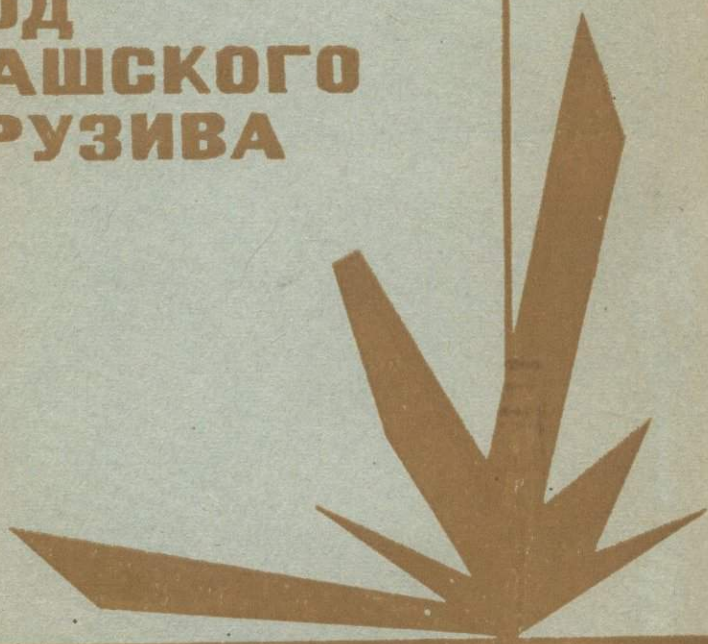


**Х.К. КУДДУСОВ**

**СТРУКТУРНО-  
ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ  
ОСОБЕННОСТИ  
И ФИЗИКО-  
МЕХАНИЧЕСКИЕ  
СВОЙСТВА  
ПОРОД  
АКТАШСКОГО  
ИНТРУЗИВА**



АКАДЕМИЯ НАУК ТАДЖИКСКОЙ ССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

---

552.3

Х.К.КУДДУСОВ

СТРУКТУРНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ  
И ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД  
АКТАШСКОГО ИНТРУЗИВА (ВОСТОЧНЫЙ КАРАМАЗАР)

Ответственный редактор  
академик АН Таджикской ССР  
А.П.Недзвецкий

Издательство "Дониш"  
Душанбе - 1978



УДК 552.3(164).552.1:53(575.3)

В книге обобщены результаты многолетних исследований Акташского многофазного гранитоидного интрузива Восточного Кармазара (Кураминский хребет) с применением методов структурной петрологии и петрофизики. Излагаются вопросы геологии и петрологии интрузива. Наиболее детально рассматриваются элементы внутренней структуры и трещинной тектоники пород интрузива, а также окружающих его осадочно-метаморфических, эффузивных и интрузивных пород. Намечен механизм образования и форма внедрения интрузива. Подробно охарактеризованы физико-механические свойства (удельные веса, пористость, упругие параметры и т.д.) пород интрузива и обсуждается их закономерность изменения в зависимости от минералого-петрографического состава и постмагматических процессов. Приведены материалы о роли физико-механических свойств рудовмещающих пород в образовании структуры и закономерностей локализации гидротермального оруденения в пределах Акташского интрузива. По полученным результатам даны заключение и рекомендации для ведения поисково-разведочных работ в районах развития магматических пород.

Книга представит интерес для широкого круга геологов, петрографов, инженеров-геологов, геофизиков и студентов соответствующего профиля.

К 20805-053 16-77  
М502-78



Издательство "Дониш", 1978 г.

## ВВЕДЕНИЕ

В последнее время большое значение приобретает проблема комплексного исследования интрузивных массивов, с которыми связано эндогенное рудообразование. Особенно она актуальна для Восточного Кармазара, где наряду с крупными месторождениями, освоенными горно-рудной промышленностью, имеется много непромышленных рудопроявлений.

Одним из перспективных участков этого района является территория Акташского гранитоидного интрузива среднекарбонového возраста, отличающаяся хорошей обнаженностью и четко выраженной последовательностью развития трещин, к которым нередко приурочены гидротермальные образования (более 30 рудопроявлений). Интрузив характеризуется разнообразным петрографическим составом пород, а также сложностью и многофазностью образования. В результате систематических геолого-съемочных и петрографических исследований накоплен большой фактический материал по геолого-петрографическому строению этого интрузива. Однако вопросы структурного анализа, внутреннего строения массива, особенно трещинная тектоника и физико-механические свойства слагающих его пород, почти не изучены.

Совместные исследования структурно-петрологических особенностей строения интрузива и физико-механических свойств слагающих его пород открывают большие возмож-

ности для выяснения механизма его формирования, а также уточнения закономерностей размещения гидротермального оруденения. Кроме того, изучение трещинной тектоники является обязательным при исследовании структуры рудных полей.

В настоящей работе рассматриваются следующие вопросы:

- 1) выявление на основе структурного анализа закономерностей строения, механизма образования, формы и многофазности интрузива;
- 2) изучение физико-механических свойств пород интрузива и закономерностей их изменения в зависимости от условий формирования, минералого-петрографического состава и наложения постмагматических (тектонических и гидротермальных) процессов;
- 3) выявление роли трещинной тектоники и физико-механических свойств гранитоидов в локализации флюоритового и полиметаллического оруденения в пределах интрузива.

Определение физико-механических свойств горных пород интрузива производилось автором в лабораториях отдела петрологии Института геологии и Института сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН ТаджССР. Контрольные определения и освоение методики лабораторных исследований осуществлялись в Лаборатории исследования физико-механических свойств горных пород ИГЕМ АН СССР.

Для структурного анализа внутреннего строения массива использованы: 700-замеров элементов пространственной ориентировки кристаллов калиевых полевых шпатов, 1300 замеров ксенолитов и шпиров, более 6500 замеров полюсов трещин в породах интрузива и 2000 замеров трещин во вмещающих и перекрывающих породах. При проведении исследований физико-механических свойств горных пород было выполнено 375 определений объемных и 260 удельных весов, 200 анализов общей и 375 эффективной пористости (при свободном водонасыщении), для 100 проб

установлена эффективная пористость по принудительно-му водонасыщению, исследованы упругие свойства (коэффициент Пуассона, модуль Юнга и модуль сдвига) по 235 пробам. Каждая проба (образец) сопровождалась петрографическим описанием шлифов, общее количество которых составило 300 шт.

При выполнении работы использовался литературный и фондовый материал по геологии района и петрографии интрузива.

В процессе полевых работ большую помощь оказали академик АН ТаджССР Р.Б.Баратов и доктор геолого-минералогических наук С.М.Бабаходжаев. Во время камеральной обработки, написания текста и обсуждения работы много ценных замечаний было сделано доктором геолого-минералогических наук А.Х.Хасановым, кандидатами геолого-минералогических наук В.И.Будановым, Л.И.Лукиным, В.А.Павловым, А.А.Пэк, А.Н.Беловым, А.Б.Марковым, которым автор выражает глубокую признательность. Работа была выполнена под руководством старшего научного сотрудника ИГЕМ АН СССР

Ю.А.Розанова. Автор благодарен Р.Е.Подлобшиковой, Т.Джураеву, оказавшим помощь в оформлении работы к печати.

## ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

История геологической изученности Восточного Карамазара освещена в обширной литературе по региону и наиболее подробно в книге "Рудные поля Карамазара" (т. II, Душанбе, "Ирфон", 1972).

Кратко остановимся на состоянии исследований геологии и петрофизических свойств пород Акташского интрузива и его обрамлении.

Первые сведения о геологии и рудоносности района Акташского интрузива мы находим в работах С.Ф.Машковцева (1928, 1935), Б.Н.Наследова (1935), М.Е.Массона (1934), Ф.И.Вольфсона (1933), Н.П.Васильковского (1935), Д.И.Щербакова (1935), Ю.В.Дюгаева (1935), А.Г.Дуброва (1935), Б.К.Брешенкова (1935), А.С.Аделунга (1937), А.Е.Ферсмана (1935) и др.

Б.Н.Наследов в ходе поисковых работ, охвативших юго-западную часть Акташского интрузива до меридиана р.Гудас, выделил так называемые "гранодиориты карамазарского типа" условно среднекарбонového возраста.

В работе А.С.Аделунга (1937) возраст эффузивных образований бассейнов рек Ашт, Гудас, Ашаба и Пангаз определяется как верхнепалеозойский, среди интрузивных пород выделяются граниты и гранодиориты судетской фазы варисийской орогении.

Важные материалы по вопросам стратиграфии вулканогенно-осадочных пород и расчленения интрузивных образований района получены в результате работ Е.Д.Карповой (1948), Н.П.Васильковского (1952), Н.П.Васильковского и А.П.Недзвецкого (1956), Х.М.Абдуллаева (1960), Х.М.Абдуллаева и др. (1958), Ф.Ш.Раджабова (1958), И.П.Кушнарера, А.Б.Каждана (1958), Ю.А.Лихачева (1956), В.Ф.Базиля (1964), С.М.Бабаходжаева (1962), М.И.Власовой (1958), Б.О.Андерсона (1968) и др. А.П.Недзвецким впервые дается подробное стратиграфическое расчленение верхнепалеозойских отложений и интрузивных образований непосредственно исследуемого района. Условно среднекарбовым он считает крупнозернистые биотитовые граниты и внедрившиеся вслед за ними среднезернистые, иногда порфиroidные гранодиориты Акташского интрузива.

По стратиграфической схеме Н.П.Васильковского гранитоиды расчленены на кварцевые диориты и габбро-диориты, гранодиориты карамазарского типа и граниты, по времени образования они отнесены к преакташскому интрузивному комплексу среднего карбона.

Первые данные по аксессуарным минералам и петрографии аплитовидных гранитов Акташского интрузива приводятся в работе О.П.Елисеевой (1957, 1958). Сведения о тектоническом строении района даны в работах А.С.Аделунга (1939), И.П.Кушнарера (1955), А.П.Недзвецкого и Ю.А.Лихачева (1959), Ю.А.Лихачева (1959), В.А.Арапова (1965) и др.

С 1963 г. геологами тематической партии Канимансурской ГРЭ проводились геологические съемки района. В.Н.Байковым и В.В.Михайловым составлена прогнозная геологическая карта всей территории Карамазара. Материалы по геологии и минералогии месторождений Акташского интрузива рассмотрены в работах П.П.Пилипенко (1932), М.И.Моисеевой (1964), Г.Г.Грушкина (1952, 1961), Е.Т.Кийко (1972), А.А.Марущенко (1972) и др. Наиболее детальные петрографические исследования Акташского

интрузива проведены С.М.Бабаходжаевым (1962, 1968, 1975), С.М.Бабаходжаевым, В.И.Сушковым и В.А.Колесниченко (1968). Они впервые пришли к выводу о многофазном строении Акташского гранитоидного массива и отнесли его к среднекарбовому интрузивному комплексу.

Геофизические работы и изучение некоторых физических свойств горных пород в Восточном Карамазаре проводились различными партиями: "Средацветметразведка", Среднеазиатским геофизическим трестом, Северной геофизической экспедицией Управления геологии Совета Министров Таджикской ССР и другими организациями. Результаты изучения физических свойств горных пород и руд Карамазара по геофизическим исследованиям до 1962 г. обобщены в работе Н.М.Мелькановицкого (1963, 1964).

В 1962 г. параметрическая партия Северно-Таджикской геофизической экспедиции начала планомерные исследования физических свойств пород Карамазара и в том числе района Акташского интрузива по геолого-геофизическим профилям. В результате получен материал по плотности, магнитным и электрическим свойствам гранитоидов.

В течение 1957-1963 гг. в пределах Карамазара и гор Могол-Тау физико-механические свойства осадочных и магматических пород изучали сотрудники ИГЕМ АН СССР Б.П.Беликов, С.В.Николаев, Ю.А.Розанов, И.П.Тимченко и др. Ими впервые получены данные по объемному и удельному весам, пористости и упругим свойствам горных пород Восточного Карамазара. Результаты этих исследований в последующие годы были отражены в различных научных статьях и монографиях (Беликов и др., 1970; Беликов, 1958; Николаев, 1961; Власова, Николаев, 1959; Розанов, 1961 а; Розанов, Тимченко, 1965 и др.).

Характеристика других физико-механических свойств пород Акташского интрузива в этих исследованиях приве-

дена менее подробно. Общие сведения по физическим свойствам пород Карамазара имеются в работах Б.П. Беликова (1961, 1962), И.М. Мелькановицкого (1963, 1964), Ю.А. Розанова и др. (1961), П.Г. Ахматова и Мелькановицкого (1964), А.В. Канцель и др. (1968), А.Н. Балашова, И.Е. Шкуренко (1972). Более подробные данные по физико-механическим свойствам и трещинной тектонике рудовмещающих пород месторождения Гудас приведены в работе Е.Г. Кийко (1972).

Данные о глубинном строении Карамазара и в том числе Акташского интрузива по результатам комплексного геолого-геофизического исследования приведены в монографическом сборнике "Глубинное строение земной коры территории Узбекистана" (1971).

## Г Л А В А 1

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА АКТАШСКОГО ИНТРУЗИВА

Характеристика геологического строения дается по результатам работ А.П.Надзвёцкого, Н.П.Васильковского, С.М.Бабаходжаева, В.Н.Байкова и других исследователей, а также личных наблюдений автора.

Геологическая история развития Восточного Карамазара, куда относится Акташский интрузив, определяется его структурным положением в Тянь-Шаньской складчатой области. Восточный Карамазар, который охватывает юго-восточную часть Кураминского хребта, относится к Кураминской структурно-фациальной подзоне (Попов, 1938; Абдуллаев и др., 1958) или к Каржантау-Кураминской (Васильковский, 1952) и частью Чаткало-Нарынской зонам (Николаев, 1953). Согласно схеме тектонического районирования Западного Тянь-Шаня (Борисов, 1970), описываемый район составляет часть Курамино-Ферганской структурно-фациальной подзоны Срединного Тянь-Шаня.

Восстановление истории геологического развития Восточного Карамазара достаточно сложно в связи с тем,

что некоторые вопросы, касающиеся его стратиграфии, тектоники и магматизма, до сих пор не нашли окончательного решения. Это обуславливается отсутствием достаточно полных фаунистически охарактеризованных разрезов и неоднозначными данными о возрастных соотношениях магматических образований района.

На площади Карамазара Н.П.Васильковским (1952) выделяются три структурных этажа: каледонский, герцинский и альпийский. Каледонский и герцинский, в свою очередь, разделены (Лихачев, 1959) на три структурно-литологических яруса: нижнепалеозойский (метаморфический), среднепалеозойский (осадочный) и верхнепалеозойский (вулканогенный). Из них метаморфический и осадочный ярусы широко распространены на площади Западного Карамазара и гор Могол-Тау, а вулканогенный — в Восточном Карамазаре. Некоторые сведения о последовательности развития и площадном распространении магматических комплексов в пределах Карамазара приведены в табл. 1.

В истории геологического развития палеозоя Восточного Карамазара выделяется три этапа — ранний, средний и поздний.

На раннем этапе (нижний палеозой) территория Восточного Карамазара была покрыта мелководным морем, в котором происходило накопление глинистых осадков. Впоследствии, при проявлении каледонского орогенеза, они были интенсивно дислоцированы и в значительной степени эродированы. В каледонскую эпоху, по всей вероятности, существовал геосинклинальный режим.

На среднем этапе происходила смена геосинклинального режима геоантиклинальным. В верхнем девоне накопились мощные карбонатные осадки в связи с трансгрессией мелководного моря. Затем территория претерпела период интенсивного складкообразования. В конце среднего карбона в результате герцинских орогенических движений оформились главные складчатые структу-

Таблица I

Схема возрастной последовательности формирования магматических комплексов Кармазара по С.М. Бабаходжаеву и др.

Цикл	Этап по Блигину	Магматические комплексы		Установленный или предполагаемый геологический возраст	Группа дайковых образований	Объем занимаемой площади (км <sup>2</sup> )
		Эффузивные (свиты)	Интрузивные (массивы)			
Герцинский	Поздний	Липаритовый (кызылнуринская)	Гранитовый (вулканоплутонический, Самгарский и др.)	Нижний триас	Ш	76,0
		Базальт-липаритовый (равашская)	Габбро-аляскитовый (Шайданский и др.)	Верхняя пермь	I-II	25 и 56
		Трахандезитовый (журабсайская)	Габбро-монзонит-граносиенитовый (Бабайобский и др.)	Нижняя пермь	I	60,0
	Средний	Липаритовый (оясайская)	Гранитовый	Верхний карбон	-	190-250
		Дациит-андезитовый (надакская и акчинская)	Гранодиоритовый (Ашабинский и др.)	Средний-верхний карбон	I-II	262-150
		Дациит-андезитовый (минбулакская)	Габбро-диорит-гранодиоритовый (Актаевский, Кармазарский, Табомарский и др.)	Средний карбон	I-II	167 и 658
Каледонский	Ранний	Порфиновый	Гранитоидный	Нижний девон	-	
		Спидитовый	Плагиигранитовый	Силур-нижний девон	-	

Примечание. Вулкано-плутонические и дайковые образования нижнего триаса развиты в Восточном Кармазаре. Из магматических образований верхней и нижней перми в Восточном Кармазаре развиты интрузивные разности. Верхнекарбоновые магматические образования на площади Восточного Кармазара представлены преимущественно эффузивными разностями. Средний-верхний карбоновый комплекс распространен в виде субвулканических покровных тел по всему Кармазару. Широким развитием в Восточном Кармазаре пользуются интрузивные аналоги среднекарбонового комплекса. Магматические образования нижнего девона и силура выделены только в Западном Кармазаре.

ры района. В это время в ядерные части антиклинальных складок внедрились крупные гранитоидные интрузивы среднекарбовоного комплекса, а также произошло излияние эффузивов андезит-дацит-липаритового ряда.

Общее поднятие территории в верхнем карбоне привело к интенсивной эрозии складчатых структур. Вулканическая деятельность носила трещинный характер, излияния происходили по глубинным расколам пород основания. Мощные накопления эффузивных пород образовывались в заложенных ранее прогибах. В это время возникли крупные разломы субширотного простирания.

Поздний этап развития территории происходил в перми, в условиях завершения геантиклинального режима с переходом к субплатформенному. Магматическая деятельность заметно уменьшилась и размещение магматических тел контролировалось в основном разломами и участками их сопряжения. Для магматических комплексов позднегерцинской эпохи характерна малая глубина формирования, небольшие размеры и порфириовидная текстура слагающих пород.

Магматическая деятельность в районе завершается в нижнем триасе внедрением кислых вулканоплутонических образований и даек основного-кислого состава, приуроченных к ослабленным зонам земной коры.

Платформенный период развития района происходил после общего поднятия и пенеппенизации региона в альпийскую эпоху.

Акташский интрузив охватывает площадь от бассейна р. Пангаз (на Юго-Западе) до правого борта р. Резак (на Востоке). Северо-западная граница проходит по водораздельной части Кураминского хребта.

Породы, вмещающие Акташский интрузив, представлены фрагментами осадочно-метаморфической толщи (O-S), известняками (D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>) и дацит-андезитовыми породами минбулакской свиты (C<sub>1</sub><sup>3</sup>-C<sub>2</sub>). Перекрывающими породами массива являются андезит-дацитовые об-

разования акчинской ( $C_2^2$ ) свиты, а также эффузивы кислого состава оясайской ( $C_3$ ) и кызылнуринской ( $T_1$ ) свит. Акташский массив сложен гранитоидами верхнепалеозойских комплексов герцинского тектоно-магматического цикла (см. геологическую карту).

### Осадочно-метаморфические породы

Наиболее древними породами района являются кристаллические сланцы, гнейсы и другие образования осадочно-метаморфической толщи. Большинство исследователей относят ее к ордовик-силурийскому возрасту. Небольшие выходы этих пород сохранились на водоразделах верховья рек Сарвак и Резак и южнее пер. Камчик. Породы метаморфической толщи сильно дислоцированы и прорваны гранодиоритами Акташского интрузива. Они простираются в северо-западном направлении и падают к северо-востоку (50-30) под  $\angle 40-60^\circ$ . Видимая мощность толщи 150-200 м.

В этой же части района вдоль кызылсайского разлома зажаты небольшие линзы известняков, возраст которых, по аналогии с соседним районом, устанавливается как  $D_3-C_1$ . Эти известняки прослежены вдоль разлома по Резаксаю на значительное расстояние. На контакте с гранодиоритами они перекристаллизованы и превращены в мраморы и магнетитовые скарны.

Магматические образования. Основную часть территории района занимают верхнепалеозойские магматические породы. С.М.Бабаходжаев и А.Н.Белов (1971) в описываемом районе выделяют породы среднекарбонového андезит-гранодиоритового, средне-верхнекарбонového дацит-андезит-гранитоидного, верхнекарбонového липарит-гранодиоритового, нижнепермского трахиандезит-монцитонитоидного, верхнепермского базальт-липарит-габбро-гранитового магматических комплексов и нижнетриасового вулканоплутонического комплекса кислого состава.

Из них наиболее широко развиты интрузивные разновидности магматических комплексов.

Более древние вулканогенные образования среднекарбового возраста известны в южной части района (ур. Тахтабаст). Здесь выделены эффузивные разности минбулакской свиты ( $C_1^3-C_2^1$ ). К последней отнесены андезит-дацитовые порфириты, туфы и фельзиты зеленовато-серого и темно-серого цветов, которые прорываются гранодиоритами Акташского интрузива (Васильковский, Недзвецкий, 1956; Бабаходжаев, 1968). Большая часть отложений минбулакской свиты смыта эрозионными процессами, а на оставшейся части трансгрессивно залегают вулканогенные образования акчинской свиты. Азимут простирания пород минбулакской свиты СВ -  $40^\circ$  с падением на ЮВ под углом  $40-60^\circ$ . Общая мощность ее за пределами района, по данным А.П. Недзвецкого, составляет 900 м. В нижних частях разреза установлены песчаники, сланцы и известняки с фауной брахиопод, по которым возраст отложений определяется как  $C_1^3-C_2$ .

Древнейшими интрузивными породами, отнесенными к среднекарбовому возрасту, являются гранитоиды Акташского интрузива. Гранитоиды более поздних образований рвут этот интрузив, и образуют в нем штоки, дайки и небольшие тела. Породы среднекарбового интрузивного комплекса представлены диоритами и кварцевыми диоритами, гранодиоритами, крупнозернистыми гранитами и аплитовидными гранитами.

Большая часть вулканогенных пород, окаймляющих Акташскую гранодиоритовую интрузию, по данным Н.П. Васильковского, А.П. Недзвецкого, С.М. Бабаходжаева, В.Н. Байкова и др., относится к акчинской свите ( $C_2^2$ ). Породы ее особенно широко распространены в западной части района. Акчинская свита в нижних частях сложена базальными конгломератами с галькой гранодиоритов, глинистых сланцев, пегматитов и др. Среди пород

свиты преобладают дацитовые порфиры темно-сиреневого цвета, значительно реже встречаются кварцевые порфиры, туфы, туфолавы. Отдельные выходы эффузивов установлены на юго-востоке, в нижних притоках Новаликсая, ур. Тахтабаст, Ашаба, Мешисай и Сарвак. В большинстве случаев вулканогенные образования акчинской свиты залегают на размытой поверхности гранодиоритового массива.

Породы акчинской свиты в верховьях рек Акташ, Кармазарсай и Аштсай имеют падение на СЗ под  $\angle 15-25^\circ$ , а в бассейне рек Мешы и Сарвак - на ЮВ под  $\angle 20-25^\circ$ . Исходя из этого, А.П.Недзвецкий считает, что эти отложения образуют антиклинальную структуру, в ядре которой расположены эффузивы минбулакской свиты. Мощность свиты 1000 м.

На породы акчинской свиты с угловым несогласием налегают осадочно-вулканогенные образования надакской свиты ( $C_2^3-C_3^1$ ). Она имеет близкий к породам акчинской свиты состав (андезит-дациты, андезитовые порфириты и их пирокластические разности). Из осадочных пород здесь выделяются прослой конгломератов, сланцев и др. Отложения свиты в районе имеют небольшое распространение и выделены лишь в бассейне р.Пангаз.

Вулканогенные образования акчинской и надакской свит относятся к средне-верхнекарбонному магматическому комплексу. Интрузивными аналогами их являются порфиroidные гранодиориты, гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры. Н.П.Васильковский к данному комплексу относит граниты кызылсайского типа и связывает их с предшурабсайской фазой складчатости, проявившейся в начале верхнего карбона. Порфиroidные гранодиориты в районе кишлака Ашаба образуют штокообразные тела, прорывающие гранодиориты Акташского интрузива. Дайковые тела порфиroidных гранодиоритов, гранодиорит- и гранит-порфиров приурочены к тектоническим трещинам северо-восточного простирания и широко развиты в теле Акташского массива.

