

Фарадж, с.  
Финьгя, с.  
Финьгя, г.

### Х

Хунзур-хут, г.  
Хакеган, г.  
Хахаперг, г.  
Хынш-чаласи, г.

Ханазак, с.  
Хинзиристан, с.  
Халифалу-чай, р.  
Халифалу, кут.  
Халифалу, с.  
Хузабирт, с.  
Халаплю, с.  
Хатаванк, с.  
Халхи, г.  
Хархар, с.  
Ханага, с.  
Хашли-даг, г.

## Ц

Цакуры, с.

## Ч

Чардах, с.  
Чайлы, с.  
Чильяз, г.  
Чичакли, г.  
Чурман, с.  
Чорман, с.  
Чалдаран, с.  
Чобан-даг, г.  
Чирагуз, с.  
Чардахлы, с.  
Чинчар, г.  
Чифтлик, с.

## Ш

Шушикенд, с.  
Шуша, гор.  
Шамхор, р.  
Шахвалатлу, с.  
Шор, с.

## Э

Эльвар, г.

## Я

Ялдаш, г.  
Яглы-дара, г.



## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Общий обзор . . . . .	5
Тектонические области Азербайджана и распространение интрузивных пород . . . . .	7
Морфология и возраст интрузивов Азербайджана . . . . .	9
<b>Интрузивные формации</b>	
<b>I геотектоническая область</b>	
Кедабекская группа интрузивов . . . . .	23
Мехманинская группа интрузивных массивов . . . . .	39
Интрузивные массивы Дашкесанского, Чирагидзорского и некоторых других районов . . . . .	48
Второстепенные интрузивы области . . . . .	51
<b>II геотектоническая область</b>	
Интрузивная формация диоритов и габбро-диоритов юрского возраста . . . . .	54
<b>III геотектоническая область</b>	
Интрузивная формация основных и ультраосновных пород Курдистана и бассейна оз. Гокча . . . . .	57
Интрузивная формация гранитоидов . . . . .	67
Связь интрузивных пород с тектоникой области распространения и внутренняя тектоника интрузивных массивов . . . . .	69
<b>IV геотектоническая область</b>	
. . . . .	74
<b>V геотектоническая область</b>	
Интрузивные породы НахАССР . . . . .	84
Химизм интрузивов и явления дифференциации и ассимиляции . . . . .	92
Обзор контактовых и гидротермальных явлений, связанных с интрузиями . . . . .	110
Металлогеническая роль интрузий . . . . .	123
Главнейшие выводы . . . . .	126
Литература . . . . .	127
Резюме . . . . .	132
<b>Приложения</b>	
Таблица химических анализов пород . . . . .	138
Таблица минералогического состава интрузивных пород Курдистана, НКАО и Талыша . . . . .	144
Таблица площадного распространения интрузивных пород Курдистана, НКАО и Талыша . . . . .	145
Указатель географических пунктов, в районе которых известны выходы интрузивных пород . . . . .	146

ИЗДАТЕЛЬСТВО  
**АЗЕРБАЙДЖАНСКОГО ФИЛИАЛА**

**АКАДЕМИИ НАУК СССР**

Баку, ул. Саратовца Ефима, 9, телефон № 3-36-17

**Академик И. М. ГУБКИН**

Задачи нефтяной геологии в III пятилетке  
(Доклад на I Геологической конференции АзССР)

Стр. 48

Цена 1 руб.

**Aqademiq I. M. QUBKIN**

III vəziliqdə neft geologiyasının vəzifələri  
(Azərbaycan SSR, I geoloji qonferensiyasında 1937 il  
deqabrın 7—9-da oxunmuş məruzə)

Səh. 40

ijməti 1 man.

**В. В. БОГАЧЕВ**

Палеонтологические заметки

Стр. 96 + 12 стр. фотографий

Цена 5 руб

**В. В. БОГАЧЕВ**

Бинагады, кладбище четвертичной фауны на Апшеронском полуострове

Стр. 84

Цена 2 руб.

**Я. Д. КОЗИН**

История Каспийского моря в плиоценовое время

Стр. 48

Цена 1 руб.

**J. D. QOZIN**

Pliosen zamanında Qaspi dənizinin tarixi

Populjar elmi təvii serija

Səhifə 44

Oijməti 1 man.

**З. Г. ШЕВЧЕНКО**

Минеральные воды Азербайджана и их значение  
для населения

Стр. 84

Цена 2 руб.

СКЛАД ИЗДАНИЙ: Баку, ул. Саратовца Ефима, 9

**КНИГИ ПРОДАЮТСЯ**

**ВО ВСЕХ КНИЖНЫХ МАГАЗИНАХ АЗЕРКИТАБА**

и в киоске издательства АзФАН (Коммунистическая, 10)

Иногородним книги высылаются по получении стоимости заказа  
почтовым переводом или почтовыми марками

**НАЛОЖЕННЫЙ ПЛАТЕЖ ДОПУСКАЕТСЯ ПРИ ЗАКАЗЕ**

**НЕ МЕНЬШЕ ЧЕМ НА 5 РУБ.**

7 руб. 50 коп.

2458