Эффузивы, относящиеся к оясайской свите ( $C_3^3$ ) верхнекарбонového магматического комплекса, пользуются ограниченным распространением и пространственно приурочены к участкам выходов акчинской свиты (в верховьях рек Новалик, Ашаба, Ашт и на юго-востоке — в бассейне рек Сарвак и Резак). Эффузивы оясайской свиты представлены преимущественно кислыми разностями — липаритовыми и фельзитовыми порфирами, туфславами, игнимбритами, сферолит-порфирами, кварцевыми порфирами и др. На западе (район выхода Бабайобского лополита) акчинские и оясайские вулканогенные толщи смяты в пологую бабайобскую синклинальную складку субмеридионального простирания. По данным А.Н.Белова (1964), углы падения пород оясайской свиты колеблются от  $5-15^\circ$  до  $30-35^\circ$ .

Породы интрузивных аналогов верхнекарбонového комплекса на площади района имеют незначительное распространение и возрастное положение их окончательно еще не установлено. К ним отнесены гипабиссальные тела гранитного состава (гранит-порфиры, кварцевые порфиры), пространственно связанные с кислыми вулканитами верхнекарбонového возраста, которые они прорывают.

Следующий по времени образования интрузивный комплекс представлен преимущественно монодиоритами и сиенит-диоритами, время образования которых считается ранне-пермским (Белов, 1968). Эти субщелочные породы образуют Бабайобский лополит и на западе узкой полосой по тектоническому нарушению (левый водораздел р.Ашаба) контактируют с гранодиоритами Акташского массива. Небольшое интрузивное тело сиенито-диоритов прорывает гранодиориты Акташского интрузива в верховьях р.Сарвак. Более мелкие дайковые тела пород нижнепермского комплекса развиты по трещинам в гранодиоритовом массиве.

Вулканогенные образования верхнепермского магматического комплекса, относимые к равашской свите, развиты незначительно. Небольшие выходы их отмечены в верховьях рек Пангаз и Надак.



К породам верхнепермского интрузивного комплекса относятся лейкократовые красные граниты шайданского типа. По данным С.М.Бабаходжаева (1975), возраст этих гранитоидов определяется как позднепермский. В юго-западной части исследуемого района лейкократовые граниты образуют Шайданский массив и два небольших выхода в бассейнах рек Гудас и Оби-Ашт. Мелкие дайковые тела распространены на всей площади Акташского интрузива.

Более молодые вулканогенные образования района представлены красными и сиреневыми липаритовыми порфирами, кварцевыми порфирами, туфобрекчиями и туфоконгломератами нижнетриасового магматического комплекса. В возрастном отношении эти эффузивы относятся к кызылнуринской свите (Т<sub>1</sub>). Они широко развиты на северо-востоке района, в водораздельной части Кураминского хребта. Азимут их падения 270°, угол - 20-35°. Мощность пород колеблется в пределах 400-600 м.

К завершающему этапу верхнепалеозойского магматического цикла относятся гранитные тела гипабиссальной природы (Бабаходжаев, Белов, 1971), считающиеся интрузивной частью вулканоплутонических образований кызылнуринской свиты. По составу они близки к граносиенит-аляскитовым разновидностям гранитоидов и пространственно приурочены к участкам развития вулканогенных образований кызылнуринской свиты. В северной части района (верховье р.Акташ) они слагают дайку мощностью от 100 до 600 м, прослеживающуюся по простиранию приблизительно на 8 км. Дайка по северо-восточному разлому контактирует с гранодиоритами Акташского массива.

На площади массива широко распространены дайковые тела основного и кислого состава, внедрившиеся вдоль тектонических трещин северо-восточного и северо-западного простираний. Они образуют Ашабин-

ский, Нижнегудаский, Акташский, Наугарзанский и другие дайковые пояса.

Приведенные данные показывают, что в районе Акташского массива развиты различные по составу гранитоиды интрузивных комплексов герцинского тектоно-магматического цикла. Эффузивные породы верхнепалеозойских магматических комплексов имеют подчиненное распространение.

Тектоническое строение. Основная роль в развитии структур района принадлежит движениям герцинского тектонического цикла. Согласно представлениям А.П.Недзвецкого, описываемый район относится к южному крылу Кураминского антиклинория, который осложнен относительно небольшой Акташской антиклиналью. Последняя простирается в меридиональном направлении от верховьев р.Сарвак на севере, до ур.Тахтабаст на юге, где срезается Баштавакским разломом. В ядре складки расположены эффузивно-осадочные породы минбулакской свиты и гранодиориты Акташского интрузива. В крыльях складки наблюдаются эффузивы акчинской свиты. На западе антиклиналь сменяется Бабайобской синклиналью.

По наблюдениям Ю.А.Лихачева (1959) и В.А.Арапова (1965), герцинская тектоника района носит глыбовый характер, обусловивший развитие структур типа горст-антиклиналей и грабен-синклиналей, ограниченных разломами. Нередко последние являются магмо- и рудоконтролирующими.

В районе широко развиты дизъюнктивные нарушения, которые развивались в течение нескольких этапов деформации, осложняя складчатые структуры.

Дизъюнктивные структуры представлены разнообразными типами нарушений, различающимися по возрасту, пространственной ориентировке, условиям происхождения, характеру и масштабам проявления (табл. 2).

Большинство ранних разрывных структур ориентирован-

Таблица 2

## Характеристика основных дизъюнктивных нарушений района

Порядок разлома	Протяженность	Мощность	Горизонтальное смещение	Вертикальное смещение	Простираение	Угол падения	Тип смещения	Пример
I	Сотни и многие десятки км	Сотни метров (100-500)	Первые десятки км (9 км)	Первые сотни м 150-500 м	СВ	Крутые (80°)	Сдвиг-сброс	Баштавакский, Кумбельский
II	Первые десятки км	Сотни и десятки м	Первые сотни, десятки м	Десятки и сотни м	СВ и СЗ	Вертикальные и крутопадающие	Взброс-сдвиг	Западный, Гудасский, Восточный, Наугарзанский, Буурликский и др.
III	Первые км и сотни м	Десятки м и м	До 200 м	До 10 м	Разное	Вертикальные, крутопадающие	Сдвиг, сброс, взброс и их комбинация	Ашабинский, Кенгутанский и др., все крупные тектонические трещины

ны в северо-восточном, северо-западном, реже в широтном и меридиональном направлениях.

Главную роль в формировании структурно-тектонического строения района играли разломы северо-восточного направления, которые являются одним из самых древних долгоживущих нарушений. Для них характерны большие амплитуды вертикального и горизонтального перемещения. При этом предполагается, что сбросо-сдвиговые движения по северо-восточным разломам способствовали образованию сопряженных с ними северо-западных нарушений. Имеются данные, подтверждающие возобновление движений по ним в альпийскую эпоху.

К наиболее ранним разрывным нарушениям района относятся разломы Баштавакской системы: Западный, Гудасский, Восточный и другие, имеющие преимущественно северо-восточное и юго-восточное простирание.

Собственно Баштавакский разлом в районе представлен своим юго-восточным окончанием протяженностью около 13 км. Он уходит под четвертичные отложения Камышкурганской степи. Разлом имеет близширотное направление и сопровождается зоной перетертых и осветленных пород мощностью в среднем 200 м, достигая нередко 500 м. Местами в них развита сеть ветвящихся кварцевых, реже баритовых жил. Падение зоны разлома северное, почти вертикальное, под  $\angle 75-80^\circ$ , иногда юго-восточное. В районе Новаликся по Баштавакскому разлому гранодиориты надвинуты на эффузивы верхнего палеозоя, а разлом в свою очередь сечет складчатые структуры под  $\angle 40-50^\circ$ . Северное крыло разлома поднято относительно южного и сдвинуто, причем в восточном направлении амплитуда перемещения увеличивается. По данным А.П.Недзвецкого, вертикальное перемещение составляет 500 м, а горизонтальное — 9 км.

Время возникновения Баштавакского разлома многие исследователи (А.П.Недзвецкий, Ф.А.Саркулов, Ю.А.Ли-

хачев и др.) связывают с герцинской эпохой складчатости, а П.А.Шехтман, Ю.С.Шихин считают его более древним — неокаледонским. Последнее более соответствует истории развития региона. Разлом определяется как долгоживущий и испытывавший неоднократные подвижки, вплоть до позднеальпийского времени.

Кумбельский разлом проходит в крайней северо-восточной части массива и пересекает по долине рек Камчик и Резаксай Кураминский хребет. Непосредственно на площади Акташского интрузива развито западное ответвление Кумбельского глубинного разлома — Кызылсайский разлом. Мощность зоны разлома — от 150 до 700 м, горизонтальное смещение 9 км, вертикальное поднятие 150 м. Общее простирание разлома северо-западное, с падением на юго-запад под  $\angle 80^\circ$ . Зона разлома представлена раздробленными разновозрастными магматическими образованиями и редко линзами осадочно-метаморфической толщи нижнего палеозоя.

К разрывным нарушениям второго порядка нами отмечены Западный, Гудасский, Восточный, Наугарзанский, Буюрлюкский и другие разломы. Эти нарушения считаются разновозрастными образованиями и, по мнению большинства исследователей района, формировались в конце верхнего палеозоя ( $S_3-P$ ). По ним также происходили сбросо-сдвиговые движения в последующие этапы тектонической жизни района. Эти разломы контролируют внедрение дайковых и распространение гидротермальных жильных образований. Западный и Восточный разломы расположены на крыльях Акташской антиклинали, а Гудасский имеет направление, почти совпадающее с простиранием оси складки. Западный разлом имеет северо-восточное и северное простирание; падение восточное и юго-восточное под  $\angle 80-85^\circ$ , иногда с местными колебаниями. Породы в зоне разлома осветлены, окварцованы и вмещают кварцевые жилы мощностью более 1 м.

Гудасский разлом пересекается гранитоидами Акташского массива и трассируется мощной кварцевой жилой. Простираение зоны разлома северо-восточное ( $35-70^\circ$ ); азимут падения на северо-запад ( $310^\circ$ ) под  $\angle 70-80^\circ$ . Мощность измененной зоны от 15 до 200 м. Юго-восточный блок приподнят и смещен в северо-восточном направлении (Кийко, 1972).

Восточный разлом простирается почти параллельно Гудасскому. Падение его северо-западное под  $\angle 70-75^\circ$ . Зона разлома фиксируется кварцевой жилой мощностью 8-10 м.

В северо-восточной части района установлены Наугарзанский, Буорлокский, Кызылсайский и другие разломы, относящиеся к ферганской системе разломов.

Протяженность Наугарзанского разлома - первые десятки километров, мощность зоны дробления - около 100 м. К этой зоне приурочена кварц-флюорит-баритовая жила.

Наугарзанский и Гудасский разломы по минеральной ассоциации считаются одновозрастными. Наугарзанский разлом развивался в Р-Т<sub>1</sub> время.

К дизъюнктивным нарушениям третьего порядка нами отнесены все тектонические трещины различной ориентировки и простираения с протяженностью от нескольких сот метров до 1-3 км. К ним приурочены почти все дайковые и гидротермальные рудные образования, причем рудные жилы расположены не в основной плоскости разломов, а локализируются в опирающих трещинах свода этих разломов.

Дизъюнктивные структуры района образовались в условиях как сжатия, вызванного вертикальными подвижками по глубинным разломам, так и растягивающих деформаций. Последние обуславливали формирование трещин растяжения дайковых полей.

Большую роль в формировании структур района играли наряду с тектоно-магматическими процессами поздней

палеозойской эпохи и геологические особенности строения, различные физико-механические свойства отдельных типов пород, а также изменения общего плана деформации во времени.

В альпийскую эпоху по разломам и трещинам происходило главным образом вертикальное блоковое перемещение, окончательно оформившее основные черты современного структурного строения района.

## Г Л А В А П

### ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АКТАШСКОГО ГРАНОДИОРИТОВОГО ИНТРУЗИВА

#### С т р у к т у р н о е   п о л о ж е н и е и   г е о л о г и ч е с к о е   с т р о е н и е и н т р у з и в а

Инtruзив вытянут в северо-восточном направлении согласно общему простиранию складчатой структуры. Восточная часть его имеет максимальную ширину (15-20 км), а на юго-западе он постепенно сужается до 500-2000 м; протяженность интрузива превышает 25 км. Общая площадь выхода Акташского массива на поверхность составляет около 450 км<sup>2</sup> и в соответствии с классификацией А.А.Полканова (1945, 1947) он может быть отнесен к плутонам второй величины. По отношению к общей региональной структуре интрузив является конкордантным, а по отношению к локальным структурам — дискордантным.

По вертикали интрузив вскрыт эрозией до 1440-1600 м. Максимальной глубины эрозионный срез достигает в южной, а минимальной — в северной приводораддельной его части (рис. 1).

Интрузив имеет сложное многофазное строение. По петрографическому составу среди пород Акташского интрузива выделены диориты и кварцевые диориты, гранодиориты, порфировидные биотитовые граниты, аплитовидные лейкокра-

товые граниты. Эти породы, согласно представлениям С.М.Бабаходжаева (1962, 1968), сформированы в результате проявления четырех интрузивных фаз среднекарбонатового магматического комплекса. Возрастная последовательность их внедрения устанавливается по наличию интрузивных контактов, присутствию ксенолитов гранитоидов древних фаз в более молодых и по другим признакам. Породы фаз пользуются не одинаковым площадным распространением. Диориты и кварцевые диориты первой фазы представлены в виде ксенолитов и небольших тел в гранодиоритах второй фазы. Общая площадь их распространения составляет около 1% от всей площади массива.

Наибольшим развитием пользуются гранодиориты второй фазы, занимая более 75% (340 км<sup>2</sup>) площади интрузива. В центральных его частях распространены порфиридные крупнозернистые граниты третьей фазы. Они занимают свыше 80 км<sup>2</sup> (18% общей площади интрузива). Порфиридные граниты имеют активный интрузивный контакт с гранодиоритами и содержат небольшие ксенолиты последних (рис. 2). Породы четвертой фазы приурочены в основном к площади развития крупнозернистых гранитов, представлены отдельными штоками и дайкообразными телами и занимают площадь около 25 км<sup>2</sup> (или 5%).

К о н т а к т о в ы е   в з а и м о о т н о ш е н и я   и н т р у з и в а . На значительном протяжении Акташский интрузив окружен перекрывающими его более молодыми вулканогенными образованиями верхнего палеозоя. Южный контакт на значительном протяжении перекрыт современными отложениями. В промежутке от левого борта р.Пангаз до ур.Тахтабаст гранодиориты второй фазы граничат по Баштавакскому разлому, имеющему падение на ЮВ под углом 60° с туфопесчаниками и андезитовыми порфиритами акчинской свиты. В ур.Тахтабаст (верхове Бурсай) гранодиориты второй фазы прорывают андезит-дацитовые порфириты минбулакской свиты (Бабаходжаев, 1962). Контакт извилистый, интрузивный, с апо-



Разрез по линии I-I

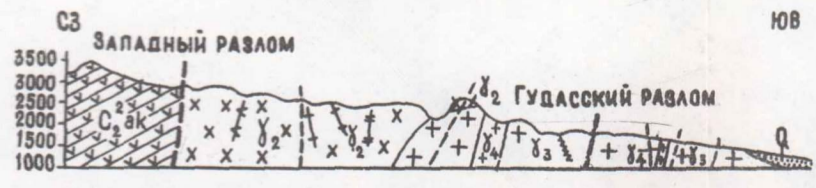


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Акташского интрузива. Составил Х.К.Куддусов по материалам А.П.Недзведского, С.М.Бабаходжаева, В.И.Сушкова, В.А.Колесниченко, А.Н.Велова, В.Н.Байкова и др.

1 - четвертичные рыхлые отложения, 2 - P известняки, глины, мергели, песок и др., 3 - K мергилитистые песчаники, красные пески, глины, известняки и др., 4 - T<sub>1</sub> кызылсайская свита - кварцевые порфиры, липариты, туфобрекчии и др., 5 - C<sub>3</sub> оясайская свита - кварцевые порфиры, туфы, туфолавы, игниамбриты и др., 6 - C<sub>2-3</sub> надахская свита - конгломераты, песчаники, туфопесчаники, туфы и основные эффузивы, 7 - C<sub>2</sub> актинская свита - дашты, трахандезиты, андезиты, даштитовые порфиры и их туфы, 8 - C<sub>1-2</sub> минбулакская свита - андезитовые и даштитовые порфиры, их туфы с прослоями осадочных пород, 9 - D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub> известняки мраморизованные, 10 - O-S? кристаллические сланцы, гнейсы, песчаники и др.

Дайки и жильные образования: 11 - аплиты, 12 - пегматиты, 13 - гранит-порфиры, кварцевые порфиры, грейофиры и др. (кислые породы), 14 - гранодиорит-порфиры и др. (средне-кислые), 15 - диабазы, долериты, габбро-порфириты, микродиориты и др. (основные), 16 - сиенит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры и др. (субщелочные), 17 - кальцитовые прожилки, 18 - кварц-флюорит-баритовые прожилки, 19 - кварцевые жилы и прожилки, 20 - баритовые прожилки.

Интрузивные породы: 21 - T<sub>1</sub> кварцевые порфиры, гранит-порфиры, 22 - P<sub>2</sub> лейкократовые красные граниты шайданского типа, 23 - P<sub>1</sub> сиенито-диориты, монциониты бабайобского типа, 24 - C<sub>2-3</sub> порфиroidные гранодиориты, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры и др.

C<sub>2</sub>: 25 - аплитовидные граниты (IY фаза), 26 - порфиroidные биотитовые граниты (III фаза), 27 - гранодиориты (II фаза), 28 - диориты и кварцевые диориты (I фаза).

Складчатые и разрывные структуры: 29 - предполагаемая ось Акташской антиклинали, 30 - Бабайобская синклиналь, 31 - разломы первого порядка (Баштавакский, Кызылсай-Кумбельский), 32 - разломы второго порядка (Западный, Гудасский, Восточный, Бурюлюкский, Наугарзанский и др.), 33 - разломы третьего порядка (крупные тектонические трещины), 34 - направление и перемещение блоков по разломам, 35 - блок приподнятый, 36 - блок опущенный, 37 - контакты пород, 38 - элементы залегания пород и структур.

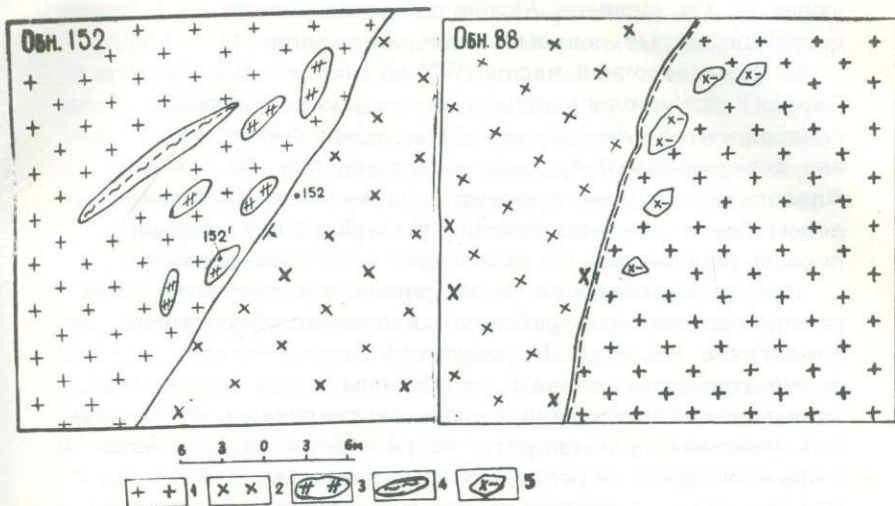


Рис. 2. Характер контактового взаимоотношения пород II и III фаз.

1 - крупнозернистые граниты (III фаза), 2 - гранодиориты (II фаза), 3 - ксенолиты (породы I фазы), 4 - пегматиты в гранитах, 5 - ксенолиты гранодиоритов в гранитах.

физами гранодиоритов в эффузивах. В эндоконтактовой зоне отмечена полоса метасоматически измененных пород габбро-диоритового состава, которые возникли в результате ассимиляции вмещающих пород, представленных кварцполевошпатовыми образованиями. Мощность зоны экзоконтактового изменения 20-25 м. Поверхность контакта имеет падение в сторону эффузивов под  $\angle 65-70^\circ$ . На этом участке гранодиориты секут диориты и кварцевые диориты первой фазы. От ур.Тахтабаст до нижнего течения р.Ашаба гранодиориты второй фазы перекрываются эффузивами акчинской свиты. Контакт их осложнен тектоническими нару-

шениями. От кишлака Ашаба до нижнего течения р.Акташ интрузив закрыт современными отложениями.

В юго-восточной части района (истоки рек Меши и Сарвак) установлено налегание на размытую поверхность гранодиоритов эффузивных пород акчинской свиты. Падение поверхности интрузива на восток под  $\angle 20-25^\circ$ . Аналогичное строение имеет зона контакта интрузива на левом борту нижнего течения р.Сарвак, где эффузивные породы расчленены на акчинскую и оясайскую свиты.

В северо-восточной части района гранодиориты прорывают ордовик-силурийскую метаморфическую толщу и известняки ( $D_3-C_1$ ). В результате контактового метаморфизма глинистые сланцы превращены в кристаллические сланцы и гнейсы, а известняки скарнированы. В отдельных участках гранодиориты по разлому соприкасаются с вулканогенными образованиями кызылнуринской свиты. Породы эндо- и экзоконтактов осветлены и участками сильно катаклазированы. Падение контакта гранодиоритов с кислыми кызылнуринскими эффузивами на север под  $\angle 65-70^\circ$ .

На севере Акташский интрузив граничит с эффузивными породами кызылнуринской свиты ( $T_1$ ). В отдельных участках (верховьях рек Акташ, Кенгутан и Сарвак) контакт проходит по разлому, падающему на СЗ  $340^\circ$  под  $\angle 45-50^\circ$ . К нему приурочена мощная дайка кварцевых порфиров. На этом участке отмечается прорывание гранодиоритов кварцевыми и липаритовыми порфирами ( $T_1$ ). На северо-западе (верховье рек Акташ, Кармазарсай, Буюрлюк) почти по водораздельной части Кураминского хребта гранодиориты граничат с вулканогенными породами акчинской свиты, которые полого ( $25-30^\circ$ ) налегают на размытую поверхность гранодиоритов. В отдельных участках вдоль контакта развиты дайковые образования. От верховья р.Сарипуль до верховья р.Гудас зона контакта является более сложной. Гранодиориты перекрываются андезитовыми порфирами акчинской свиты и про-

рваны гранитоидами поздних фаз (верховье рек Оби-Ашт и Гудас). Элементы залегания поверхности контакта следующие: СЗ -  $320^\circ$ ,  $\angle 75^\circ$  с наклоном в сторону вмещающих пород. В экзоконтакте породы претерпели гидротермальный метаморфизм. На участке водоразделов рек Гудас и Ашаба гранодиориты по разлому соприкасаются с осадочновулканогенными породами, условно относимыми к шурабсайской свите ( $P_1$ ). Осадочные разности их представлены сланцами, полого падающими на северо-запад. Плоскость контакта крутая, с изменчивым падением. Преобладающие элементы контакта: азимут падения  $250^\circ$ ,  $\angle 55^\circ$ . Далее, от левого водораздела р.Ашаба с р.Гудас на юго-западе до левого борта р.Пангаз, гранодиориты граничат по западному разлому с вулканогенными породами акчинской и оясайской свит. Породы зоны разлома раздроблены и превращены в милониты; наблюдается новообразование хлорита, эпидота и карбоната. Падение зоны на юго-восток  $75-85^\circ$ . Вулканогенные породы представлены туфами кварцевых и сферолитовых порфиров и др.

О возрасте интрузива. Взгляды на возраст гранитоидов Акташского массива менялись с изменением представлений о возрасте вмещающих и перекрывающих эффузивных пород. Всеми исследователями Кармазара принято относить гранодиориты Акташского интрузива к одному из ранних этапов герцинского тектоно-магматического цикла. Возраст Акташского массива как составной части гранодиоритов среднего карбона обширной прилегающей территории также определяется как среднекарбонный. Доказательством тому могут служить следующие данные.

1. В исследованном районе, как и в других участках Кураминского хребта, гранодиориты прорывают и метаморфизуют охарактеризованные фаунистически осадочно-метаморфическую толщу ( $O-S$ ) и известняки ( $D_3-C_1$ ).

2. Н.П.Васильковским за пределами района, А.П.Недзвецким на территории Восточного Кармазара и другими исследователями установлено, что гранодиориты про-

рывают низы минбулакской свиты ( $C_1^3-C_2^1$ ). Этим определяется нижняя возрастная граница гранодиоритов, как низы среднего карбона.

3. Верхняя возрастная граница интрузива определяется несогласным налеганием акчинской эффузивно-осадочной свиты ( $C_2^2$ ) на размытой поверхности гранодиоритов, что отмечено в верховьях рек Акташ, Меши и Сарвак и в других районах Карамазара. В базальных конгломератах этой свиты, по данным А.П.Недзвецкого (1956), присутствует галька вмещающих гранодиориты черных глинистых сланцев и др. Возраст вулканогенных образований акчинской свиты устанавливается на основании находок в низах разреза брахиопод и в известняковых прослоях губок (Аделунг, 1939), определение которых позволило Н.П.Васильковскому считать ее возраст не моложе верхов среднего карбона. Для установления возраста гранитоидов Акташского массива многие авторы кроме геологических данных используют результаты определений абсолютного возраста калий-аргоновым методом (табл. 3). Они показывают, что возраст колеблется в пределах 300-330 млн. лет, что согласуется и с геологическими данными.

Дайковые породы в пределах Акташского интрузива пользуются чрезвычайно широким развитием. Они представлены породами основного, среднего и кислого состава, концентрируются в пределах определенных структурных зон, образуя дайковые пояса и поля. С.М. Бабаходжаев (1964) в Акташском интрузиве выделяет следующие дайковые пояса (с юго-запада на северо-восток): Ашабинский, Нижнегудасский, Акташский, Наугарзанский и др. Кроме того, дайковые образования этих поясов по возрасту и генетическим признакам делятся на 3 группы: 1) аплиты, аплит-пегматиты, гранодиорит-аплиты, пегматиты; 2) гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, кварцевые порфиры, сиениты, аплитовидные порфиры и графиты; 3) диабазовые порфириты, микродиориты,

Таблица 3

Результаты определения абсолютного возраста среднекарбонowego гранитоидного комплекса Карамазара по данным К-Аг метода

Порода или минерал, по которому определен возраст	Место взятия	Возраст, млн. лет	Автор, лаборатория
Биотит из гранодиорита	Чорух-Дайрон	305±12	И.Б. Изанов, ИГЕМ АН СССР
Биотит из гранодиорита	Басс. р. Токмаксай, Зап. Карамазар	327± 3	То же
Биотит из порфиroidных гранодиоритов	Алтын-Топкан	305±12	"
Гранодиориты (среднее из 5 опред.)	Нижнее течение р. Акбулак, Айгыр-Байтал и Газа	317	"
Биотит из сиенито-диоритов	Алмалык	322±13	"
Биотит из аплитовидного гранита	Каракиясай (штольня)	317±12	"
Биотит из аплитовидных гранитов	Чаркасар	298±15	"
Аплиты из крупнозернистых гранитов	"	308±12	"
Биотит из порфиroidных плаггиогранитов	Басс. р. Караулухана	300	Е.М. Головин, САНГИМС
"	Западный Карамазар	317± 2	Н.П. Лазеров, Б.П. Беликов, ИГЕМ АН СССР

Продолжение таблицы 3

Порода или минерал, по которому определен возраст	Место взятия	Возраст, млн. лет	Автор, лаборатория
Биотит из адамеллитов (среднее из 3 опред.)	Западный Кармазар	320 $\pm$ 13	Б.П. Беликов, ИГЕМ АН СССР
Биотит из порфиroidных гранодиоритов	" "	300 $\pm$ 12	" "
Биотит из габбро-диоритов	Кармазарсай	341 $\pm$ 5	В.Н. Байков, УГ СМ Тадж. ССР
Биотит из порфиroidных гранитов (среднее из 2 опред.)	Айтского типа	320 $\pm$ 8	Н.П. Даверов, ИГЕМ АН СССР
Биотит из кварцевых монцит-порфиров	Западный Кармазар	326 $\pm$ 3	В.Н. Байков, УГ СМ Тадж. ССР
Биотит из порфиroidных гранитов	Басс. р. Оби-Аит (Акташский массив)	329 $\pm$ 10	С.М. Бабаходжаев, ИГ АН Тадж. ССР
Биотит из порфиroidных гранитов (среднее из 3 опред.)	Акташский массив	323 $\pm$ 5	С.М. Бабаходжаев, САИГИМС
Биотит из порфиroidных гранитов	Район месторождения Гудас	322 $\pm$ 5	Д.В. Нырков

фельзиты. Развиты они неравномерно. Наиболее распространенными являются породы двух последних групп.

Ашабинский дайковый пояс проходит от ур.Тахтабаст до верховьев р.Гудас, имеет северо-восточное простирание и состоит из даек второй и третьей групп, среди которых преобладают гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры и кварцевые порфиры верхнекарбонového возраста. Дайки имеют значительную протяженность (до 10 км), мощность их колеблется от 1 м до 50 м.

Нижнегудасский пояс протягивается от нижних течений рек Ашаба и Гудас до р.Акташ. Для него характерно преобладающее развитие жильных пород I и III групп, т.е. аплитов, пегматитов, диоритовых и диабазовых порфиритов, фельзитов. Дайки фельзитов и диабазовых порфиритов обычно имеют северо-западное простирание, а других пород - северо-восточное.

Акташский дайковый пояс начинается от нижнего течения р. Акташ и тянется к водоразделу рек Сарвак и Резак. Протяженность его в северо-западном направлении более 30 км при ширине до 3 км. Пояс представлен жильными породами II группы - гранодиорит-порфирами, кварцевыми порфирами, гранит-порфирами, сиенитами и редко аплит-порфирами.

Дайки, приуроченные к гранитоидам Акташского массива, имеют сложную схему пространственной ориентировки. Полученные нами данные выявили некоторые закономерности в их пространственном распространении (рис. 3). Дайки, развитые на площади гранодиоритового интрузива, имеют в основном северо-восточное ( $15-65^{\circ}$ ), а в гранитах - северо-западное ( $315-345^{\circ}$ ) и широтное ( $275^{\circ}$ ) простирание. Аплиты среди гранодиоритов имеют незначительное распространение и простираются преимущественно в северо-восточном ( $25-65^{\circ}$ ) направлении. Аплитовые жилы, широко развитые среди крупнозернистых гранитов, ориентированы в различных направлениях - СВ -  $5-25^{\circ}$ ,  $45-75^{\circ}$  и СЗ -  $345^{\circ}$ ,  $275-280^{\circ}$ . Пегматиты ориентированы на северо-восток ( $25^{\circ}$  и  $75^{\circ}$ ) и на северо-запад ( $305^{\circ}$  и  $335^{\circ}$ ).

Наугарзанский дайковый пояс является наиболее изученным и охарактеризован в работах Х.М.Абдуллаева (1957), О.П.Горьковского (1964) и др. Жильные породы его, представленные в основном диабазами, диоритовыми порфиридами, фельзитами и гранофирами нескольких генераций, широко развиты в верховьях рек Наугарзан, Акташ и т.д.

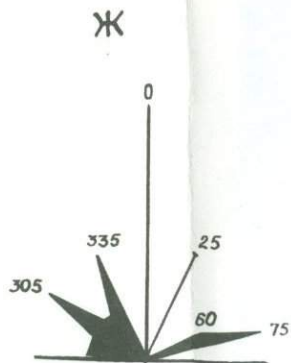
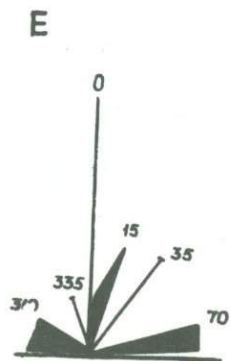
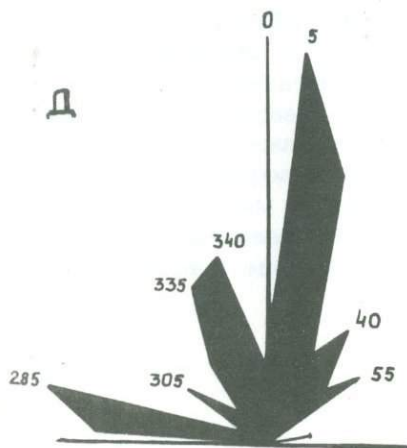
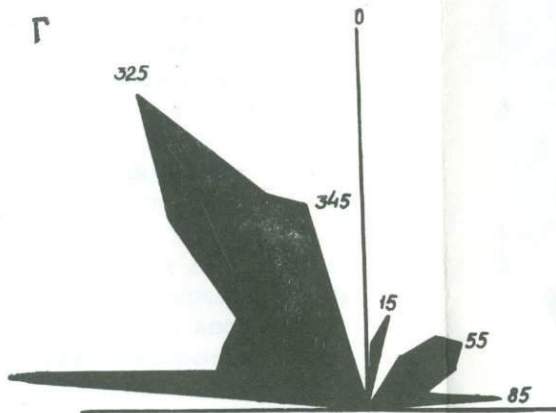
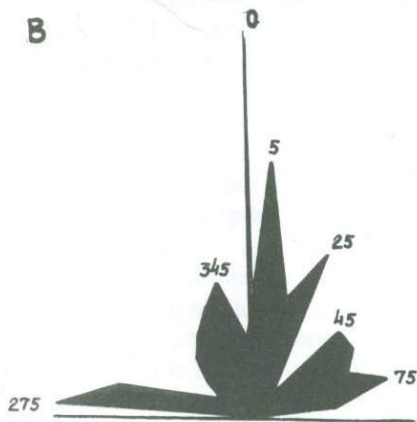
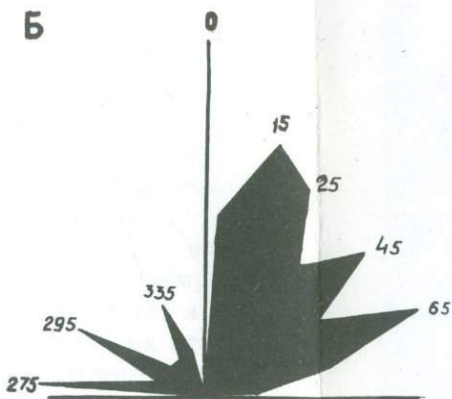
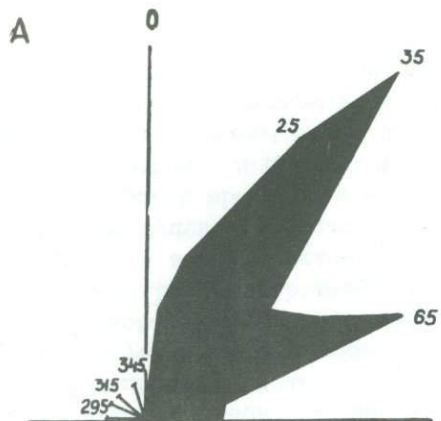
Геологический возраст жильных пород колеблется в широких временных пределах (от среднего карбона до триаса включительно).

С гранитоидами Акташского интрузива генетически связаны дайковые породы I и II групп. В их распределе-



Рис. 3. Роза-диаграмма простирания даек и гидротермальножильных образований Акташского интрузива.

А - аплиты в гранодиоритах, Б - дайки в гранодиоритах, В - аплиты в гранитах, Г - дайки в гранитах, Д - кварц-гематитовые прожилки, Е - кальцитовые прожилки, Ж - пегматиты в гранодиоритах и гранитах.



нии наблюдается определенная закономерность. Так, для гранодиоритового массива характерно слабое проявление аплитов и пегматитов, представленных маломощными (5-15 см) жилами и прожилками. Это, возможно, объясняется глубокой эрозионной вскрытостью гранодиоритового массива. Аплиты и пегматиты широким развитием пользуются в эндоконтактных и апикальных частях порфиридных гранитов третьей фазы. Гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры развиты в массиве гранодиоритов, а в гранитных массивах проявлены слабо. Мощность их от 1 до 100 м, протяженность более 10 км. Вследствие этого многие исследователи склонны относить их к малым интрузиям отдельных магматических комплексов.

Дайки Ш группы - диабазы и фельзиты завершают герцинский тектоно-магматический цикл и являются наиболее молодыми магматическими образованиями региона.

#### Петрографическая и петрохимическая характеристика пород интрузива

Петрографическая характеристика пород Акташского интрузива приводится в работе С.М.Бабаходжаева, В.И.Сушкова, В.А.Колесниченко (1968) и других исследователей. Ниже дается краткое описание наиболее распространенных разновидностей пород массива.

Диориты и кварцевые диориты образуют небольшие тела среди гранодиоритов, но чаще встречаются в виде ксенолитов. Выходы их отмечены в ур.Тахтабаст, в бассейне рек Гудас, Куруксай, Акташ и Сарвак.

Макроскопически это массивные, иногда слегка разгнейсованные породы темно-серого цвета. По структурным особенностям выделены неравномернозернистые и порфиридные разновидности. Среди них установлены биотит-роговообманковые, роговообманковые диориты,

габбро-диориты и кварцевые диориты. Структура диоритов и кварцевых диоритов гипидиоморфнозернистая, порфириовидная, участками пойкилитовая. Ведущую роль в минеральном составе пород (табл. 4) играет плагиоклаз (размеры зерен 1–5 мм), представленный в центре андезитом (№ 40–50), а в краевых частях – олигоклазом (№ 20–25). Плагиоклаз обычно замещен серицитом, скаполитом и другими вторичными минералами. Зеленая роговая обманка образует зерна 1–2 мм, редко до 10 мм в поперечнике. В незначительном количестве в породе присутствуют биотит, калиевый полевой шпат, кварц и роговая обманка. Листочки биотита часто замещены хлоритом, реже эпидотом, а калишпат интенсивно пелитизирован.

Из аксессуарных минералов встречаются апатит, сфен, циркон, монацит. Рудные минералы представлены магнетитом и пиритом.

**Г р а н о д и о р и т ы** составляют основную часть Акташского интрузива. Это массивные, серые, темно-серые, реже светло-серые, иногда розоватые породы. Среди них можно выделить следующие разновидности: гранодиориты равномернозернистые, порфириовидные гранодиориты, лейкократовые гранодиориты. В некоторых участках наблюдается переход гранодиоритов в кварцевые диориты, которые с глубиной постепенно переходят в меланократовые разновидности. Перечисленные типы пород в Акташском интрузиве распределены неравномерно. Типичными представителями их являются гранодиориты равномернозернистые и крупнозернистые, так называемого карамазарского типа. Остальные разновидности встречаются в виде узких полос вдоль контактов массива с вмещающими породами, или реже участками, обогащенными ксенолитами.

Гранодиориты состоят из плагиоклаза (№ 30–46 в ядре, в краях № 15–27), калишпата ( $-2V = 70-78$ ), кварца, роговой обманки ( $2V = 64-75^\circ$  с  $CNg = 17-21^\circ$ ,

Таблица 4

## Количественно-минеральный состав пород интрузива

Порода	Количество подсчетов	Плагиоклаз	Кальциевый полевой шпат	Кварц	Роговая обманка	Биотит	Аксессорные	Интрузивные фазы
Кварцевый диорит	9	53,1	10,4	14,9	14,6	5,3	1,7	I
" "	3	66,6	5,0	13,3	10,1	5,0	-	
Гранодиорит	5	38,8	26,2	19,7	7,8	5,6	1,9	II
" "	4	40,0	20,0	25,0	8,0	5,0	2,0	
Гранодиорит-биотит-амфиболовый	6	35,8	21,6	26,6	8,0	8,0	-	
То же	6	47,6	15,4	22,8	5,9	7,9	0,4	
Адамеллит	8	34,5	30,9	23,7	5,8	4,9	0,2	III
" "	2	30,0	35,0	25,0	5,5	4,5	-	
Порфиroidный биотитовый гранит	6	30,9	31,9	28,9	-	8,0	0,3	IV
То же	7	35,0	35,3	24,3	-	5,4	-	
Аплитовидный гранит	3	21,5	40,4	33,9	-	3,7	0,5	IV
То же	4	28,0	36,0	35,0	-	1,0	-	
Аплит	4	24,0	36,2	34,0	-	5,8	-	Жильные образования
Цегматит	3	25,7	35,0	36,6	-	2,7	-	
Кварцевый монцонит (ксенолиты)	3	30,0	32,0	25,0	10,0	3,0	-	Ксенолиты

$Nq-Nr = 0,024-0,030$ ) и биотита. Характерными акцессорными минералами являются апатит, сфен, ортит и магнетит. Широко развиты вторичные минералы — серицит, пеллит, хлорит, кальцит, эпидот, лейкоксен и др.

А д а м е л л и т ы — это среднезернистые породы светло-серого цвета с розоватым оттенком и порфиридовидным строением. Обычно слагают апикальные части интрузива гранодиоритов. Порфиридовидные выделения (1-2 см), представленные калишпатом кремового цвета, присутствуют в количестве не более 10-15% объема породы. В породе отмечается равное содержание плагиоклаза и калишпата. Кварц в среднем составляет 24%, а роговая обманка и биотит — более 10%. Акцессорные — апатит, циркон, ортит, рутил, монацит, магнетит и др.

М е л к о з е р н и с т ы е гранодиориты встречаются преимущественно в эндоконтактных и реже в центральных частях гранодиоритового интрузива в виде штокообразных и дайковых тел. Согласно представлениям С.М.Бабаходжаева, В.И.Сушкова, В.А.Колесниченко (1968), мелкозернистые гранодиориты относятся к фазе дополнительных интрузий. Минеральный состав пород: плагиоклаз (более 40%), биотит (15%), короткопризматическая роговая обманка (4-5%), кварц и калишпат (15%). По содержанию акцессорных минералов они не отличаются от гранодиоритов главной фазы. Среди них выделены роговообманковые, биотитовые и лейкократовые разновидности, между которыми наблюдаются постепенные переходы.

П о р ф и р о в и д н ы е биотитовые граниты по объему уступают только гранодиоритам главной фазы; локализованы в южной части Акташского интрузива. Они образуют вытянутое в субмеридиональном направлении интрузивное тело, обнажающееся в нижних течениях рек Аксанжет, Гудас, Ашт, Куруксай и Акташ. Отдельные изолированные выходы их расположены в среднем течении р.Ашаба и в верховьях Новалик-сая. Граниты образуют пониженные части рельефа, поскольку они легко поддаются разрушению.

Граниты представляют собой крупнозернистые, реже среднезернистые порфиридные породы светло-серого цвета с розоватым оттенком, зависящим от содержания калишпата. Порода состоит из розового калишпата (32%), бесцветного плагиоклаза (30%), кварца (27-30%), биотита (6-9%); аксессуарных минералов (апатит, циркон, рутил, ортит, сфен, магнетит).

Крупнозернистые граниты на контакте с гранодиоритами переходят в мелкозернистый аплитовидный гранит. Среди порфиридных гранитов выделяются биотитовые и роговообманковые разновидности.

Калишпат таблитчатой формы, размер зерен 1-5 мм и более. Минерал неравномерно пелитизирован и пертитизирован. В альбитизированных разностях гранитов калишпат замещается шахматным альбитом.

Плагиоклаз представлен кристаллами размером 1-3 мм, в центральных частях разложен и замещен соссюритом, серицитом. В отдельных зернах полисинтетически сдвойникован и зонален, часто содержит пойкилитовые включения роговой обманки.

Кварц наблюдается в виде зерен изометричной формы, размером 1-4 мм. Он часто замещает плагиоклаз, калишпат и биотит. Биотит образует почти неизменные чешуйки и лишь в единичных пластинках замещается хлоритом и эпидотом.

Аксессуарные минералы представлены апатитом, цирконом, ортитом, рутилом, сфеном и магнетитом.

Аплитовидные граниты относятся к породам четвертой интрузивной фазы. Они образуют дайки и небольшие штоки, прорывающие порфиридные биотитовые граниты. Выходы их отмечены в междуречье Гудас-Ашт-Кайрагач. Размеры отдельных тел их не превышают 0,7x0,1 км, редко достигают 3x0,7 км. Аплитовидные граниты обычно неравнозернистые. Макроскопически они представляют собой светло-серую, серую и реже розовато-серую породу сахаровидного облика. Структура их мелкозернистая, редко порфиридная. В

порфиroidных разновидностях вкрапленники представлены калишпатам (до 1 см) и дымчатым стекловатым кварцем (до 7 мм). Порода в основном сложены калишпатам и кварцем, редко с примесью биотита. Калишпатам (микроклин) образует неправильные зерна размером около 1 мм. Зерна его обычно по периферии пелитизированы, часто развиты мелкие таблички альбита. Зерна кварца имеют округлую форму и нередко корродируют плагиоклаз. Кварц, замещая калишпатам, образует микропегматитовые сростания. Плагиоклаз в центральных частях расположен и нередко зонален. Биотит присутствует в виде пластинок (0,5–1 мм) извилистой формы, часто замещается мусковитом, хлоритом и эпидотом. Структура породы под микроскопом аплитовая, участками переходящая в микропегматитовую. Из аксессуарных минералов установлены апатит, циркон, ортит, рутил, магнетит и гематит.

Количественный минеральный состав гранитоидов на диаграмме Б.М.Куплетского (1953) соответствует кварцевым диоритам, гранодиоритам и реже щелочным гранитам (табл. 4).

**Петрохимия.** Петрохимический состав гранитоидов Акташского массива резко варьирует в различных интрузивных фазах.

Наиболее четко гибридный характер устанавливается для диоритов и гранодиоритов первой и второй фаз. Это проявляется как в особенностях количественно-минерального состава, так и во взаимных переходах между отдельными разновидностями, корродированности кристаллов плагиоклаза и биотита, присутствии в породах большого количества ксенолитов вмещающих пород.

Химический состав гранитоидов и их жильных образований определен на основании 60 химических ана-

лизов, которые отражают состав типичных разновидностей пород исследуемого интрузива\*.

Результаты химических анализов, а также пересчеты на числовые характеристики А.Н.Заварицкого (табл. 5 и 6) показывают, что кислые разновидности гранитоидов - граниты и часть гранодиоритов Акташского интрузива по химическому составу могут быть отнесены к классу пересыщенных кремнеземом. По соотношению а:с они относятся к группе 5 (бедные щелочами) и, с некоторыми отклонениями, близки к гранодиоритам и гранитам (по Дэли). Породы 1У фазы относятся к группе пород, богатых щелочами, и в таблице химических составов магматических пород по Р.Дэли, с незначительным отклонением, отвечают аляскитам.

Породы, относимые к 1 фазе, согласно данным числовых характеристик, принадлежат к классу слабо пересыщенных кремнеземом, к группе 10 (очень бедные щелочами), а по таблице Дэли - к кварцевым диоритам.

Петрохимические особенности гранитоидов показывают, что при становлении их, наряду с явлениями дифференциации магмы, значительная роль принадлежала процессам ассимиляции и гибридизации.

Жильные породы обладают переменным составом, но в общем близки к составу гранитоидов (табл. 5 и 6). Дайковые породы (порядковые номера 15, 16 и 17) по значениям числовых характеристик могут быть отнесены к классу 5 (слабо недосыщенные кремнеземом, к группе 19 (бедные щелочами) и подгруппе А (лейкократовые).

**К с е н о л и т ы .** В пределах Акташского интрузива ксенолиты наблюдаются главным образом среди гранодиоритов Ш фазы и незначительно в гранитах Ш и 1У

---

\* Анализы произведены в химической лаборатории ИГ АН Таджикской ССР, а частично заимствованы из опубликованных работ С.М.Бабаходжаева.

Средний химический состав гранитоидов Акташского интрузива  
(данные С.М. Бабаходжаева и автора)

№ п/п	К о м п о н е н т ы												Сумма	
	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	H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		п.п.п.
I	58,04	0,78	15,83	3,33	4,81	0,16	3,46	6,52	3,09	2,25	0,20	0,30	1,43	99,20
2	44,23	1,96	16,72	5,09	7,69	0,16	6,30	8,94	2,75	0,79	-	0,64	5,48	100,75
3	47,06	1,50	16,14	4,28	5,59	0,15	4,40	8,77	2,37	2,17	0,28	0,48	6,92	99,83
4	64,18	0,60	15,39	2,62	3,66	0,11	2,10	3,93	2,87	4,24	0,18	0,24	0,85	100,97
5	67,56	0,41	15,70	1,57	2,37	0,08	1,43	3,21	3,01	3,53	0,13	0,27	1,40	99,27
6	64,16	0,51	15,86	2,00	3,15	0,11	2,17	3,83	3,19	3,21	-	0,23	1,85	100,27
7	64,31	0,50	15,35	1,65	4,45	0,11	2,90	3,76	2,70	3,19	0,30	0,26	0,96	100,14
8	70,98	0,39	15,21	0,37	2,51	0,04	1,70	1,85	2,40	3,83	0,16	0,10	0,70	100,08
9	70,08	0,19	14,83	1,62	1,38	0,05	0,97	2,06	3,75	4,14	0,10	0,09	0,72	99,98
10	73,44	0,25	14,0	0,81	1,87	0,06	0,66	1,60	3,30	3,61	0,14	0,08	0,28	100,10
11	73,50	0,17	13,19	0,83	1,29	0,06	0,40	1,29	3,86	4,54	0,14	0,05	0,77	100,09
12	74,94	0,18	13,04	0,74	1,50	0,04	1,24	1,04	2,87	4,02	-	0,02	0,68	100,31
13	76,53	0,12	12,74	0,28	2,62	-	0,15	0,21	3,91	4,02	-	-	0,06	100,64
14	61,84	0,64	16,30	2,12	4,17	0,08	3,15	4,76	2,26	3,25	0,22	0,26	1,22	100,05
15	45,28	1,04	23,42	2,87	3,21	0,09	4,55	11,4	2,26	0,72	-	0,41	3,28	100,53
16	51,67	1,61	17,25	4,06	4,71	0,16	4,65	7,06	3,13	2,29	0,30	0,76	2,90	100,25
17	48,36	1,37	15,01	4,08	4,96	0,17	7,80	6,39	3,91	1,93	0,52	0,54	5,52	100,04
18	48,60	1,60	16,61	4,64	5,53	0,15	5,05	7,95	2,76	1,51	0,28	0,56	4,68	99,64

Примечание.

Анализы: I - кварцевый диорит и диорит (среднее из 5 анализов); 2-3 - кварцевые диориты и диориты (по I анализу); 4-6 - гранодиориты и мелкозернистые гранодиориты (среднее из 9 и 10 - порфиroidные граниты (среднее из 6 и 2 анализов); 11 и 12 - аплитовидные граниты (среднее из 7 и 2 анализов); 13 - аплит (I анализ); 14 - гранодиорит-порфир (дайка, I анализ); 15 и 16 - кварцевый диорит-порфирит (дайки, по I анализу); 17 и 18 - диабазовые порфириты (дайки, по I анализу).

Таблица 6

Числовые характеристики по А.Н. Заварицкому

№ п/п	a	c	b	S	a <sup>I</sup>	c <sup>I</sup>	f <sup>I</sup>	m <sup>I</sup>	n	ψ	t	Q	a:c	Интрузивные фазы
1	10,2	5,6	16,1	68,1	-	15,1	48,3	36,6	67,5	18,1	1,0	10,2	1,8	I
2	7,8	8,2	27,9	56,1	-	12,6	46,0	41,4	83,0	17,0	4,4	11,7	0,95	
3	9,4	7,2	22,8	60,6	-	20,1	43,8	36,1	63,0	17,2	2,4	4,6	1,3	
4	12,6	4,0	9,9	73,5	-	7,5	56,9	35,6	50,0	21,9	0,74	17,7	3,2	II
5	11,6	3,8	7,7	76,9	21,2	-	47,8	31,0	56,4	17,6	0,44	27,8	3,0	
6	11,9	4,7	8,7	74,7	3,2	-	53,9	42,9	60,0	19,0	0,56	21,0	2,5	
7	10,5	3,8	12,3	73,4	3,2	-	57,2	39,6	56,0	23,0	0,55	22,0	2,8	
8	10,1	2,0	12,4	75,5	38,1	-	40,2	21,7	50,0	3,6	0,42	28,8	5,0	
9	14,1	2,5	4,6	79,3	5,8	-	57,9	36,3	58,0	30,0	0,25	17,4	3,0	III
10	12,0	1,9	5,7	80,4	39,1	-	42,6	18,3	58,0	11,5	0,30	34,9	6,3	
11	14,5	1,2	3,6	80,7	-	7,3	74,5	18,2	56,3	40,0	0,24	31,2	12,0	IV
12	11,4	1,2	6,7	80,7	40,6	-	29,3	30,1	52,3	7,8	0,24	37,4	9,5	
13	13,3	1,2	6,0	79,5	-	54,2	41,6	4,2	61,0	4,2	0,1	31,2	11,0	Кильные и дайки образова- ния
14	9,9	6,0	12,2	71,9	5,8	-	49,2	45,1	51,1	15,0	0,78	18,1	1,6	
15	6,8	14,8	16,8	61,6	-	8,1	38,6	53,3	83,7	17,0	1,7	5,3	0,4	
16	10,7	6,8	19,1	63,4	-	11,6	45,3	43,1	70,0	20,0	2,3	-1,5	1,6	
17	12,5	4,9	20,3	62,3	-	18,7	46,1	35,2	76,0	19,5	2,0	-5,3	2,5	
18	9,5	7,3	22,5	60,7	-	14,3	44,3	41,4	75,0	18,8	2,4	4,1	1,3	

фаз. Они представлены различными по составу разновидностями боковых вмещающих пород, которые были захвачены магмой при движении ее в самой интрузивной камере. Встречаются ксенолиты, являющиеся результатом обрушения кровли интрузива. Ксенолиты в гранодиоритах сложены главным образом обломками пород 1 фазы и метаморфических пород нижнего палеозоя. Количество их увеличивается в западной и северо-западной половине массива. Форма ксеногенных включений разнообразная, но преобладает продолговатая и эллипсоидальная. Включения обычно имеют размеры от 1 до 50 см в поперечнике, редко достигают 1 м. Довольно часто встречаются мелкие ксенолиты с размером 1-5 см. Местами они образуют скопления в количестве до 30 обособленных ксенолитов на площади 1 м<sup>2</sup>. Форма ксенолитов чаще всего овальная, эллипсоидальная, ленточная и, редко, угловатая, с расплывчатыми очертаниями (рис. 4). В большинстве случаев ксенолиты имеют оплавленные каемки или полностью ассимилированы, в результате чего образуются шпирь растворения. Часто встречаются перекристаллизованные и ороговикованные разности ксенолитов. Последние имеют определенную ориентировку в отношении к структурным элементам и контактовой поверхности интрузива. Среди ксенолитов присутствуют обломки эффузивных пород диоритового и кварцево-диоритового состава. Встречаются роговики, иногда гнейсированные сланцы, мраморизованные известняки, различные порфириды, песчаники. В ксенолитах иногда наблюдаются порфиробласты светлого плагиоклаза, реже розового калишпата, с размером по длине до 1 см.

При микроскопическом изучении удается выделить два типа ксенолитов в гранодиоритах: 1) ксенолиты интенсивно измененных диоритовых пород и 2) ксенолиты измененных гранитизированных порфиритов, амфиболитов. Ксенолиты подстилающих основных вулканогенных пород минбулакской свиты приурочены к южной части массива.

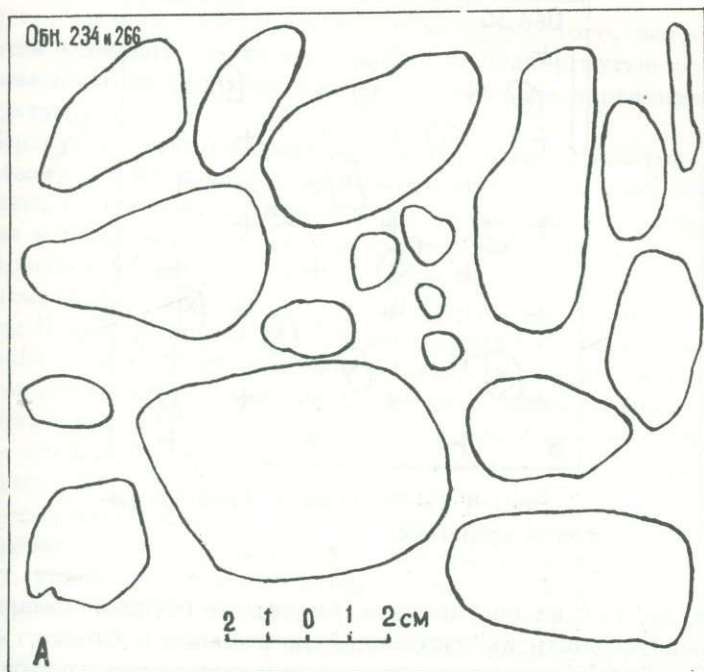


Рис. 4 А. Натуральная конфигурация ксенолитов в гранодиоритах (выкопировки).

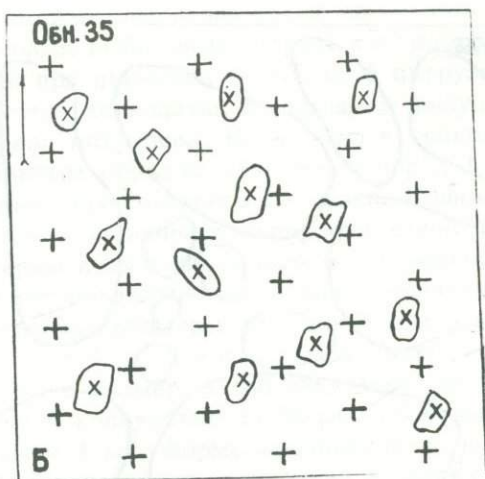


Рис. 4 Б. Ксенолиты гранодиоритов в гранитах.

Они состоят из плагиоклаза, биотита и роговой обманки. Основную часть их составляют плагиоклаз и биотит — около 70%. По плагиоклазу развиваются соссорит, тонкие чешуйки хлорита и примазки эпидота. Кварц и калишпат встречаются крайне редко. Из аксессуарных минералов отмечаются апатит и сфен. Наблюдаются ксенолиты мраморизованных известняков из осадочных пород кровли.

Среди ксенолитов интрузивных пород установлены диоритовые порфириды, кварцевые диориты, полевошпатово-амфиболовые породы (амфиболиты) и др. Эти ксенолиты по составу соответствуют породам первой фазы. Ксенолиты диоритовых порфиритов интенсивно разложены и подвержены процессам серицитизации, хлоритизации, карбонатизации и реже биотитизации. Кварцевые диориты также сильно изменены и содержат новообразования полевых

шпатов, роговой обманки и биотита. Кроме того, встречаются ксенолиты монцонит-диоритов, подвергнутые эпидотизации и карбонатизации, но сохранившие первичную структуру.

Интрузии порфировидных крупнозернистых гранитов (Ш фаза) также содержат разнообразные по составу ксенолиты. Они имеют неравномерное площадное распространение и большая часть из них сосредоточена в эндоконтактовых и апикальных частях массива. По составу ксенолиты, встреченные в породах Ш фазы, аналогичны породам П фазы. Однако в гранитах нередко встречаются ксенолиты угловатой, неровной формы гранодиоритового состава. Кварцевые монцониты, диоритовые порфириты и другие разновидности ксенолитов интенсивно изменены. Размеры ксенолитов колеблются от нескольких см до 1,5-2 м в длину.

Ксенолиты гранодиоритов второй фазы, развитые среди гранитов третьей фазы, имеют мелкозернистую текстуру, угловатую форму. Порода подвергалась высокотемпературной калишпатизации. Помимо того, в крупнозернистых гранитах Ш фазы и редко в аплитовидных гранитах IY наблюдаются небольшие по размеру ксенолиты монцонитового состава. При микроскопических исследованиях в них установлены плагиоклаз андезинового состава, калишпат (пелитизированный с пертитовыми вростками), иногда амфибол, биотит и кварц. Плагиоклаз нацело замещен серицитом с включениями апатита. Листочки биотита хлоритизированы и к ним приурочены зерна рудного минерала, а также иголки апатита и циркона.

В аплитовидных гранитах четвертой фазы встречены ксенолиты, по составу отвечающие кварцевым монцонитам. Они интенсивно изменены и в равном количестве содержат плагиоклаз и калишпат, незначительно - биотит и кварц. Из аксессуарных минералов широко развит апатит.

Наряду с ксенолитами в гранитоидах Акташского интрузива содержатся отдельные порфиробласты калиевого полевого шпата и кварца. Они отличаются от обычных порфировых выделений своими большими размерами (3-5 x 1,5-2 см) и распространенностью вблизи контактов интрузива.

Для характеристики петрохимического состава некоторых разновидностей ксенолитов нами использованы 5 силикатных анализов (табл. 7), из которых видно, что подавляющее большинство пород относится к классу сильно пересыщенных кремнеземом. Одна из них (проба № 1) относится к классу 3, группе 9 — бедной щелочами или, по таблице Дэли, близка к кварцевым латитам. Другие пробы (№ 2, 3, 4) принадлежат к классу 2, группе 5 — бедной щелочами и близки по составу кварцевым монцонитам (по Дэли). Последняя проба (№ 5) по числовым характеристикам близко подходит к группе 6 (очень бедная щелочами) и по составу ее можно отнести к кварцевым диоритам.

Результаты петрографических исследований показывают, что наиболее широко распространенными ксеногенными образованиями интрузивного состава являются кварцевые диориты, монцодиориты и диоритовые порфириты. Другие разновидности пород играют подчиненную роль.

Приведенные данные хотя и недостаточны для полной характеристики состава ксенолитов, но в общих чертах позволяют сделать следующие выводы.

1. Ксенолиты в гранитоидах Акташского массива являются обломками кровли и образуются из вмещающих пород более ранних интрузивных фаз. Ксенолиты сконцентрированы преимущественно в апикальных и приконтактных частях гранодиоритового массива и реже в крупнозернистых гранитах. Они часто имеют овальную, эллипсоидальную и редко угловатую форму. В последних обычно сохраняются первичная структура и текстура пород.

Химический состав полевых шпатов

Таблица 7

№ пробы	Место взятия и название породы	К о м п о н е н т ы												п.п.п.	Сумма
		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	H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		
134	р. Куруковск, диорит-порфир	46,07	1,37	15,55	4,95	6,03	0,14	7,80	9,01	2,80	2,17	-	0,66	3,70	100,25
84/1	Нижний Гудас, мейсонит кварцевый	65,11	0,47	15,56	2,12	2,66	0,08	1,55	2,89	3,29	2,89	-	0,15	3,06	99,83
223/3	Верхний Гудас, диорит-порфир	67,62	0,31	16,36	1,82	2,41	0,08	1,65	2,56	3,72	3,62	0,20	0,14	0,46	100,75
168	Нижний Гудас, мелкозернистый гранодиорит	67,76	0,48	15,46	1,11	3,38	0,11	1,85	2,24	3,53	3,08	0,16	0,20	0,68	99,88
250	р. Ант, диоритовый порфирит	67,39	0,39	15,36	1,25	3,41	0,09	4,04	3,40	2,20	1,56	0,28	0,20	0,54	99,83

Числовые характеристики по А.Н. Заварицкому

№ пробы	a	c	b	S	c <sup>I</sup>	a <sup>I</sup>	f	m	n	ψ	t	Q	a : c
134	9,6	4,5	30,6	55,3	-	22,3	33,1	44,6	66,0	13,8	0,2	13,1	2,1
84/1	11,6	3,6	9,3	75,5	23,90	-	47,8	28,3	63,0	20,0	0,6	24,1	3,2
223/3	13,3	3,1	8,6	75,2	26,0	-	43,1	31,5	61,2	16,9	0,3	20,5	4,3
168	11,9	2,6	10,0	75,4	28,4	-	41,1	30,5	63,7	9,3	0,5	24,3	4,5
250	6,7	4,0	15,6	73,7	32,3	-	26,1	41,6	68,6	6,0	0,4	30,2	1,6

2. В Акташском массиве присутствуют ксенолиты двух типов. Одни, менее измененные, представляют породы ранних интрузивных фаз среди более поздних пород, другие вынесены магмой из более глубоких горизонтов. К последним относятся ксенолиты основного и среднего состава.

3. Для интенсивно измененных ксенолитов характерно полное исчезновение первичной структуры пород и образование на ее месте скоплений роговой обманки, чешуек биотита, акцессорных и рудных минералов ("теневые" ксенолиты). Ассимиляционный процесс уменьшается от гранодиоритов (II фаза) к аплитовидным гранитам (IY фаза). Наиболее гибридизированными и загрязненными породами являются гранодиориты.

4. Обилие ксенолитов в краевых и центральных частях гранодиоритового массива, наряду с другими фактами, говорит о слабой их эродированности относительно гранитов.

Постмагматические изменения. Постмагматические образования представлены продуктами автометасоматических и гидротермальных процессов. К автометасоматическим изменениям относятся серицитизация, хлоритизация, эпидотизация, окварцевание, редко карбонатизация, альбитизация, гематитизация. Все эти процессы проявляются, как правило, в едином комплексе. Особенно они интенсивно развиты в породах I и II фаз и резко проявлены в зонах тектонических нарушений.

К высокотемпературным автометасоматическим изменениям относятся грейзенизация и осветление пород, образующих полосы мощностью от 3-5 до 10 см. Эти полосы сложены розовато-красными метасоматитами, иногда с тонкими прожилками кварца. Грейзеновые образования, которые развиты в основном среди крупнозернистых гранитов (III фаза), имеют линзообразную форму, размеры 30x50 см и сложены кварцслюдистой массой. Они отмечены в гранитах, обнажающихся в среднем течении р.Ашаба и нижнем течении рек Гудас и Ашт.

Гидротермальные разности постмагматического изменения представлены в пределах Акташского массива высоко- и низкотемпературными кварцевыми, кальцитовыми, гематитовыми, баритовыми и другими жилами.

Высокотемпературные кварцевые жилы, мощностью от 1,5 м до 10 м и более, сложены серым полупрозрачным сливным кварцем и приурочены к зонам крупных тектонических разрывов. С этими кварцевыми жилами связана гидротермальная минерализация (свинец, цинк, флюорит и т.д.). Все кварцевые жилы имеют почти вертикальное падение, простираются вдоль разломов и тектонических трещин северо-восточного и северо-западного простираний. Наблюдается ветвление кварцевых жил.

Более поздние гидротермальные образования (кварц-гематитовые и баритовые прожилки) имеют преимущественное простирание на северо-восток ( $5-20^{\circ}$ ) и северо-запад ( $335-340^{\circ}$ ), реже наблюдается субширотная ( $275-285^{\circ}$ ) ориентировка. Кальцитовые прожилки простираются на северо-восток в интервалах  $15-35^{\circ}$  и  $70-85^{\circ}$  и реже на северо-запад ( $310-275^{\circ}$ ) (рис. 3, Д, Е).

Гидротермальное оруденение, тяготеющее в гранитоидам Акташского массива, проявилось в основном в жильной форме. Ведущими рудными компонентами являются галенит, сфалерит, флюорит и др. Основная масса рудной минерализации приурочена к кварцевым и кварц-баритовым гидротермальным образованиям, контролируемым зонами дизъюнктивных нарушений северо-восточного и реже северо-западного простирания.

## Г Л А В А Ш

### СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ АКТАШСКОГО ИНТРУЗИВА

#### Методика исследования

При исследовании структурного строения Акташского гранитоидного интрузива нами была принята методика, рекомендованная в работах Р.Болка (1946), Н.А.Елисева (1953, 1967), В.К.Монича (1956, 1957), В.А.Павлова (1964), И.В.Носырева (1962) и др. с некоторыми дополнениями применительно к нашим условиям.

**П о л е в ы е и с с л е д о в а н и я .** На первом этапе полевых работ проводилось рекогносцировочное изучение структурного строения массива. Оно заключалось в массовом замере элементов залегания трещин (более 200 замеров в одном обнажении) и составлении по ним круговых диаграмм. Кроме того, выяснилось наличие элементов течения в гранитоидном массиве. В результате были уточнены наиболее характерные структурные элементы Акташского интрузива. В дальнейшем проводилось последовательное изучение и замеры элемен-

тов залегания порфировых «крапленников» калиевого полевого шпата, ксенолитов, шпиров, трещин и дайковых (жильных) образований. Результаты маршрутных исследований наносились на геологическую основу 1:50000 масштаба. Маршруты проводились в основном вкрест длинной оси интрузива. Обнажение для замеров структурных элементов выбиралось в наиболее глубоких эрозионных врезках долин, на участках, мало подвергавшихся процессам выветривания и гидротермальной переработке пород. Обнажения для замеров структурных элементов распределялись равномерно по всей площади интрузива и в периферийных породах. В одном обнажении производилось по 100–200 замеров элементов залегания кристаллов полевых шпатов, ксенолитов и трещин. Из этих же обнажений отбирались монолиты (пробы) для физико-механических исследований. При изучении элементов ориентировки соблюдались следующие условия: кристаллы калиевых полевых шпатов замерялись по удлинению (по плоскости 010), ксенолиты и шпирсы — по длинной оси. С целью фиксации натуральной формы и размеров кристаллы полевых шпатов и ксенолиты копировались на кальку прямо на обнажениях. Такая методика замеров более наглядна при корреляции и составлении диаграмм и элементов структуры.

Статистическая обработка замеров. Чтобы выявить наиболее характерные направления простираний жильных образований и трещин для замеров структурных элементов составлялись розы и круговые диаграммы. Методика составления роза-диаграмм и статистической обработки замеров приведена во многих литературных источниках (Ажгирей, 1952; Вистелиус, 1958; Елисеев, 1939; Крейтер, 1936; Кригер, 1951; Михайлов, 1956; Вольфсон, 1955; Монич, 1957; Невский, 1964; Королев, 1951; Пермьяков, 1951; Пэк, 1939; Пэк, Лисицина, 1965; Рац, 1963; Чернышев, 1966; Азизбеков, Гаджиев, 1964 и др.).

Многие исследователи (Беликов, 1953; Павлов, 1964 и др.) отмечают, что роз-диаграммы неудобны, так как наглядность их ограничена — они отражают лишь число трещин и какой-либо один из элементов залегания. В этом отношении наиболее удобными являются круговые диаграммы, отражающие все нужные величины структурного анализа: азимут и угол падения, число замеров и т.д.

В настоящее время существуют различные виды круговых диаграмм. Из них для структурного анализа обычно применяют равноплощадную сетку Вальтера-Шмидта, представляющую собой проекцию Ламберта верхней полусферы на экваториальную плоскость. Особенно выразительна она при обработке трещин, где четко можно выявить угловые расстояния, число случаев и их частоту (плотность).

В круговых диаграммах положение каждой плоскости (или трещины) изображается полюсом нормали к верхней полусфере, проектируемой на экваториальную плоскую сетку в виде точки. Для получения ее необходимы замеры азимута и угла падения. Степень разброса или концентрация полюсов в диаграмме зависят от частоты встречаемости трещин и изменения элементов их залегания. При переводе количеств точек полюсов в процентные выражения получают определенные зоны. Соединяя зоны одинаковой плотности изолиниями, получаем определенную концентрацию полюсов, выражающуюся в виде максимумов, которые отвечают отдельным системам трещин, развитым в массиве. В подобных диаграммах можно различными условными знаками (Беликов, 1953) показать полюсы выхода дайковых и жильных тел и связать их с конкретными системами трещин.

Для общего представления об ориентировке элементов структуры и выявления закономерности в их распределении отдельные частные диаграммы объединены в одну синоптическую диаграмму, содержащую до 500–600 замеров. Замеры трещин объединялись по участкам или по отдельным блокам с близкими геологическими позициями.

## Внутреннее строение Акташского интрузива

Акташский массив характеризуется преимущественным развитием крупнозернистых гранитоидов. Мелкозернистые разновидности имеют подчиненное значение и приурочены к апикальным и краевым частям массива. Переход от крупнозернистых к мелкозернистым гранитоидам обычно постепенный.

Для крупнозернистых гранитоидов характерно порфировидное строение с выделениями крупных кристаллов полевых шпатов. В них широко развиты ксенолиты различной формы и величины (от 2-5 до 50 см в длину). Участки наибольшего скопления ксенолитов приурочены к юго-западной и северо-западной эндоконтактовым частям массива, т.е. к среднему течению р.Ашаба, верховьям рек Гудас, Оби-Ашт, Кара-Мазарсай, Кенгутан и др. Ксенолиты в гранитах развиты в относительно меньших количествах.

Результаты исследований пространственной ориентировки ксенолитов, вкрапленников калиевых полевых шпатов и первичных трещин отдельности, отраженные на структурной карте, позволили получить представление о внутренней структуре Акташского массива.

Первичные структуры течения. Изучение элементов первичной структуры течения крупных интрузивных массивов издавна привлекает внимание геологов, так как решение данного вопроса могло бы помочь выяснению условий формирования, процессов дифференциации магматических расплавов, глубины кристаллизации и формы внедрения. Однако элементы течения наиболее четко выражены главным образом для основных и щелочных интрузивных массивов. В последнее время появились многочисленные работы (Павлов, 1964; Носырев, 1962; Шевченко, 1951 и др.), в которых приводятся примеры выявления элементов течения магмы в кислых интрузивных телах. Нами впервые для Акташского гранитоидного массива предпринята попытка выявить элементы пер-

вичной структуры течения. Различают линейные и плоскостные элементы течения, которые обуславливаются ориентированным расположением порфировых выделений полевых шпатов, ксенолитов и шпироподобных скоплений темноцветных минералов. Хорошая обнаженность, значительная площадь выхода и большое количество ксенолитов и вкрапленников полевого шпата позволили детально охарактеризовать элементы первичных структур в гранодиоритах.

В гранитоидах Акташского массива линейные элементы структуры течения, характеризующиеся направлением наибольшего растяжения (удлинения) в период формирования пород, выражены слабо. При тщательном изучении нам удалось обнаружить их слабое проявление лишь в гранодиоритах. Как правило, они обусловлены субпараллельной ориентировкой полевых шпатов, реже биотита и амфибола, шпирами темноцветных минералов. К плоскостным элементам структуры течения можно отнести полосное чередование полосок относительно меланократовых и лейкократовых пород. Последние наблюдались в гранодиоритах, обнажающихся на левом водоразделе р. Ашаба (обн. 219). В этих структурах течения светлые полоски сложены мелкими скоплениями кристаллов полевого шпата, а темные полоски — темноцветными минералами. Замерены элементы залегания более 12 полосок течения. Нанесенные на круговую диаграмму, они показали запад-северо-западное ( $280^{\circ}$ ) падение и пологие углы наклона ( $42^{\circ}$ ). Общее простирание их северо-восточное ( $10^{\circ}$ ). Эти данные хотя и недостаточны для какого-нибудь суждения о направлении движения магматического расплава, вполне могут служить фактом, подтверждающим существование элементов течения в гранодиоритах.

В интрузиве широко проявлено плоско-параллельно ориентированное расположение дисковидных ксенолитов и трахитоидное расположение таблитчатых кристаллов.

калиевых полевых шпатов. В пространственном их расположении намечается определенная закономерность, которая выражена присутствием равномерно рассеянных своеобразных "полос" или "потоков", ориентированных почти всегда параллельно друг другу и крупным таблитчатым кристаллам полевых шпатов.

При сопоставлении круговых и роза-диаграмм, составленных по элементам ориентировки структур течения, найдены определенные закономерности в их расположении по четырем различным частям интрузива.

Первый участок расположен в юго-западной части клинообразного окончания гранодиоритового массива (урочище Тахтабаст). Гранодиориты здесь рассечены крупными ответвлениями Баштавакского разлома - Западным, Гудасским, Восточным и др. Как видно из диаграммы (рис. 5 А), ксенолиты имеют главным образом северо-восточное простирание в интервале  $40-80^{\circ}$ . Углы падения их плоскостей в среднем около  $40^{\circ}$ , с отдельными локальными колебаниями до  $78^{\circ}$ . Общий азимут падения СЗ -  $335^{\circ}$ .

Второй участок исследования элементов структуры течения охватывает выход гранодиоритов в среднем течении р.Гудас. Гранодиориты к юго-востоку от участка замеров пересечены зоной Гудасского разлома и прорваны крупнозернистыми биотитовыми гранитами. Здесь направление удлинения ксенолитов в целом сохраняют северо-восточное простирание (в пределах  $20-70^{\circ}$ ), но ближе к широтному направлению (рис. 5 Б). Азимуты падения в основном ЮВ и СЗ ( $100-110^{\circ}$  и  $340^{\circ}$ ) по сравнению с предыдущим участком с более крутыми углами падения ( $52-66^{\circ}$ ).

Третий участок замеров охватывает гранодиориты западной части басс. р.Оби-Ашт. Гранодиориты здесь по зоне Западного разлома перекрыты эффузивными породами акчинской свиты и в отдельных местах пересечены разрывными нарушениями с внедрением более молодых

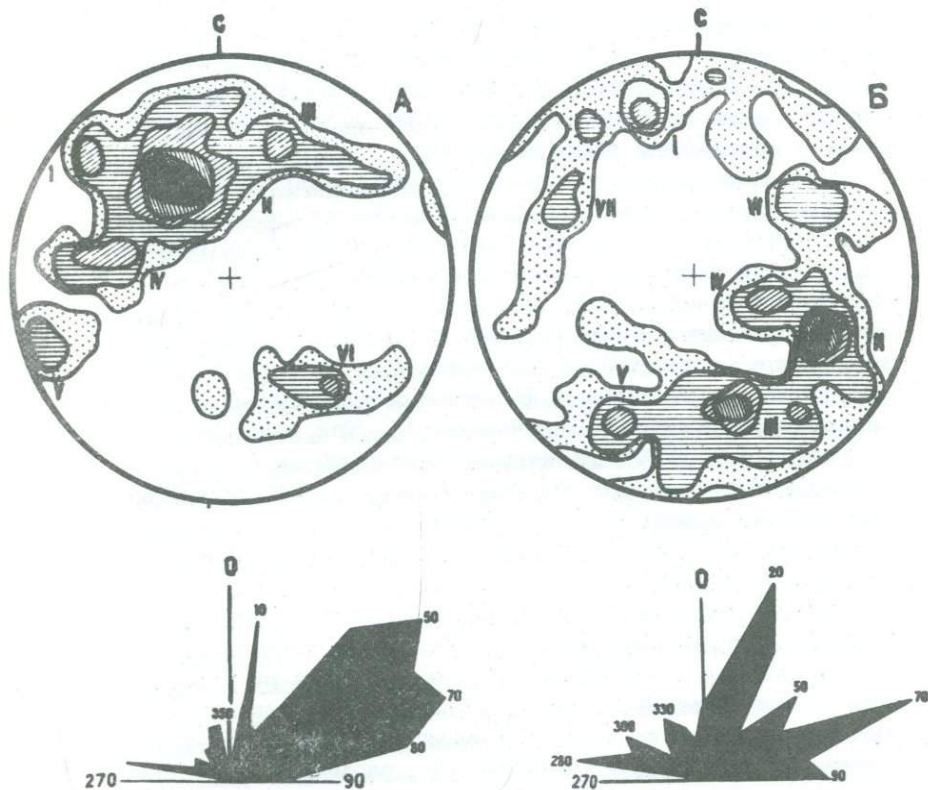


Рис. 5. Диаграмма ориентировки шпиров и ксенолитов для различных участков гранодиоритового массива. В каждой диаграмме по 100 замеров. Изолинии проведены через 0,5-2-4-6-8%.

А - урочище Тахтабаст, Б - бассейн р.Гудас.

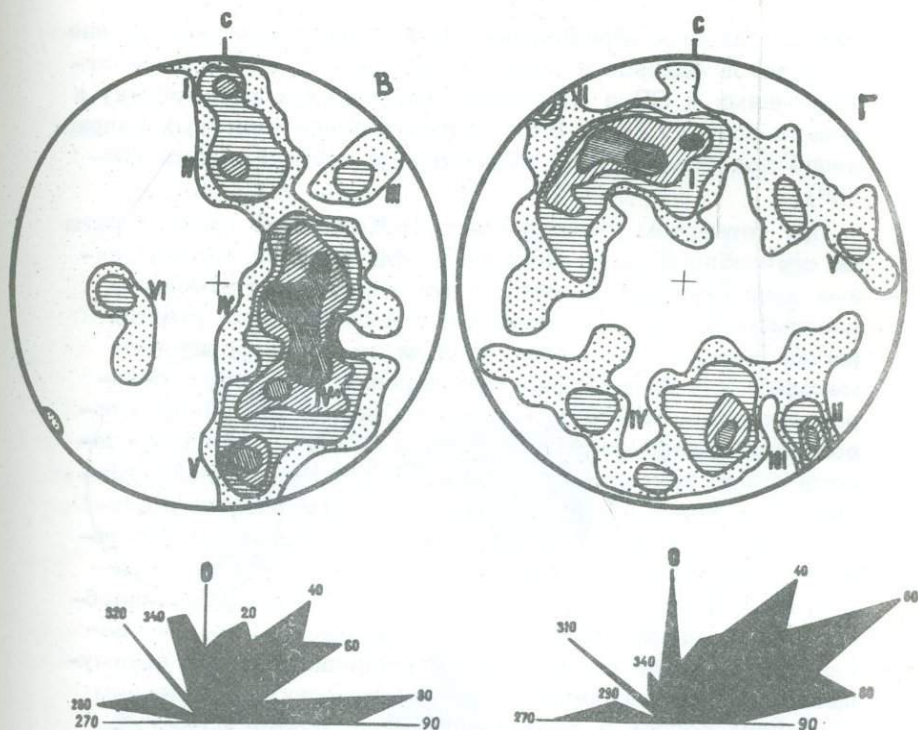


Рис. 5. Диаграмма ориентировки шлиров и ксенолитов для различных участков гранодиоритового массива. В каждой диаграмме по 100 замеров. Изолинии проведены через 0,5-2-4-6-8%.

В - бассейн р.Оби-Ашт, Г - бассейн р.Акташ.

гипабиссальных образований. В гранодиоритах направление ксенолитов близкое к меридиональному, с небольшими отклонениями к СВ и СЗ. Общий наклон их к юго-востоку и северо-востоку (рис. 5 В). Углы падения основных направлений пологие ( $28^{\circ}$ ), с переходом в крутопадающие ( $66-76^{\circ}$ ).

На четвертом участке (басс. р.Кенгутан) гранодиориты на севере перекрыты молодыми эффузивными образованиями кызылнуриной свиты и рассечены Наугарзанским разломом. В пространственном отношении этот участок расположен в северо-восточной части гранодиоритового массива, где направление простирания ксенолитов северо-восточное ( $40-80^{\circ}$ ). Ксенолиты имеют наклон на юго-восток и северо-запад под углами  $52-64^{\circ}$ , реже встречаются более крутопадающие (рис. 5 Г). На сводной диаграмме (рис. 6 А) видно, что ксенолиты разных участков гранодиоритового массива имеют в основном северо-восточные ( $20-80^{\circ}$ ) и северо-западные ( $280-310^{\circ}$ ) простирания. Углы наклона у большинства ксенолитов колеблются в пределах  $46-64^{\circ}$ . В гранодиоритах ближе к западному контакту с эффузивами ксенолиты имеют преимущественно субмеридиональную ориентировку, с падением на северо-восток и северо-запад под углами  $55-60^{\circ}$  (рис. 6 Б). Наблюдается веер разброса полюсов плоскостей удлинения ксенолитов, с отклонением их к северо-востоку и северо-западу.

Пространственная ориентировка ксенолитов на I, II и IV участках совпадает или близка друг другу. Некоторое отклонение, связанное с изменением направления (изгибом) гранодиоритового массива с юго-запада на северо-восток), наблюдается на III участке, где ксенолиты имеют почти субмеридиональное простирание.

Ксенолиты в крупнозернистых гранитах встречаются значительно реже и отмечаются в основном вдоль северо-западного эндоконтакта массива. Здесь в нижнем течении р.Гудас в порфириовидных крупнозернистых гранитах

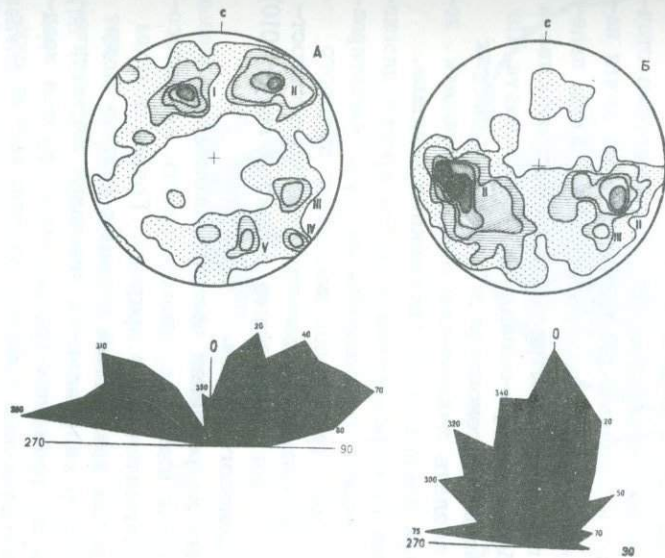


Рис. 6. Сводные диаграммы ориентировки ксенолитов для различных частей гранодиоритового массива.

А - по 4 участкам центральной части (400 замеров), изолинии проведены через 0,5-1,5-2-3-3,5%, Б - по 3 участкам северо-западной части (300 замеров), изолинии проведены через 0,5-1,5-2,5-3,5-4,5-5,5%.

замерено 100 ксенолитов с преимущественной ориентировкой их на северо-восток ( $30-90^\circ$ ) и северо-запад ( $380^\circ$ ) с углами падения в пределах  $46-52^\circ$  (рис. 7 А).

В аплитовидных гранитах Нижнего Гудаса замерено 100 полосов плоскостей ксенолитов и шпиров. На диаграмме четко проявлена их ориентировка на северо-восток (рис. 7 Б) в пределах  $10-60^\circ$  с крутыми углами падения ( $56-74^\circ$ ).

Приведенный материал по пространственной ориентировке ксенолитов в Акташском гранитоидном массиве показывает изменение ее в разных частях массива от северо-западного, через меридиональное, до северо-восточного направления. Ксенолиты обычно вытянуты почти параллельно удлинению гранитоидного массива. Углы падения ксенолитов пологие в центральных частях массива и более крутые вблизи северо-западного эндоконтакта. По характеру размещения ксенолитов в различных частях массива можно сделать заключение о существовании неровной апикальной поверхности Акташского массива.

Для выявления пространственной ориентировки плоскостных структур течения произведены замеры ориентировки удлинения крупных кристаллов калиевого полевого шпата. Особенно хорошо наблюдаются линейно-плоскостные структуры течения по наиболее развитой грани (010) фенокристаллов полевого шпата.

Для выяснения направления движения магмы калиевые полевые шпаты, как известно, должны иметь не метасоматическую, а магматическую природу. Только в этом случае ориентировка кристаллов полевых шпатов может свидетельствовать о направлениях движения магматического расплава. В противном случае ориентировка по немагматических калиевых полевых шпатов может служить лишь индикатором стрессовых напряжений в интрузиве. Как было отмечено выше, фенокристаллы калиевого полевого шпата Акташского массива имеют магматическое (интрателлурическое) происхождение.

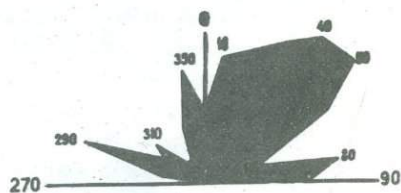
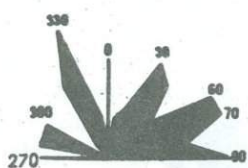
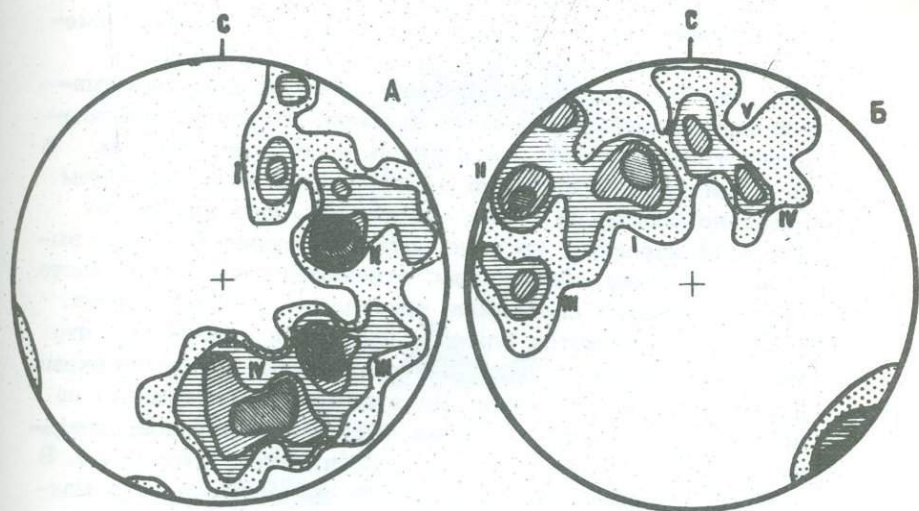


Рис. 7. Диаграммы ориентировки ксенолитов в гранитах (по 100 замерам).

А - в крупнозернистых гранитах (III фаза) изолинии проведены через 0,5-2-4-6-8%, Б - в аплитовидных гранитах (IV фаза) изолинии проведены через 1-3-5-7%.

В пределах Акташского массива слабо выраженное закономерное расположение кристаллов калишпата отмечается в крупнозернистых гранодиоритах и гранитах (рис. 8, 9). Диаграммы, составленные по данным замеров вкрапленников калиевых полевых шпатов в гранодиоритах трех участков центральной части, совпадающих с первыми тремя участками замеров ксенолитов, в общем довольно близки по своим очертаниям. Все они имеют поясовый характер, на фоне четко выраженного пояса выделяются серии максимумов, отвечающие наиболее часто встречающемуся положению кристаллов полевого шпата. Пояса располагаются ближе к периферии диаграмм, что указывает на умеренно и крутопадающие положения вкрапленников полевого шпата. Из этих диаграмм только на первом участке расположение максимума полюсов отличается своим северо-западным простираем (рис. 8 А). В пределах одного пояса в основном выделяются пять максимумов концентрации, которые имеют преимущественно северо-восточное ( $4-50^\circ$ ) падение при умеренных углах наклона ( $54-60^\circ$ ). Если допустить, что ориентировка кристаллов калиевого полевого шпата отражает движение магмы, то движение на данном участке происходило преимущественно в северо-западном направлении, с пологим наклоном относительно вертикальной плоскости.

На втором участке (среднее течение р.Ашаба) на диаграмме также проявляются пять максимумов (рис. 8 Б). Простираение их меридиональное, с отклонением к северо-востоку и северо-западу ( $50-340^\circ$ ) с падением на юго-восток и северо-восток ( $250-220$  и  $10^\circ$ ). Углы наклона плоскости второго пинакоида вкрапленников изменяются в пределах пояса от  $82^\circ$  до  $36^\circ$ .

Диаграмма третьего участка гранодиоритового массива имеет некоторые отличительные черты (рис. 8 В). На ней появляются два разорванных пояса. Максимумы в пределах этих поясов имеют широкий веер разброса, лишний плотностей. Направление их сохраняется, в основном

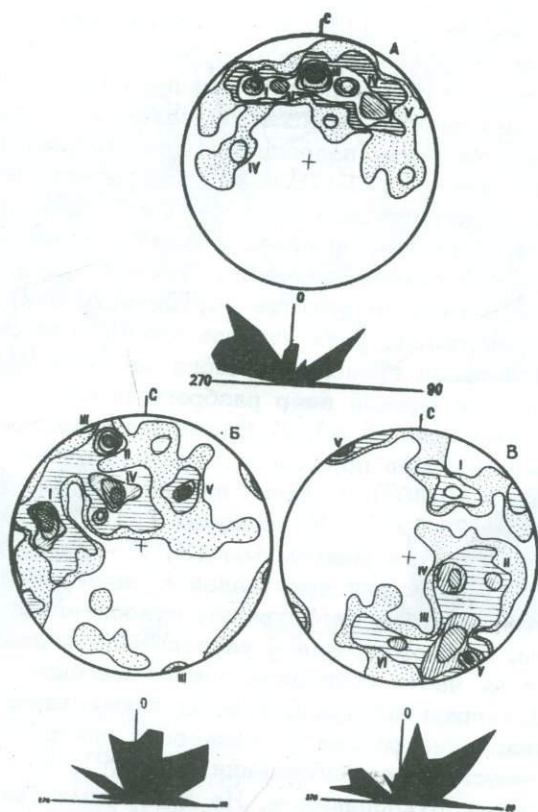


Рис. 8. Диаграммы ориентировки вкрапленников калиевого полевого шпата для различных участков крупнозернистых гранодиоритов (по 100 замерам). Изолинии проведены через 0,5-2-4-6-8-10%.

А - I участок, Б - II участок, В - III участок.

северо-восточное ( $10-50^{\circ}$ ), но появляются максимумы полосов с северо-западным простиранием ( $310-280^{\circ}$ ). Лишь азимут падения их в какой-то мере повторяет направление падения кристаллов полевых шпатов на втором участке. Азимуты падения максимумов на юго-запад и северо-восток ( $110-178$  и  $30^{\circ}$ ), углы наклона от круто ( $82^{\circ}$ ) до пологопадающих ( $34-52^{\circ}$ ).

Для сравнения произведен замер вкрапленников полевого шпата в мелкозернистых гранодиоритах, расположенных на четвертом участке (среднее течение р.Акташ). Пространственно этот участок также расположен в центральной части гранодиоритового массива. На диаграмме выявляется единый веер разброса полосов с пятью максимумами (рис. 9 А). В большинстве случаев направление максимумов полосов северо-восточное (азимут простирания  $10-40^{\circ}$ ) с общим падением к востоку - юго-востоку ( $75-122^{\circ}$ ). Максимумы I, II, III имеют падения от  $55$  до  $84^{\circ}$ , а максимумы IV, V - более пологие ( $24-30^{\circ}$ ). В целом для кристаллов калиевого полевого шпата на этом участке свойственны относительно пологие наклоны. Возможно, здесь расположена апикальная куполообразная часть гранодиоритового массива.

Для гранитов третьей фазы также характерна ориентировка фенокристаллов калиевого полевого шпата в северо-восточном направлении ( $50-70^{\circ}$ ), но с некоторыми местными отклонениями. На диаграмме (рис. 9 Б) проявились как более концентрированные (I, II, III), так и мелкие максимумы с небольшими плотностями в пределах отдельных разорванных поясов. Падения их самые различные. Основные максимумы имеют юго-восточное, близкое к меридиональному направление, а остальные - юго-западное и северо-западное. Углы падения их колеблются в пределах  $24-72^{\circ}$ . Приведенная диаграмма показывает слабую ориентировку калиевых полевых шпатов в крупнозернистых гранитах Акташского массива.

В аплитовидных гранитах IV фазы элементы структуры течения не выражены, что обусловлено минерально-

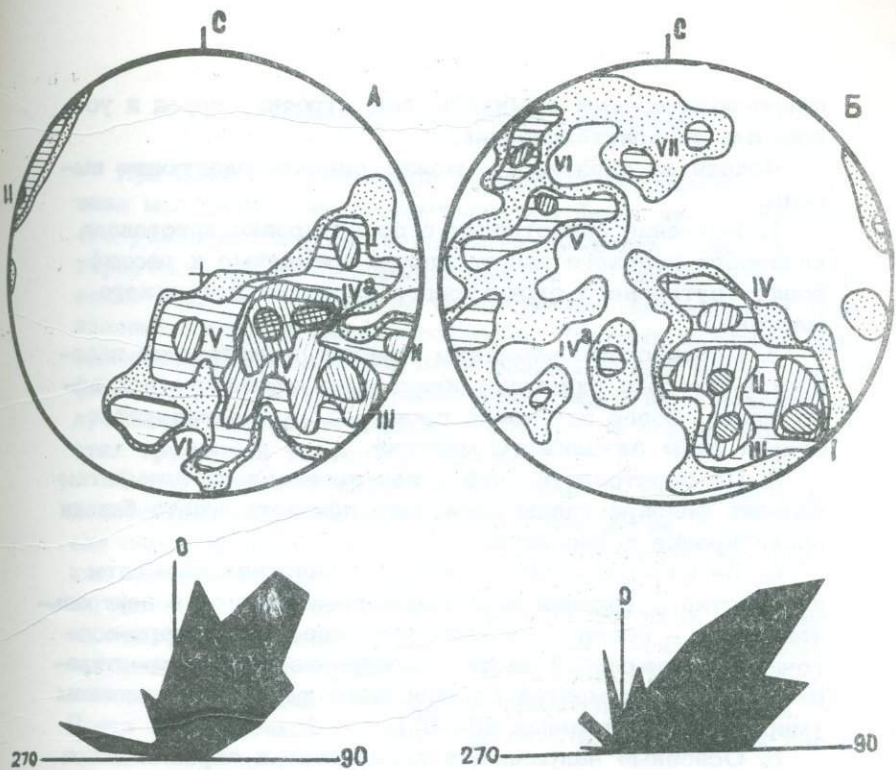


Рис. 9. Диаграммы ориентировки вкрапленников калиевых полевых шпатов в мелкозернистых гранодиоритах (А) и в крупнозернистых гранитах (Б) по 100 замерам. Изолинии проведены через 0,5-2-4-6-8%.

петрографическими особенностями строения пород и условиями их кристаллизации.

Исходя из сказанного, можно сделать следующие выводы.

1. Изучение анизотропии в ориентировке кристаллов калиевого полевого шпата вполне применимо к расшифровке внутреннего структурного строения Акташского массива.

2. Плоскостные элементы течения, выраженные плоскостью второго пинакоида кристаллов калиевого полевого шпата, более отчетливо проявлены в гранодиоритах второй фазы Акташского массива.

3. По пространственной ориентировке и по элементам падения фенокристаллы калиевого полевого шпата близки ориентировке ксенолитов.

4. На юго-западной оконечности массива элементы плоскостного течения имеют северо-западное, в центральной части - север - северо-восточное и на северо-восточной, расширенной части - северо-восточное простирание. Наклон элементов плоскостного течения в основном умеренный (в пределах  $40-70^{\circ}$ ).

5. Основные направления ксенолитов и вкрапленников калиевых полевых шпатов повторяют пространственное направление движения магматического расплава в камере интрузии.

6. Слабое проявление ориентировки элементов структуры течения в гранитах III фазы объясняется тем, что во время их кристаллизации, по-видимому, происходило затухание тектонических движений и, следовательно, механической активности магмы. Полное прекращение признаков движения магмы наблюдается в трещинных аплитовидных гранитах IУ фазы, кристаллизация которых происходила в приповерхностных условиях.

## Трещинная тектоника интрузива

При изучении трещинной тектоники Акташского интрузива мы принимали во внимание тот факт, что в строении его участвуют породы четырех интрузивных фаз и что первичные трещины, образовавшиеся в стадию кристаллизации плутона, осложнены последующим многоактным проявлением тектонических процессов. Поэтому изучение трещиноватости проводилось нами отдельно для пород каждой фазы и их структурных разновидностей, и на основании полученного материала делались выводы об общих особенностях трещинной тектоники массива.

Чтобы выяснить возможные отличия в пространственном расположении систем трещин отдельности, была построена серия диаграмм трещиноватости для отдельных участков выходов пород каждой интрузивной фазы и результаты их нанесены на структурную карту. В диоритах и кварцевых диоритах первой интрузивной фазы в основном развиты прямолинейные трещины. Они взаимно пересекаются, создавая в породах параллелепипедальную отдельность. Почти все системы трещин отдельности несут следы последующих перемещений.

В одном из крупных выходов диоритов и кварцевых диоритов (ур. Тахтабаст) произведен замер полосов 200 трещин. На составленных по ним диаграммах выявилось более пяти максимумов (рис. 10). Они соответствуют развитию трещин следующих систем (первые цифры - азимут падения, вторые - угол падения): I - СВ  $14^{\circ}$ ,  $46^{\circ}$ ; II - СВ  $78^{\circ}$ ,  $76^{\circ}$ ; III - ЮВ  $120^{\circ}$ ,  $84^{\circ}$ ; IV - ЮВ  $134^{\circ}$ ,  $60^{\circ}$ ; V - СЗ  $278^{\circ}$ ,  $75^{\circ}$ . Кроме них на диаграмме проявляется более трех мелких максимумов (У1, УП, УШ) с незначительными плотностями, которые, по всей вероятности, соответствуют мелким трещинам вторичного (экзокинетического) происхождения.

В диоритовых телах элементы структуры течения не сохранились, поэтому генетическая интерпретация трещин

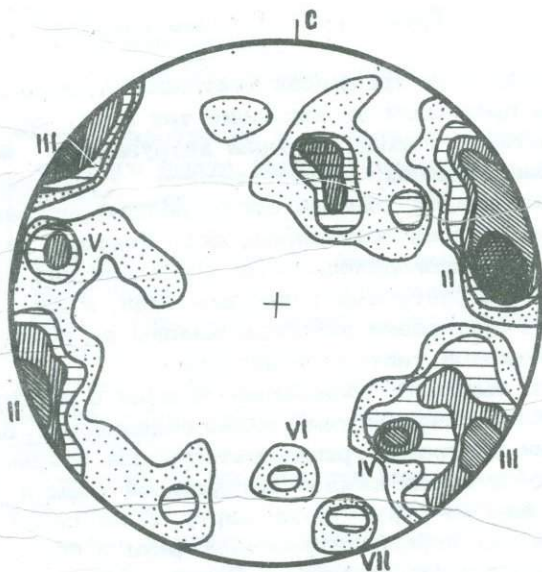


Рис. 10. Диаграмма трещиноватости кварцевых диоритов (1 фаза), 200 замеров. Изолинии проведены через 0,5-1-1,5-2-2,5-3%.

невозможна. По элементам залегания они соответствуют крутопадающим продольным, поперечным (относительно удлинению останца) и пластовым первичным трещинам.

Гранодиориты второй фазы являются наиболее распространенными породами, обнажающимися на современном эрозионном срезе Акташского массива. Поэтому основное внимание было обращено на изучение трещинной тектоники этих пород. Схема развития трещинной тектоники в гранодиоритах массива характеризуется большой слож-

ностью, которая, по-видимому, является следствием истории их формирования.

Нами произведены замеры более 4000 элементов залегания трещин в периферических и центральных частях массива. Описание трещиноватости гранодиоритового массива приводится от периферии к центру, что, по нашему мнению, позволяет раскрыть те закономерности, которые имели место при развитии трещинной тектоники в процессе формирования интрузивного тела.

В юго-западной части массива (от левого борта р. Пангаз до р. Ашаба), в зоне разветвления Баштавакского разлома, схема развития трещин очень сложная. В результате неоднократных движений по зонам тектонического нарушения первичные трещины отдельности в гранодиоритах осложнены мелкой трещиноватостью. Они хотя и сохраняют основные направления первичных трещин, несколько отличаются по своим азимутам и углам падения. Эту картину наглядно иллюстрирует диаграмма трещиноватости, составленная по данным 400 замеров (рис. 11 А). На диаграмме появляются концентрации полюсов трещин, образующие более восьми максимумов. Из них максимумы I, П, Ш соответствуют крутопадающим системам трещин северо-западного простирания с падением на северо-восток ( $20-58^\circ$ ). Максимумы У, У1, УП и УШ характеризуют также крутопадающие (углы падения от  $72$  до  $78^\circ$ ) трещины с изменчивым простиранием от северо-востока до северо-запада. Эти максимумы имеют единый веер разброса полюсов с азимутом падения на юго-восток, юго-запад и на запад, северо-запад. Кроме них появляются максимумы полюсов пологопадающих трещин (1У), которые имеют северо-восточное простирание с падением на юго-восток под углом  $10^\circ$ . Сравнение выделенных трещин отдельности с направлением элементов течения интрузива показывает, что максимумы I, П, Ш, 1У соответствуют продольным системам трещин, У, УП, УШ — поперечным и диагональным и максимум 1У — плосковым первичным трещинам.

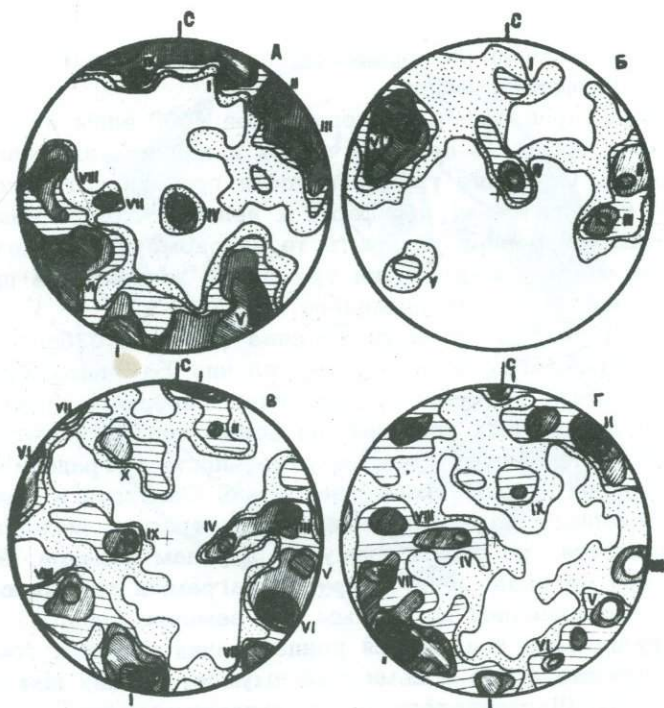


Рис. 11. Диаграммы трещиноватости гранодиоритов Акташского интрузива.

А - юго-западная часть (400 замеров). Изолинии проведены через 0,5-1-1,5-2-3-4%, Б - западный участок (300 замеров), изолинии проведены через 1-2-3-4-6%, В - северо-западный участок (500 замеров), изолинии проведены через 0,5-1,5-2-3-4%, Г - северо-восточный участок (600 замеров), изолинии проведены через 0,5-1-1,5-2-2,5-3%.

В западной части массива, в бассейне рек Ашаба, Гудас, Оби-Ашт схема развития трещин в гранодиоритах несколько упрощается. На диаграмме, составленной по данным 300 замеров трещин (рис. 11 Б), выявляются более замкнутые максимумы, которые по элементам залегания совпадают с шестью системами трещин северо-восточного и северо-западного простирания. Из них 1, П, Ш, У и У1 системы имеют падение на север ( $4^{\circ}$ ) под углом  $62^{\circ}$ , ВСВ ( $80^{\circ}$ ) под углом  $74^{\circ}$ , ВЮВ ( $98^{\circ}$ ) под углом  $60^{\circ}$ , ЮЗ ( $228^{\circ}$ ) под углом  $66^{\circ}$  и СЗ ( $300^{\circ}$ ) под углом  $62^{\circ}$ . Пологопадающим системам трещин соответствует максимум 1У, с северо-западным простиранием и падением на СВ ( $38^{\circ}$ ) под углом  $12^{\circ}$ . На диаграмме этого участка не выявляется система крутопадающих (вертикальных) трещин. Относительно направления элементов течения можно выделить те же группы трещин, что и на предыдущем участке.

На северо-западных и северных частях массива (верховья рек Буюрлы, Карамазарсай, Акташ и Кенгутан) схема развития первичных трещин также затушевана и осложнена крупными тектоническими нарушениями. Гранодиориты здесь обычно разбиты сетью более мелких минерализованных трещин. К этим ослабленным зонам, повторяющим направление первичных продольных и поперечных систем трещин, приурочены также разнообразные жильные породы.

На диаграмме трещиноватости (рис. 11 В) по данным 500 замеров выявляются максимумы полюсов более 9 систем трещин. Максимумы 1, У, УП отражают почти вертикальные трещины (углы падения  $80-85^{\circ}$ ) с северо-западным ( $327^{\circ}$ ) и северо-восточным ( $6$  и  $48^{\circ}$ ) простираниями. К крутопадающим системам трещин можно отнести максимумы П, Ш, У1, УШ и 1Х, которые также имеют северо-западные и северо-восточные простирания. Азимуты простирания колеблются в пределах  $26-346^{\circ}$ , а углы наклона от  $58$  до  $72^{\circ}$ . Отмечаются две системы пологопадающих трещин (максимумы 1У и 1Х) с субмери-

диональным ( $0-3^{\circ}$ ) простиранием. Углы падения их, по сравнению с пологими трещинами предыдущих участков, несколько круче ( $32$  и  $20^{\circ}$ ). Поясное строение веера разброса трещин с переходом от крутопадающих к пологопадающим системам свидетельствует о неоднократном повторении подвижек по разрывным зонам и трещинам. По крупным крутопадающим трещинам, возможно, происходили движения сбросо-сдвигового характера.

Подобная картина развития трещин наблюдается и в северо-восточной части рассматриваемого гранодиоритового массива. Здесь трещиноватость сильно осложнена наложенными вторичными тектоническими процессами. На диаграмме, составленной по данным 600 замеров трещин (рис. 11 Г), повторяются те же закономерности, что и на предыдущей, но в более осложненной форме. Вертикальные системы (максимумы I, II, III) имеют широтное ( $90^{\circ}$ ), субмеридиональное ( $312-8^{\circ}$ ) простирание, а крутопадающие (У, У1, УП, УШ) — простираются в север-северо-восточных направлениях ( $4-69^{\circ}$ ). Пологопадающие системы трещин (1У, 1Х) наклонены на ССВ —  $4^{\circ}$  и СВ —  $24^{\circ}$  под углами  $18-30^{\circ}$ . Для всех систем трещин характерны большие веера разброса изолиний плотностей и замкнутое поясное расположение максимумов полосов с падениями в различных направлениях. Все системы первичных крутопадающих трещин заполнены жильными и дайковыми образованиями. Максимумы, отвечающие широтным и меридиональным системам трещин, имеют тенденцию к раздвоению, что является отражением развития вторичных оперяющих трещин по основным системам. Такая же закономерность наблюдается и в юго-восточной периферийной части гранодиоритового массива. Отличительной чертой является отсутствие систем трещин юго-восточного падения, а вертикально падающие трещины образуют одну систему север-северо-восточного падения ( $16^{\circ}$ ). Это наглядно демонстрирует диаграмма (рис. 12 А), составленная по данным 400 замеров трещин, произведенных в гранодиоритах нижнего те-

чения рек Сарвак, Мешисай и Акташ. Здесь встречаются в основном трещины северо-западного, северо-восточного и реже меридионального и субширотного простираний. Пологие системы трещин соответствуют максимумам IУ, УП с азимутом падения СВ -  $26^{\circ}$ , углом падения  $40^{\circ}$  и азимутом падения ЮЗ -  $254^{\circ}$ , под углом  $16^{\circ}$ . Углы падения крутопадающих систем трещин (максимумы I, III, У, У1, УШ, IX) варьируют в пределах от  $50$  до  $78^{\circ}$  с направлением падения на северо-запад, северо-восток и юго-запад. Если сравнить систему трещин последних трех участков и сопоставить элементы их залегания с элементами залегания структуры течения, то в какой-то мере подтверждаются выделенные нами продольные, поперечные, диагональные и пластовые трещины отдельности. На краевых участках более ясно проявлены системы трещин краевого сброса. По трещинам северо-восточного и северо-западного простираний развиты дайковые тела.

В двух участках центральной части гранодиоритового массива (северо-восточном и юго-западном) замерены соответственно 600 и 300 трещин. На диаграммах (рис. 12 Б, В) проявляется более восьми систем крутопадающих и пологопадающих трещин. Простирание их широтное, северо-восточное и северо-западное. Азимуты падения северные, северо-восточные, юго-восточные и северо-западные. Отличительной чертой развития трещин центральной части интрузива от краевых является то, что на данных участках появляется более двух систем пологопадающих трещин с углами падения от  $4$  до  $26^{\circ}$ . В остальном они не отличаются от сетки развития трещин краевых частей.

По характеру элементов залегания трещин центральный участок, возможно, соответствует апикальным частям гранодиоритового массива. В целом для последнего характерно закономерное развитие во всех частях одной или двух вертикальных, трех или четырех крутопадающих и одной или двух пологопадающих систем трещин. В

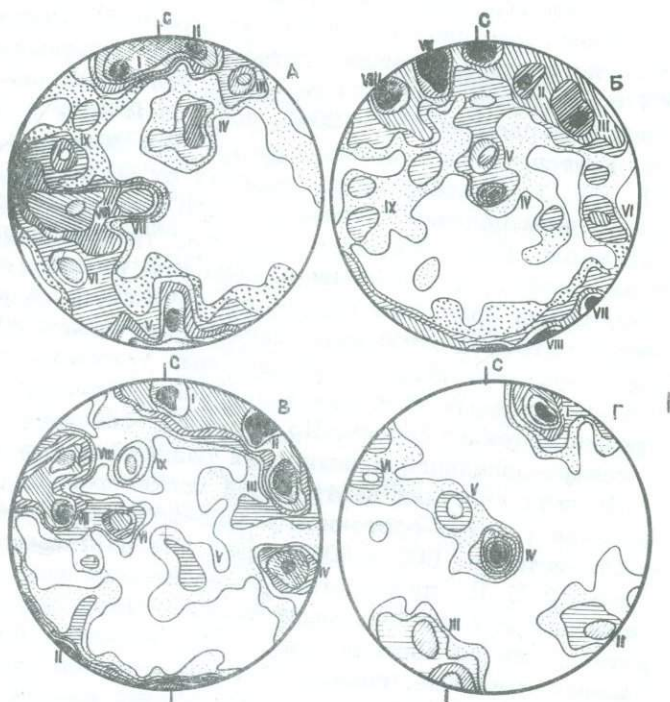


Рис. 12. Диаграммы трещиноватости различных участков гранодиоритового массива.

А - юго-восточный участок (400 замеров), изолинии проведены через 0,5-1-1,5-2-3-4%, Б и В - центральные участки (600 и 300 замеров), изолинии проведены через 0,5-1-1,5-2-2,5% и 0,5-1-1,5-2-3-4%, Г - мелкозернистые гранодиориты (300 замеров), изолинии проведены через 1-2-3-4-5-6%.

большинстве случаев на диаграммах трещиноватости наблюдается постепенный переход систем трещин от крутопадающих к пологопадающим. Из них локальным распространением пользуются трещины широтного простирания, развитые как в эндоконтактах, так и в центральных участках гранодиоритового интрузива. Приведенная характеристика трещинной тектоники свойственна среднезернистым и крупнозернистым гранодиоритам.

Для мелкозернистых разновидностей гранодиоритов выявлен более простой рисунок систем трещин. В трех выходах мелкозернистых гранодиоритов замерено более 300 трещин и на диаграмме, составленной по этим данным (рис. 12 Г), выявляются концентрации шести максимумов полосов трещин, которые соответствуют вертикальнопадающим (максимумы П, У1), крутопадающим (максимумы 1, Ш) и пологопадающим (максимумы 1У, У) системам. Из них первые падают на ЮВ, СЗ под углом  $80-82^\circ$ , вторые — на СЗ и ЮЗ под углом  $75-68^\circ$ , третьи — на ЮЗ и СЗ под углом  $10-28^\circ$ . Раздвоение контуров некоторых максимумов систем трещин свидетельствует о наложенных подвижках и образовании вторичных оперяющих трещин.

Выходы гранитов III интрузивной фазы образуют вытянутое к северо-востоку тело и занимают центральную часть гранодиоритового массива. В эндоконтактах интрузии в основном развиты крутопадающие, продольные и поперечные трещины, а также трещины краевого сброса. К ним приурочены аплитовые и пегматитовые жилы. Ближе к центральной части массива трещины становятся пологими и появляются почти горизонтальные системы трещин.

В юго-западной части гранитового массива (бассейн р. Гудас) было замерено в трех обнажениях 300 трещин. При нанесении их на круговую диаграмму выявляется более шести обычно раздвоенных максимумов полосов трещин (рис. 13 А). При этом отмечается постепенный

поясной переход от крутопадающих к более пологопадающим трещинам. Все системы трещин, как и в гранодиоритах, имеют СВ и СЗ простирания с падением на СЗ (максимумы 1, П, У1), на ЮЗ (максимум У), ЮВ (максимум Ш) и СВ (максимум 1У). Крутопадающим системам свойственно колебание углов наклона в пределах  $52-78^{\circ}$ , а пологие имеют падение под углом  $18^{\circ}$ .

Для северо-восточной части гранитового массива (нижнее течение рек Ашт, Куруксай, Акташ) характерно преобладание крутопадающих трещин при незначительном развитии трещин с пологими углами падения (рис. 13 Б). Простирание крутопадающих трещин колеблется в широких пределах, но довольно четко выделяются максимумы следующих систем: СЗ -  $312^{\circ}$  (1), субмеридиональные - (П, У1), широтные (Ш), СЗ -  $294^{\circ}$  (У), ВС -  $26,46^{\circ}$  (УП, УШ). Пологопадающая система трещин (1У) имеет простирание на СВ -  $72^{\circ}$  и падает под углом  $12^{\circ}$ . Трещины с северо-восточным простиранием (крутопадающие) соответствуют ориентировке продольным элементам течения, северо-западные - поперечным, пологопадающие - первичным пластовым трещинам. Эти системы трещин развиты почти повсеместно, а остальные проявляются лишь на отдельных участках массива. Наиболее интенсивное развитие трещиноватости фиксируется в эндоконтактовых частях гранитного массива.

Для трещинных аплитовидных гранитов четвертой интрузивной фазы характерно преобладание крутопадающих и вертикальных систем трещин. Ориентировка их находится в тесной зависимости от контуров контактовых зон и формы их выходов. В одном из крупных выходов аплитовидных гранитов, расположенном в районе Нижнего Гудаса, замерено 200 трещин отдельности, по которым составлена диаграмма (рис. 13 В). На ней четко проявляются максимумы полюсов крутопадающих трещин. Пологопадающие трещины (угол падения  $10^{\circ}$ ) показывают максимум с небольшой частотой концентрации полюсов. Все системы трещин образуют на диаграмме

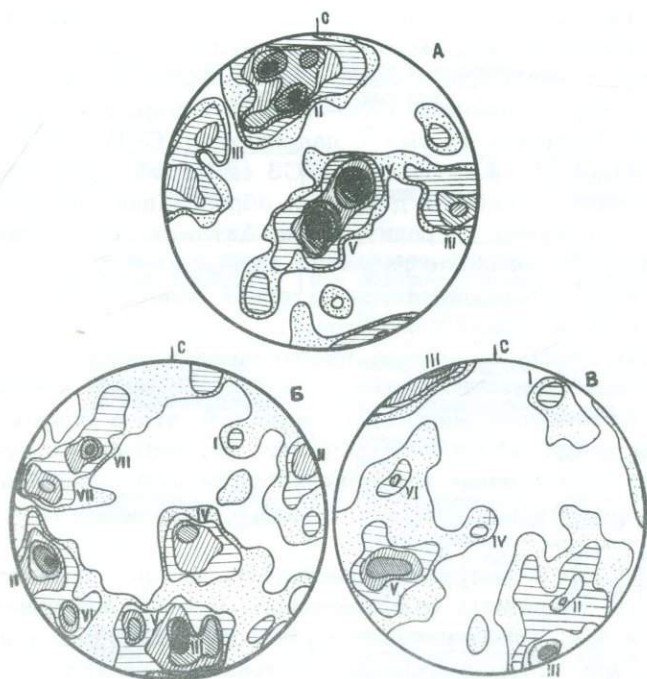


Рис. 13. Диаграммы трещиноватости гранитов Акташского интрузива.

А - юго-западный участок (300 замеров), изолинии проведены через 0,5-1-2-3-4-5%, Б - северо-восточный участок (500 замеров), изолинии проведены через 0,5-1-1,5-2,5-3%, В - аплитовидные граниты (200 замеров), изолинии проведены через 0,5-2-4-6-8%.

ме два разорванных веера разброса полюсов. Наблюдается переход от максимумов крутопадающих к максимумам более пологопадающих трещин. Эти максимумы соответствуют северо-западным ( $288-329^{\circ}$ ) и северо-восточным ( $13-59^{\circ}$ ) системам трещин с падением на ССВ ( $18^{\circ}$ ), ЮВ ( $130-149^{\circ}$ ), ЮЗ ( $239^{\circ}$ ) и ЗСЗ ( $283^{\circ}$ ).

Для всех жильных и дайковых образований, пространственно связанных с гранитоидами Акташского массива, характерно интенсивное развитие поперечных трещин, направление которых находится в тесной зависимости от направления и формы контактов.

Рассмотрение элементов пространственной ориентировки максимумов концентрации полюсов трещин в гранитоидах Акташского массива показывает, что в основном развиты трещины 3-4 систем (табл. 8). Небольшие отклонения от основных направлений элементов залегания трещин свидетельствуют о повторных тектонических подвижках по ним.

Приведенный материал показывает, что для гранитоидных пород различных фаз характерно уменьшение интенсивности трещинообразования от пород первых фаз к породам более поздних фаз. Это выражается не только в уменьшении количества максимумов основных систем трещин от ранних фаз к более поздним, но и в том, что основные максимумы окружены широкими полями пониженных плотностей максимумов полюсов трещин. Это объясняется высокой интенсивностью тектонических усилий в момент внедрения ранних фаз интрузии.

Морфологические различия отдельности пород различных фаз свидетельствуют о первичной природе образования трещин отдельности и о развитии их в связи с конечными этапами затвердевания магматических расплавов каждой фазы. В процессе образования и развития трещинной тектоники гранитоидного массива одновременно участвовали как внутренние силы, связанные с магматическими массама, так и внешние усилия тектонической природы. Проведенные исследования показали, что почти во всех гранитоидных выходах Акташского мас-

**Таблица 8**  
**Основные системы трещин в гранитоидах**  
**Актанского массива**

Интрузивные фазы	Главнейшие породы	Системы трещин и их простирания	Интервалы простирания
I	Диориты и кварцевые диориты	I - северо-западное II - северо-восточное III - субмеридиональное (ССВ)	348° и 284-290° 30-440 и 68° 8°
II	Гранодиориты, крупнозернистые и мелкозернистые	I - северо-западное II - северо-восточное III - субмеридиональное (ССВ, ССВ) IV - широтное (В и ССВ)	286-312° и 318-344° 27-48° и 50-76° 3-16° и 350-0° 90° и 272-276°
III	Крупнозернистые слоистые граниты	I - северо-западное II - северо-восточное III - субмеридиональное (ССВ и ССВ) IV - широтное (В и ССВ)	294-312° и 322-346° 28-46 и 70-78° 20° и 350° 90° и 274°
IV	Аплитовидные граниты	I - северо-западное II - северо-восточное III - субмеридиональное (ССВ)	288° и 308-329° 40-59° 13°

свива отмечается закономерное сопряжение первичной трещиноватости и ориентировки элементов структуры течения (рис. 13), в связи с чем в исследованном массиве имеет место развитие продольных (*S*), поперечных (*Q*), диагональных (*D*) и пластовых (*L*) типов трещиноватости (по Клоосу). Из них к продольным можно отнести системы крутопадающих трещин с северо-восточным ( $30-76^\circ$ ) простиранием. Они пользуются наибольшим распространением в интрузиве и нередко являются зияющими (5-10 см), иногда заполнены постмагматическими жильными и дайковыми образованиями. Имеют значительную протяженность и нередко к ним приурочиваются зоны крупных разрывных нарушений.

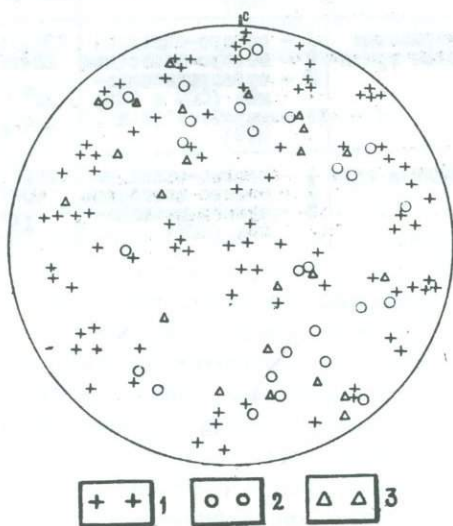


Рис. 14. Синоптическая диаграмма максимумов полюсов трещин и элементов структуры течения.

1 - максимумы полюсов трещин, 2 - ксенолиты, 3 - кристаллы калиевых полевых шпатов.

К поперечным можно отнести системы северо-западных ( $290-348^{\circ}$ ) трещин, а в отдельных частях интрузива и более крупные тектонические нарушения северо-восточного направления. Для них также характерны большая протяженность (десятки метров), открытость (до 10 см) и крутые углы падения. В большинстве случаев рассматриваемые трещины заполнены постмагматическими образованиями и несут следы тектонических подвижек (зеркала скольжения, глинку трения и т.д.). В связи с изменением ориентировки элементов течения от северо-западного через северное до северо-восточного в различных частях массива соответственно изменяются и направления продольных и поперечных трещин.

К диагональным относятся трещины с большим протяжением (2-5 м), полузакрытые и с различным простиранием. В участках интенсивного воздействия тектонических напряжений они трудно диагностируются. К ним редко приурочены более поздние жильные гидротермальные образования.

К пластовым относятся пологопадающие системы трещин (до  $45^{\circ}$ ) также значительной протяженности и полузакрытые. Направления их совпадают с продольными системами трещин, но с изменяющимися простираниями от краевых к центральным частям массива. В гранитовых телах к пластовым трещинам нередко приурочены ранние жильные образования (аплиты и пегматиты).

К второстепенным первичным трещинам относятся системы крутопадающих трещин краевого разрыва, четко проявляющиеся в эндо- и экзоконтактных частях выхода крупнозернистых биотитовых гранитов Ш фазы. По ним обычно происходили взбросо-сдвиговые перемещения, которые фиксируются по смещению аплитовых прожилков.

Трещинная тектоника  
вмещающих и перекрывающих пород  
Акташского интрузива

Небольшие выходы осадочно-метаморфической толщи отмечаются лишь в восточной части интрузива. (перевал Камчик), где они обнажаются в зоне Кумбельского разлома.

В породах осадочно-метаморфической толщи в основном развиты трещины меридионального и широтного простирания, которые в совокупности образуют мелко-плитчатую отдельность. На диаграмме трещиноватости (рис. 15 А), по данным 300 замеров, четко выделяются следующие максимумы: I - СЗ -  $288^{\circ}$ ,  $\angle 47^{\circ}$ , II - СЗ -  $306^{\circ}$ ,  $\angle 67^{\circ}$ , III - С -  $4^{\circ}$ ,  $\angle 62^{\circ}$ , IV - СВ -  $36^{\circ}$ ,  $\angle 54^{\circ}$ , V - СВ -  $60^{\circ}$ ,  $\angle 72^{\circ}$  и VI - СВ -  $40^{\circ}$ ,  $\angle 55^{\circ}$ . Эти максимумы соответствуют шести системам трещин с единым веером разброса полюсов и с наклоном на СВ ( $18^{\circ}$  и  $36^{\circ}$ ), ЮВ ( $94^{\circ}$ ), ЮВ ( $126^{\circ}$ ,  $140^{\circ}$ ) и СЗ ( $310^{\circ}$ ). Простирание северо-восточных трещин совпадает с первичной слоистостью в метаморфической толще, которые естественно характеризуются большим протяжением, а северо-западные трещины более короткие и пересекают первые почти перпендикулярно.

Более молодыми осадочно-эффузивными образованиями, перекрывающими Акташский интрузив, являются породы акчинской ( $C_2$ ), оясайской ( $C_3$ ) и кызынуринской ( $T_1$ ) свит. Трещиноватость андезит-дацитовых пород акчинской свиты нами изучалась к юго-западу и юго-востоку от интрузива. На двух диаграммах трещиноватости, составленных по этим участкам (рис. 15 Б, В), выявляется более девяти максимумов полюсов с различной плотностью. Все максимумы расположены в одном почти замкнутом пояском веере разброса трещин. По этим максимумам устанавливается развитие северо-западных ( $292-344^{\circ}$ ), северо-восточных ( $25-72^{\circ}$ ) и меридиональных ( $8-10^{\circ}$ ) систем трещин. Падение их на СЗ ( $278-344^{\circ}$ ), СВ ( $36-37^{\circ}$ ), ЮЗ ( $202-234^{\circ}$ ), а единичные системы имеют наклон к ЮВ

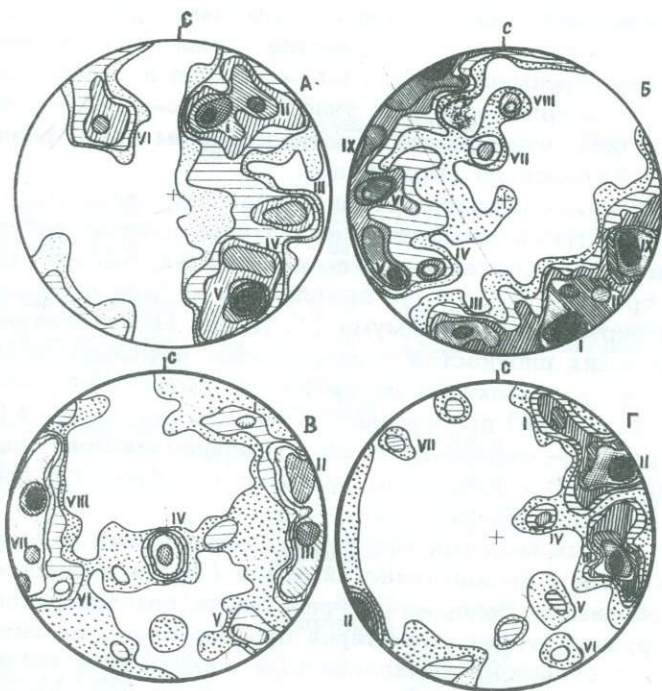


Рис. 15. Диаграммы трещиноватости вмещающих и боковых пород Акташского интрузива.

А - осадочно-метаморфическая порода (300 замеров), изолинии проведены через 0,5-2-3-4-5%, Б и В - вулканогенные породы акчинской свиты (по 400 замерам), изолинии проведены через 0,5-1-1,5-2-3-4%, Г - вулканогенные образования оясайской свиты (200 замеров), изолинии проведены через 1-2-3-4-5-6%.

(136–178°) и северу (8°). При сравнении диаграмм трещиноватости двух участков эффузивов акчинской свиты выявляются некоторые отличия в системах трещин по падению. На северо-западном участке системы трещин имеют падение преимущественно юго-западное и северо-западное, а на юго-восточном участке – юго-запад – северо-восточное, что связано с расположением их на разных крыльях Акташского антиклинала.

В эффузивах кислого состава оясайской свиты (С<sub>3</sub>) диаграммы трещиноватости имеют более простые рисунки. На диаграмме, составленной по данным 200 замеров полюсов трещин (рис. 15 Г), выявляются четыре наиболее концентрированных максимума (1, П, Ш, 1У) и несколько небольших плотностей изолированных максимумов (У, У1, УП и др.). Максимумы 1, П и 1У имеют северо-западные (296–340°) простирания, а максимумы Ш, У, У1, УП (10–60°) – северо-восточные. Падение их преимущественно на СВ и ЮВ. Углы падения колеблются в пределах 68–82° и 35–48°.

Для самых молодых эффузивных образований района, относящихся к кызылнуринской свите (Т<sub>1</sub>) и перекрывающих северные и северо-восточные части гранодиоритового интрузива, также характерна простая схема развития трещин. Они осложнены кварцевыми порфирами и туфами липаритовых порфиров. Здесь развиты (рис. 16) системы трещин северо-западного (302–314°) и север – северо-восточного (0–54°) простираний с наклоном в основном на СВ (32–44°). Углы наклона крутопадающих трещин колеблются в интервалах 66–76°, а пологопадающих – 28–50°.

В связи с тем, что выходы эффузивов кызылнуринской свиты приурочены к зонам крупных разрывных нарушений, постоянно подвергались дополнительным подвижкам, в диаграмме трещиноватости на фоне основных максимумов систем трещин выявляются более мелкие максимумы. Последние, по всей вероятности, соответствуют системам наложенных вторичных трещин (табл. 9).

Таблица 9

Основные системы трещин перекрывающих и вмещающих  
поруд Актанского интрузива

Порода	Возраст	Система трещин	Интервал дробстваний	Примечание
Кислые вулканогенные образования Кызылнуриинской свиты	T <sub>I</sub>	I - СЗ II - СВ III - меридиональные	302-314 <sup>0</sup> 54 0 <sup>0</sup>	Самые молодые, перекрывающие Актанскую интрузив породы
Эффузивные породы (кварцевые порфиры, сферолиты, порфиры их туфы и др.) оюайской свиты	C <sub>3</sub>	I - СЗ II - СВ III - ССВ оубмеридиональные	296 и 330-340 <sup>0</sup> 42-46 <sup>0</sup> ± 60 <sup>0</sup> 10 <sup>0</sup>	Перекрывающие гранитоиды породы
Основные эффузивы (дациты и андезитовые дациты) акчинской свиты	C <sub>2</sub>	I - СЗ II - СВ III - ССВ и ССЗ (меридиональные) IV - В и Ш (широтные)	292-306 и 322-344 25-46 и 50-72 <sup>0</sup> 8-10 <sup>0</sup> и 358 <sup>0</sup> 88 и 278 <sup>0</sup>	Основные перекрывающие породы, окружающие Актанскую интрузию
Осадочно-метаморфическая толща	0-S	I - СЗ II - СВ III - ССВ меридиональные	288 и 306 <sup>0</sup> 36 <sup>0</sup> и 40-50 <sup>0</sup> 4 <sup>0</sup>	Вмещающие породы Актанского интрузива

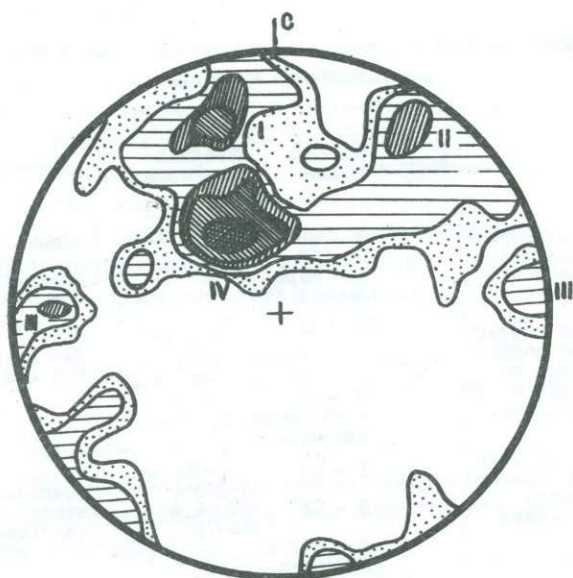


Рис. 16. Диаграмма трещиноватости эффузивных пород кызылнуриной свиты (200 замеров), изолинии проведены через 1-2-3-4-5%.

Из приведенного краткого обзора закономерностей развития трещинной тектоники осадочно-метаморфической толщи и эффузивных образований различных возрастов, которые имеют соприкосновение с породами Акташского интрузива, можно сделать следующее заключение.

1. Трещинная тектоника пород различного состава и происхождения является сложной для древних и более простой для молодых образований.

2. Схема развития систем трещин в породах различных возрастов зависит от места расположения их в структуре района.

3. Сравнение систем трещин, развитых в гранитоидах Акташского массива, с трещинами в породах вмещающей осадочно-метаморфической толще (O-S) и эффузивных образований (C<sub>2</sub>, C<sub>3</sub> и T<sub>1</sub>) показывает наличие трещин с идентичными элементами залегания. К ним, в частности, относятся трещины северо-восточного и северо-западного простираний. Этому, по-видимому, способствовали наложения одноактных процессов позднего этапа активизации тектонического режима.

4. Во вмещающих осадочно-метаморфических толщах и перекрывающих эффузивных образованиях трещины не только связаны со складчатостью, но и с более поздними дизъюнктивными нарушениями. Эта наложенная трещиноватость во вмещающих и перекрывающих породах генетически связана с теми же процессами, которые привели к образованию вторичных трещиноватостей Акташского массива.

В целом, принимая во внимание структуру вмещающих и перекрывающих пород, а также характер жильного выполнения трещин различных систем, можно предположить следующий механизм образования и последовательность развития трещинной тектоники Акташского гранитоидного массива. Все системы трещин, имеющие развитие в породах массива, можно разделить на эндокинетические, экзокинетические (первичные) и экзокинетические (наложенные) трещины (Павлов, 1964). Эти группы трещин также могут быть объединены в следующие генетические типы (Кушнарев, Лукин, 1960): петрогенетические, тектонические и экзогенные.

Наиболее ранними по времени образования являются, по всей вероятности, трещины первого типа - петрогенетические (эндокинетические), которые заложились в период остывания магматического расплава и сокращения его объема, а также в результате внутренних напряжений, существующих в еще не застывших частях интрузии. К данному типу относятся пологие и горизонтальные трещи-

ны. Согласно представлениям А.В.Пэка (1939), Н.А.Елисеева (1953) и др., эти системы трещин должны иметь развитие в слабо эродированных аликальных частях интрузивных тел. В центральных участках массива они имеют горизонтальное падение, а к краям имеют пологие углы падения в сторону вмещающих или боковых пород. К ним в исследуемом интрузиве, вероятно, можно отнести пластовые пологопадающие первичные системы трещин.

Тектоническая или экзокинетическая первичная и наложенная трещиноватость развивается в массивах под влиянием движений блоков вмещающих пород в процессе окончательного формирования плутона. К этой группе систем трещин относятся трещины с крутыми и умеренно крутыми углами падения. Все трещины этого типа характеризуются сложным характером развития и носят следы происходивших по ним движений. Они иногда образуют мощные зоны мелкой трещиноватости вдоль крупных разрывных нарушений. Кроме того, отмечается некоторое сходство в развитии трещин тектонического происхождения среди пород Акташского массива и во вмещающих и перекрывающих породах. Большинство систем крутопадающих трещин северо-восточного и северо-западного простирания развиваются почти во всех фазах Акташского массива с единым морфологическим строением.

Экзокинетические (наложенные) трещины широко распространены и имеют различную ориентировку и сравнительно сложную историю формирования. На диаграммах трещиноватости на фоне основных максимумов систем трещин они проявляются менее плотными максимумами и зональными переходами от крутопадающих к пологопадающим системам. К этой группе также можно отнести более поздние трещины разгрузки и выветривания (Рац, Чернышев, 1970), которые развиваются по зонам ранее заложенных петрогенных и тектонических

трещин. Они способствуют расширению существующих трещин и ведут к сгущению их и образованию новых многочисленных мелких трещин.

По условиям образования и по морфологическим особенностям все трещины можно отнести к сколовым и разрывным системам. Трещины скалывания имеют большую протяженность (до десяти метров) и характеризуются прямолинейными, реже слабо изогнутыми формами. Более мелкие трещины часто характеризуются признаками типичных трещин отрыва.

Полученные данные о развитии трещинной тектоники в Акташском массиве показывают, что неоднократное возобновление движений по различным трещинам осложнило сеть развития систем трещин и разделение их на разрывные и сколовые очень затруднительно. Все выявленные системы трещин в гранитоидах Акташского массива нами разделены по угловым величинам на 4 группы: 1) вертикальные, с углами падения от  $80^\circ$  до  $90^\circ$ , 2) крутые и умеренно крутые, с углами падения от  $46^\circ$  до  $80^\circ$ , 3) пологие, с углами падения от  $16^\circ$  до  $45^\circ$  и 4) горизонтальные, с углами падения от  $0^\circ$  до  $15^\circ$ . Развитие трещин в Акташском гранитоидном массиве происходило в три этапа. В первый этап формировались первичные трещины, т.е. системы трещин, развивавшиеся в период остывания и кристаллизации магматического расплава в камере. Со вторым этапом связаны все те системы трещин, которые образовались при последующих тектонических движениях. С третьим этапом связано развитие трещин экзогенного происхождения, образовавшихся под действием продолжающихся тектонических движений в сочетании с процессами выветривания.

В Акташском интрузиве основная масса гидротермальной рудной минерализации приурочена к экзокинетическим (тектоническим) системам трещин. На основании приуроченности прожилкового оруденения к трещинам определенной группы или системы (рис. 17) можно говорить,

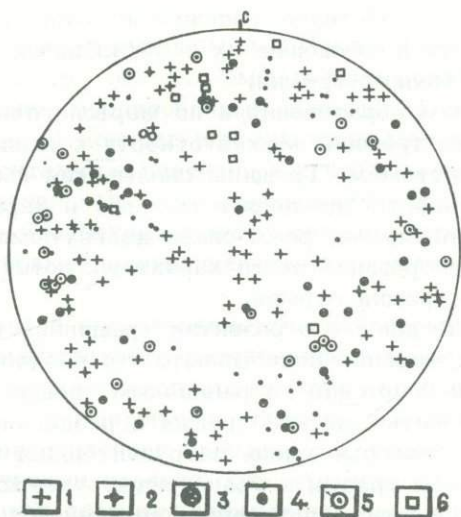


Рис. 17. Синоптическая диаграмма максимумов полюсов трещин, жильных (пегматиты, аплиты), дайковых пород и гидротермально-жильных образований.

1 - трещины, 2 - пегматиты, 3 - аплиты, 4 - дайки, 5 - кварц, 6 - кальцитовые прожилки.

что наиболее перспективными для гидротермального оруденения являются участки, залегающие в поздних трещинных зонах, наложенных на общий первичный трещинный фон интрузива, который имеет сколовый характер.

#### Форма и закономерности формирования интрузива

При установлении формы интрузивных тел и закономерностей их формирования, важная роль принадлежит анали-

зу контактовых взаимоотношений с вмещающими породами, элементами внутренней структуры и их отношению к складчатым и разрывным структурам района. Для Акташского гранитоидного массива контактовые взаимоотношения с более древними вмещающими породами почти не наблюдаются, слабо выражена также ориентировка элементов структуры течения, а схема развития первично-петрогенных трещин осложнена наложенными тектоническими процессами. Поэтому анализ собранного материала позволяет сделать лишь некоторые предположения о форме Акташского интрузива в современном эрозионном срезе и закономерностях его формирования.

Акташский интрузив, по всей видимости, представляет собой в плане вытянутое в северо-восточном направлении клиновидное тело, внедрение которого приурочено к ядерной части одноименной актиклинальной структуры. Массив почти со всех сторон оконтурен разрывными нарушениями сбросо-сдвигового характера, которые обусловили его крутые боковые поверхности. На юге массив ограничивается зоной Баштавакского разлома, а на западе оперением последнего, что придает клиновидную форму юго-западному окончанию массива. Юго-восточная часть участка перекрыта современными отложениями. В отдельных случаях на поверхность интрузива надвинуты более молодые эффузивные образования. С север - северо-востока интрузив также ограничивается разломами и лишь в одном небольшом участке (пер. Камчик) имеет соприкосновение с вмещающими осадочно-метаморфическими толщами.

Вдоль всех зон разрывных нарушений, ограничивающих площади выхода интрузива на дневную поверхность, происходит внедрение гипабиссальных пород. Последние имеют небольшие наклоны в стороны от интрузивного массива. Исходя из сказанного, можно прийти к выводу о куполообразной форме апикальной части Акташского массива.

Судя по неравномерному скоплению ксенолитов и останцев боковых пород, можно сделать предположение о неровной апикальной поверхности интрузива. Она может иметь такую форму вследствие неравномерной вскрытости интрузива благодаря глыбово-блоковым перемещениям вдоль крупных разломов в последующие этапы развития интрузива. В результате сбросо-сдвигового перемещения по Гудасскому разлому, например, произошло поднятие юго-восточной половины массива относительно северо-западной.

Интенсивное развитие блоковых движений определило современную форму выхода крупнозернистых гранитов III фазы в виде своеобразного удлиненного клиновидного тела на различных гипсометрических уровнях Акташского массива.

Для представления о форме интрузива большое значение имеет установление закономерностей распределения и распространения пологопадающих трещин первичного происхождения. Эти трещины, по мнению большинства исследователей (Павлов, 1964), развиваются параллельно верхней поверхности магматической камеры. При этом в отдельных куполах они меняют свое падение от центра к краевым частям. В пределах каждого купола эти системы трещин образуют серию своеобразных сводов. Пологие трещины могут быть протяженностью от первых метров до 100–200 м и имеют сглаженные округлые края. Куполообразная часть интрузива располагалась вдоль простираения оси складки от среднего течения р. Гудас на юго-востоке до среднего течения рек Акташ и Сарвак на северо-востоке. На этом участке массива углы падения первичных пологих трещин колеблются в пределах от 6–8 до 10–15°. Отсюда к контактовым (боковым) частям массива углы падения трещин постепенно увеличиваются до 40° и более. В отдельных локальных участках центральной части массива наблюдается переход от горизонтальных к пологопадающим системам трещин. Это, возможно, обусловлено неровностями

ми поверхностной части интрузива. Если принять во внимание, что системы пологих первичных трещин отображают форму апикальной поверхности интрузива, то она представляет собой пологий купол, осложненный более мелкими сводами или гребнями.

К куполовидной части массива приурочены выходы крупнозернистых гранитов III фазы, которые также имеют удлиненную форму, как и направление простирания антиклинальной структуры.

Более детальное изучение элементов структуры течения в гранодиоритах II фазы позволило установить направление преимущественной ориентировки вкрапленников калиевых полевых шпатов и ксенолитов. Ориентировка плоскости второго пинакоида калиевых полевых шпатов при крутопадающем ( $60-74^\circ$ ) расположении имеет северо-западное (на юге), северное (на юго-востоке) и северо-восточное (в других частях интрузива) простирание; эта особенность в их расположении более четко проявляется в пониженных точках, а на высоких гипсометрических уровнях выражена слабее. Углы наклона ксенолитов колеблются в пределах  $30-68^\circ$  с падением на юго-запад в южной части интрузива и на юго-восток и северо-восток — в центральных и северных частях массива.

Учитывая приведенные закономерности в расположении элементов структуры течения, можно предположить, что магмаподводящий канал располагался в юго-западной части массива, и при движении по нему кристаллы калиевого полевого шпата своими большими гранями ориентировались параллельно его стенкам. Движение магматического расплава в основной массе происходило в плоскости, близкой к горизонтальной. Направленное расположение элементов структуры течения показывает, что движение магмы продолжалось одновременно с кристаллизацией на фоне движения блоков вмещающих пород вдоль доинтрузивных разломов.

Результаты анализа внутреннего строения массива и его приуроченность к определенным геологическим структурам района показывают, что механизм образования массива должен быть следующим.

Акташский гранитоидный массив формировался в среднем карбоне герцинского тектоно-магматического цикла. Внедрение гранитной магмы происходило по Баштавакскому долгоживущему или Кумбельскому глубинному разлому, когда ниже- и среднепалеозойские отложения были смяты в сравнительно пологую антиклинальную складку. В ядерной части последней в результате тектонических движений образовались ослабленные зоны в виде межформационных срывов и седловины, которые способствовали дальнейшему передвижению магмы в камерном пространстве. При этом магмаподводящий канал интрузии находился в юго-западной части. Отсюда внедрившаяся магма проникала во все стороны, но более интенсивным было ее передвижение вдоль простирания складки в субмеридиональном направлении.

Дальнейшее расширение камерного пространства и его заполнение происходило путем обрушения кровли, механического и химического воздействия магмы на вмещающие породы и их ассимиляции. Размещение и передвижение магмы по межформационным срывам вдоль оси складки окончательно определили распределение напряжений в теле интрузива и отчасти в его контактовой зоне, которые впоследствии обусловили общую форму и пространственную ориентировку интрузивного тела. Длинная ось образовавшегося интрузива ориентирована с юго-запада на северо-восток. Кроме того, при продвижении магмы в этом направлении происходило частичное выжимание вещества из области переклиналиного замыкания купола в его крылья. Под действием интенсивно повторяющихся тектонических движений внедрение магмы носило пульсирующий характер, что обусловило многостадийное формирование интрузивного массива и

наличие фациальных, а также разнообразных структурных особенностей слагающих его пород.

Повторяющиеся подвижки по крутым разрывным зонам интрузива привели к образованию и развитию однотипной трещинной тектоники пород последовательно внедрившихся интрузивных фаз. Это особенно показано для систем трещин северо-восточного простирания, совпадающих по своей ориентировке с направлением удлинения складчатой структуры, вытянутости массива и крупных разрывных зон.

В целом, процессы внедрения и затвердевания гранитоидов исследованного массива происходили, очевидно, на фоне движения блоков по разрывным нарушениям северо-восточного направления. Формирование апикальной части массива, по всей вероятности, происходило в гипабиссальных условиях.

В последующие геотектонические этапы развития региона эрозией вскрылись в основном более приподнятые части массива, а боковые крутопадающие контакты были осложнены внедрением поздних гипабиссальных образований. В послемагматический этап по эндокинетическим трещинам происходит внедрение различных жильных пород. Гидротермальная минерализация происходила главным образом по наложенным экзокинетическим трещинам и первично ослабленным тектоническим зонам северо-восточного и северо-западного направлений.

Таким образом, закономерности образования Акташского среднекарбового гранитоидного массива свидетельствуют о его межформационной лакколитообразной форме.

Подобный механизм образования предполагался для гранодиоритовых массивов Западного Кармазара А.В. Королевым, впоследствии Н.П.Васильковским, И.Х.Хамрабаевым, А.В.Покровским, В.Н.Левиним, П.И.Шехманом, Ю.С.Шихиним и другими исследователями. В последнее время такая закономерность образования предпо-

лагается и для среднекарбонových массивов Восточного Кармазара, в том числе Акташского массива (Московцев, Байков, Михайлов, 1971).

Результаты геолого-геофизических работ последних лет (Ахмеджанов, Борисов и др., 1971) также подтверждают лакколитоподобную форму интрузивов Кармазара. Мощность интрузивных тел, согласно подсчетам А.А.Фузайлова, определяется в интервале 2-6 км, а по О.М. Борисову - 6-8 км. По данным фациального анализа Т.Н.Далимова, Т.М.Мацокиной и др. (1971), исследованный нами массив относится к мезоабиссальной фации, формировавшейся на глубине 3-6 км. Согласно геолого-геофизическому разрезу земной коры Кураминской подзоны, куда относится Акташский массив, все крупные интрузивные тела имеют грибообразную форму с узкими магмаподводящими корнями, расположенными в зонах тектонических нарушений. Вмещающими породами интрузивов являются ниже- и среднепалеозойские отложения с дискордантными, плавноизвилистыми контактами. Согласно контактам устанавливаются лишь в кровле интрузивов. Современным эрозионным срезом вскрыта часть куполовидного свода массива, осложненного последующими неоднократно повторяющимися тектоническими подвижками и внедрениями по ослабленным зонам гранитоидных образований более позднего верхнепалеозойского возраста.

## Г Л А В А 1 У

### ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД АКТАШКОГО ИНТРУЗИВА

#### Методика исследований

Методика изучения физико-механических свойств горных пород и выбор необходимого комплекса определений устанавливаются в зависимости от решаемых задач и особенностей геологического строения района.

Вопросы методики исследования физико-механических свойств горных пород рассмотрены в работах Л.И.Барона и др. (1962), Е.И.Баюк (1959), Б.П.Беликова, Б.В.Залеского и др. (1964), М.П.Воларовича, Д.Б.Балашова (1957), Н.Б.Дортман и др. (1964), В.Н.Кобрановой (1962), В.Н.Кобрановой, Н.Д.Лепарской (1957), Ю.В.Ризниченко, О.И.Силаевой (1959, 1962), С.В.Николаева (1974) и др. При изучении физико-механических свойств пород Акташского гранитоидного массива нами принята методика, разработанная лабораторией исследований физико-механических свойств пород ИГЕМ АН СССР.

Отбор проб и геологическая документация производились:

а) по профилям (разрезам), пройденным вкрест простирания основных геологических структур;

б) из кернового материала;

в) по горным выработкам (шахтам, штольням, карьерам, канавам).

Пробы отбирались по возможности из всех петрографических типов (разновидностей) интрузивных пород района, их гидротермально-измененных разновидностей, а также пород, вмещающих Акташский интрузив. Пробы по профилям брались примерно через 500 м, а в разрезах рудной зоны — 0,5–1 м. Рудная зона опробовалась на глубину до 450 м от поверхности.

Для сокращенного анализа пробы отбирались размером 12x8x10 см, а для полного — 20x20x30 см и более. Под сокращенным видом анализа понимается определение объемных, а иногда удельных весов, пористости (эффективной, реже — общей). При полных исследованиях определялись объемные и удельные веса, общая и эффективная пористость, упругие свойства (скорость прохождения упругих волн, коэффициент Пуассона, модули Юнга и сдвига).

Подготовка образцов для исследований. Для определения объемного веса и пористости (эффективной) на камнерезном распиловочном однодисковом (алмазном) станке из однородного участка монолита вырезались пластинки толщиной 10–12 мм. Из них отрезались три плиточки почти одинаковой площади (3x3 и 3x2,5 см), которые предназначались для определения свободного водонасыщения, объемных весов и эффективной пористости. Затем плиточки измельчались до фракции минус 0,25 мм для изучения удельного веса породы.

Для определения упругих параметров на одной из сторон однородного монолита (пробы) делался срез (или пришлифовка) длиной 10–12 см, шириной 3–5 см. Остат-

ки от образцов использовались для изготовления петрографических шлифов и для химических (силикатных) анализов.

Методы лабораторных исследований. В лабораторных условиях нами производились определения свободного и принудительного водонасыщения, объемных и удельных весов, эффективной пористости, упругих свойств, скорости прохождения продольной ( $V_p$ ) и поверхностной (Релевской - ( $V_R$ )) волн. Упругие параметры (коэффициент Пуассона, модули Юнга и сдвига) вычислялись по общеизвестным уравнениям. Контрольные определения осуществлялись в лаборатории исследований физико-механических свойств горных пород ИГЕМ АН СССР.

При определении водонасыщенности и объемных весов взвешивание осуществлялось на технических весах с точностью до 0,02 г, а при определении удельных весов - на аналитических весах с точностью до 0,001 г. Высушивание образцов до постоянного веса производилось в сушильных шкафах при температуре 105-110°C в течение 24 часов.

Объемный вес пород определялся методом гидростатического взвешивания в процессе свободного водонасыщения образцов (плиточек), как это обычно применяется для плотных изверженных пород.

Расчет объемного веса производился по формуле:

$$\rho = \frac{P_{\text{сух.}}}{P_{\text{нас.}} - P_{\text{ж.}}},$$

где  $\rho$  - объемный вес в г/см<sup>3</sup>;

$P_{\text{сух.}}$  - вес сухого образца, г;

$P_{\text{нас.}}$  - вес насыщенного образца, г;

$P_{\text{ж.}}$  - вес образца, погруженного в воду, г.

Удельный вес образцов горных пород определялся выборочно для тех образцов, по которым были произведены определения водонасыщенности и объемных весов.

При определении удельных весов применялся пикнометрический метод. Образцы (плиточки) измельчались в ступке и затем вся масса просеивалась через сито 0,25 мм. Полученный порошок использовался для определения удельных весов при помощи пикнометра емкостью 50 и 100 см<sup>3</sup>. Расчет производился по формуле:

$$\gamma = \frac{P \cdot \gamma_{ж}}{P_1 + P - P_2} ,$$

где  $\gamma$  - удельный вес, г/см<sup>3</sup>;

$P$  - вес навески, г;

$\gamma_{ж}$  - удельный вес (дистиллированной) воды, г/см<sup>3</sup>;

$P_1$  - вес пикнометра с водой, г;

$P_2$  - вес пикнометра с навеской и водой, г.

Величина объемных и удельных весов для каждой пробы выводилась как среднеарифметическое значение из 3 параллельных определений.

Нами рассчитывалась также общая (истинная) и эффективная (открытая) пористость. Расчет общей пористости проводился по формуле:

$$П \text{ общ.} = \frac{\gamma - \rho}{\gamma} \cdot 100\%,$$

где  $П \text{ общ.}$  - пористость общая в %;

$\gamma$  - удельный вес, г/см<sup>3</sup>;

$\rho$  - объемный вес, г/см<sup>3</sup>.

Эффективная пористость определялась свободным 45-суточным водонасыщением. Для контроля применялся метод принудительного форвакуумного водонасыщения\*. Он рассчитывается по значениям весового водонасыщения

---

\* Определение эффективной пористости при принудительном водонасыщении производилось в лаборатории Управления геологии Совета Министров ТаджССР.

(свободного или принудительного) и объемного веса, определенных для одного и того же образца по формуле:

$$P_{\text{эфф.}} = W\rho ,$$

где  $P_{\text{эфф.}}$  — эффективная пористость в объемных %;

$W$  — водонасыщение образца в весовых %;

$\rho$  — объемный вес породы, г/см<sup>3</sup>.

К упругим свойствам горных пород относятся такие параметры, как модуль Юнга, модуль сдвига, коэффициент Пуассона, которые с учетом объемных весов, рассчитываются по скорости прохождения упругих (продольных и поперечных) волн через образцы пород. Скорость упругих волн определялась динамическим методом с помощью импульсной ультразвуковой аппаратуры (сейсмоскопы ИКЛ-5 и ИПА-59) с пьезоэлектрическими датчиками поршневого типа с сегнетовой солью, при частоте 140 кгц. По этой методике определение упругих параметров отличается большой точностью, отклонения не превышают  $\pm 3-5\%$ . Упругие свойства определялись методом продольного профилирования: на отшлифованной поверхности пробы (монолита) устанавливаются на одной прямой — неподвижный излучатель и приемник, передвигающийся по профилю, с шагом 0,5 см; длина профиля равна длине пробы (монолита), но не менее 12 см. Время прохождения продольных ( $V_p$ ) и поверхностных ( $V_R$ ) волн фиксируется электронно-лучевой трубкой и фотографируется при помощи фотоприставки на киноплёнку. На основании полученных данных (время и расстояние) составляют годографы и по последним рассчитывают скорости упругих волн. Учитывая соотношение  $V_p/V_R$  и  $V_p/V_S$  и пользуясь номограммами Кнопфа (Knopoff, 1952), определялся коэффициент Пуассона. Отсюда, зная величины продольных ( $V_p$ ) и поперечных ( $V_S$ ) волн и коэффициент Пуассона ( $\mu$ ), можно легко (при помощи соответствующих уравнений) подсчитать модуль Юнга,

сдвига и др. Модуль Юнга (E) рассчитывается по формуле:

$$E = V_p^2 \cdot \rho \cdot K \quad ,$$

где 
$$K = \frac{(1-\mu)(1-2\mu)}{(1-\mu)} \quad ;$$

E - модуль Юнга, кг/см<sup>2</sup>;

V<sub>p</sub> - скорость распространения продольных волн, см/сек<sup>2</sup>;

ρ - объемный вес, г/см<sup>3</sup>;

μ - коэффициент Пуассона получен из соотношений V<sub>p</sub> : V<sub>R</sub>

V<sub>R</sub> - скорость распространения поверхностных (Релеевских) волн.

Модуль сдвига (G) определяется по формуле:

$$G = V_s^2 \cdot \rho \quad ,$$

где V<sub>s</sub> - скорость распространения поперечных волн. Модуль сдвига измеряется в кг/см<sup>2</sup>.

#### Удельные и объемные веса

Удельные и объемные веса интрузивных пород закономерно изменяются в зависимости от условий их формирования, а также от химического и минерального состава и т.д. Было установлено, что удельные и объемные веса гранитоидов Акташского массива уменьшаются от первых фаз к последующим в связи с повышением кислотности и последовательностью образования пород (Куддусов, 1970 а). Результаты определений удельных весов пород четырех интрузивных фаз Акташского массива показали вариации этого параметра от 2,869 до 2,622 г/см<sup>3</sup> (табл. 10).

Величины объемных весов относительно свежих разновидностей гранитоидов описываемого интрузива колеблются от

Таблица 10

Удельные и объемные веса основных типов  
пород Актанского интрузива

Интрузивные фазы	Название пород	Кол-во проб	Удельные веса, г/см <sup>3</sup>			Объемные веса, г/см <sup>3</sup>		
			от	до	среднее	от	до	среднее
I	Габбро-диориты, диориты	7	2,80	2,936	2,869	2,75	2,90	2,795
	Кварцевые диориты, диорит-порфиры	7	2,69	2,79	2,727	2,64	2,75	2,69
II	Крупнозернистые порфировидные гранодиориты	13	2,69	2,764	2,725	2,64	2,70	2,68
	Гранодиориты биотит-роговообманковые	10	2,68	2,735	2,717	2,62	2,69	2,67
	Гранодиориты мелкозернистые и адамеллиты	8	2,650	2,70	2,668	2,60	2,66	2,64
III	Крупнозернистые порфировидные граниты	8	2,637	2,68	2,648	2,61	2,65	2,62
	Граниты мелкозернистые биотитовые	7	2,62	2,69	2,655	2,54	2,66	2,597
IV	Аплитовидные граниты, гранит-аплиты	7	2,607	2,65	2,622	2,54	2,620	2,57
Жилые породы	Аплиты	5	2,61	2,65	2,627	2,55	2,59	2,57
	Пегматиты	3	2,61	2,65	2,627	2,57	2,58	2,577

2,90 до 2,54 г/см<sup>3</sup>. Для характеристики удельных и объемных весов основных типов свежих пород Акташского массива нами использованы определения более чем 70 проб.

Значения удельных и объемных весов гранитоидов закономерно уменьшаются от пород 1 фазы к породам 1У, что обусловлено изменениями минерального состава пород. В этом направлении в указанной последовательности уменьшается количество темноцветных наиболее тяжелых минералов, возрастает содержание кварца, полевых шпатов. Некоторые колебания величин удельных и объемных весов пород внутри одной интрузивной фазы объясняется неоднозначностью минерального состава и, возможно, степенью свежести пород, а для объемных весов — иногда и структурно-текстурными особенностями.

Пределы колебаний величин удельных и объемных весов гранитоидов Акташского интрузива соответствуют данным, полученным разными авторами для других регионов (Беликов, 1961; Берч и др., 1949).

По данным Северо-Таджикской геофизической экспедиции, объемные веса (плотности) пород Акташского интрузива характеризуются широким разбросом значений этого параметра: от 2,57 до 3,16 г/см<sup>3</sup> — для гранодиоритов и кварцевых монционитов, от 2,57 до 2,72 г/см<sup>3</sup> — для адамеллитов, от 2,59 до 2,73 г/см<sup>3</sup> — для порфиоровидных гранодиоритов и от 2,55 до 2,74 г/см<sup>3</sup> — для аплитовидных гранитов. Значительный разброс величин удельных и объемных весов можно объяснить различной степенью вторичных изменений и выветрелости пород.

Уменьшение значений удельных и объемных весов от пород 1 фазы к породам 1У фазы Акташского интрузива характерно для гранитоидных массивов, имеющих многофазное, гетерогенное строение. Кроме того, степень разуплотнения в породах последовательно формирующих-

ся интрузивных фаз отражает, возможно, гравитационную дифференциацию, определяющуюся вертикальными градиентами перемещения магматического расплава в процессе эволюции, направленной в сторону формирования разностей пород, имеющих все более низкие объемные веса.

**П о р и с т о с т ь .** Из физических свойств горных пород наиболее важным параметром считается пористость, так как поры являются ареной действия различных растворов, проникающих в породу под воздействием внешних сил. Пористость интрузивных пород формируется при становлении (кристаллизации) магматического расплава и меняется во времени в процессе их геологического развития. Пористость обуславливает изменение термодинамического состояния гидротермальных и других растворов. Значение пористости в геологии и петрологии подробно освещено в работах Б.В.Залесского (1960), Ю.А.Розанова (1961 а, 1968 а) и Л.И.Звягинцева (1968), А.А.Пэка (1968 б) и др.

Пористость нами исследовалась для всех петрографических разностей гранитоидов Акташского интрузива и вмещающих и перекрывающих их пород. Результаты определений эффективной пористости гранитоидов показали, что она всегда меньше значений общей пористости и очень редко близка к ней (табл. 11).

Приведенные в табл. 11 данные показывают, что для пород первой интрузивной фазы (диориты и кварцевые диориты) среднее значение общей пористости колеблется в пределах 2,22–3,22%, эффективной – 0,99–1,65%. Для гранодиоритов второй фазы оно варьирует соответственно в интервале 1,18–2,0% и 0,80–1,10%. Для гранитов III фазы свойственны колебания средних значений общей пористости от 1,74 до 2,92%, эффективной пористости – 1,01–1,16%. Для аплитовидных гранитов IV фазы среднекарбонového интрузивного комплекса характерна общая пористость от 1 до 3,05% (в среднем 2,07%), а эффек-

Таблица II

Пределы колебания пористости главных типов  
пород Акташского интрузива

Интрузивные фазы	Название пород	Колич. проб	Эффективная пористость, %			Колич. проб	Общая пористость, %		
			от	до	среднее		от	до	среднее
I	Габбро-диориты, диориты	5	0,76	1,31	0,99	5	1,28	4,80	2,22
	Кварцевые диориты, диорит-порфиры	7	0,77	2,50	1,65	5	1,48	6,0	3,22
II	Крупнозернистые порфирро-видные гранодиориты	18	0,29	1,23	0,80	13	0,59	3,0	1,76
	Гранодиориты биотит-рогово-обманковые	13	0,43	1,43	0,86	7	0,99	3,32	2,01
	Гранодиориты мелкозернистые и адиамелиты	13	0,53	2,59	1,10	10	0,75	1,89	1,18
III	Крупнозернистые порфирро-видные граниты	9	0,56	1,39	1,01	6	1,12	2,63	1,74
	Граниты мелкозернистые, биотитовые и окварцованные	7	0,99	1,38	1,16	5	1,53	4,09	2,92
IV	Аллитовидные граниты и гранит-силиты	10	0,82	2,77	1,34	6	1,00	3,05	2,07
Хлещино породы	Аллиты	5	1,28	1,72	1,43	2	1,56	2,64	2,10
	Пегматиты	3	1,30	1,72	1,68	3	1,56	2,64	2,10

тивная пористость колеблется в интервале 0,82-1,34%.

Для аплитов и пегматитов, генетически связанных с гранитоидами среднекарбонowego комплекса, общая пористость соответствует 2,10%, а эффективная - 1,43-1,68%. Для однотипных жильных пород характерны близкие пределы колебания пористости.

При сопоставлении эффективной и общей пористости выяснилось, что объем открытых пор диоритов и крупнозернистых биотитовых гранодиоритов I и II фазы составляет около 50% от общей суммы всех пор, а мелкозернистых гранодиоритов и адамеллитов - около 95%. Для крупнозернистых гранитов (III фаза) характерно колебание объема открытых пор от 40 до 60%, у аплитовидных гранитов (IV фаза) они составляют около 65%. Наиболее высокий объем открытых пор характерен для жильных фаций - 70-85%.

Таким образом, большой процент открытых пор свойственен мелкозернистым гранодиоритам, адамеллитам и жильным породам. Это объясняется, по-видимому, условиями их формирования вблизи зон тектонических разрывов. Остальные гранитоиды формировались в относительно более глубинных частях земной коры и поэтому у них объем открытых пор почти одинаков и составляет 50% от суммы всех имеющихся пор в породах. У аплитовидных гранитов, по условиям формирования близких к жильным образованиям, эффективная пористость несколько ниже, чем у последних.

Полученные нами значения эффективной и общей пористости гранитоидов Акташского интрузива соответствуют породам, сформировавшимся в условиях средних и малых глубин. Несколько повышенное значение общей пористости Акташских гранитоидов объясняется, по-видимому, длительностью времени формирования пород и воздействием герцинской и альпийской тектоники, кото-

рые способствовали раздроблению зерен минералов и изменению пород вторичными процессами. Эти факторы во многом и определяют развитие вторичных пор в породах.

По величине эффективной пористости гранитоидов представляется возможным судить об их проницаемости, так как последняя тесно связана с пористостью.

Значение величины проницаемости для гранитоидов среднекарбового комплекса Кармазара, по данным Б.П.Беликова и др. (1970), А.А.Пэка (1968 а), колеблется в следующих пределах (в миллиарды): для гранодиоритов — от 0,000070 до 0,015410 (измененные разности); для порфириовидных гранитов — от 0,000620 до 0,012580; для аплитовидных гранитов — до 0,000050, а для монцитов и диоритов — от 0,00004 до 0,000050.

Ю.А.Розановым (1961 б) экспериментальным путем установлено возрастание проницаемости горных пород при пластической деформации, что характерно и для гранитоидов Акташского массива. Величины пористости гранитоидов Акташского интрузива оказывают существенное влияние на значение упругих свойств и на их механическую прочность.

Упругие свойства горных пород имеют решающее значение для формирования трещинной тектоники интрузивных массивов и образования складчатых и разрывных структур вмещающих и перекрывающих пород. Они в сочетании с некоторыми физическими параметрами (пористость и т.п.) оказывают определенное влияние на форму проявления тектонических процессов, ведущих к образованию тех или иных структур и на ход физико-химических процессов, приводящих к образованию и локализации оруденения.

Для оценки упругих свойств гранитоидов Акташского массива нами использованы такие параметры, как модуль Юнга ( $E$ ), коэффициент Пуассона ( $\mu$ ) и модуль сдвига ( $G$ ).

Упругие свойства гранитоидов Акташского массива исследовались во всех петрографических типах пород от относительно свежих до значительно измененных разновидностей. Результаты этих исследований позволили наметить некоторые закономерности в их изменении (табл. 12). Модуль упругости ( $E$ ) пород каждой из четырех интрузивных фаз колеблется в определенных интервалах в зависимости от последовательности внедрения магмы и изменения минерального состава.

Для диоритов и кварцевых диоритов среднее значение коэффициента Пуассона равно 0,21, модуль Юнга —  $8,06 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup> и модуль сдвига —  $3,18 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>. Приведенные значения упругих констант немного ниже, по сравнению с установленной величиной для таких же пород по другим регионам. Это объясняется тем, что диориты и кварцевые диориты интенсивно подвергались вторичной обработке.

Наиболее резкие колебания упругих параметров в пределах однотипных пород устанавливаются для гранодиоритов главной интрузивной фазы. Для крупнозернистых порфировидных гранодиоритов (по данным 14 проб) коэффициент Пуассона в среднем равен 0,22, модуль Юнга —  $6,58 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>, модуль сдвига —  $2,76 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup> при средней пористости — 0,91%. Для гранодиоритов и адамеллитов, подвергавшихся незначительной постмагматической переработке, характерно увеличение пористости (в среднем до 1,08%) и коэффициента Пуассона (до 0,29), но уменьшение модуля упругости в среднем до  $5,76 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup> и модуля сдвига в среднем до  $2,23 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>. Приведенные данные подтверждают установленные ранее закономерности, выражающиеся в том, что при изменении минерального состава горных пород вторичными наложенными процессами изменяются также пористость, коэффициент Пуассона и модули упругости и сдвига (Розанов и Тимченко, 1965 и др.). Величины отмеченных параметров уменьшаются, в частно-

Таблица 12

Упругие свойства гранитоидов Актанского интрузива  
(среднее)

Интрузивная фаза	Порода	Колич. проб	Пористость, %	Кэфф. Пуассона ( $\mu$ )	Модуль Юнга $E$ ( $\times 10^5$ кг/см <sup>2</sup> )	Модуль сдвига $G$ ( $\times 10^5$ кг/см <sup>2</sup> )
I	Габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты	6	0,96	0,21	8,06	3,18
II	Крупнозернистые биотит-рогово-обманковые гранодиориты	14	0,91	0,22	6,58	2,76
	Гранодиориты и адалеллиты, слабо измененные	9	1,08	0,29	5,76	2,23
	Гранодиориты слабо окварцованные	7	0,74	0,145	7,29	3,14
III	Крупнозернистые биотитовые граниты, слабо измененные	6	1,01	0,25	5,27	2,24
	Граниты слабо окварцованные	4	0,89	0,14	5,77	2,63
IV	Аплитовидные граниты, слабо измененные	5	1,09	0,29	4,49	1,82
	Аплитовидные граниты, гранит-аплиты слабо окварцованные	4	1,04	0,15	5,95	2,64
Жильные породы	Аплиты	4	1,26	0,26	5,28	2,2
	Пегматиты	1	1,35	0,24	4,65	1,83

сти, при серицитизации и альбитизации, а при окварцевании и скарнировании — увеличиваются. При окварцевании гранодиоритов наблюдается уменьшение пористости в среднем до 0,74%, коэффициента Пуассона — в среднем до 0,14, значение модуля Юнга увеличивается в среднем до  $7,29 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>, модуля сдвига — в среднем до  $3,14 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>. Четко устанавливаются изменения модуля упругости и коэффициента Пуассона от характера и типа проявления вторичных постмагматических процессов (рис. 18). Из этого вытекают следующие выводы.

1. Свежие гранодиориты имеют наиболее высокие значения модуля упругости ( $E = 6,6-7,8 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>) и низкие значения коэффициента Пуассона (0,10-0,20).

2. Измененные гранодиориты (катаклазированные, хлоритизированные и т.д.) характеризуются более низкими значениями модуля упругости ( $E = 3,2-4,9 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>) и более высоким значением коэффициента Пуассона (0,18-0,38), преимущественно выше 0,20.

3. Измененные породы деформируются легче при меньших местных напряжениях. Они более пластичны, чем свежие гранодиориты.

4. При окварцевании модуль упругости повышается ( $E = 5,6-8,0 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>), а коэффициент Пуассона уменьшается (0,08-0,15).

Данная закономерность характерна для всех пород интрузивных фаз Акташского массива.

Для порфировидных биотитовых гранитов III интрузивной фазы при средней пористости 1,01% среднее значение коэффициента Пуассона равно 0,25, модуля Юнга —  $5,84 \times 10^5$  и модуля сдвига —  $2,24 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>.

В аплитовидных гранитах IУ интрузивной фазы наблюдается повышение пористости в среднем до 1,09% и соответственно увеличивается коэффициент Пуассона до 0,29; модуль упругости и модуль сдвига понижаются в среднем до  $4,49 \times 10^5$  и  $1,82 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>.

Для жильных пород (аплитов и пегматитов) Акташского интрузива упругие свойства колеблются в преде-

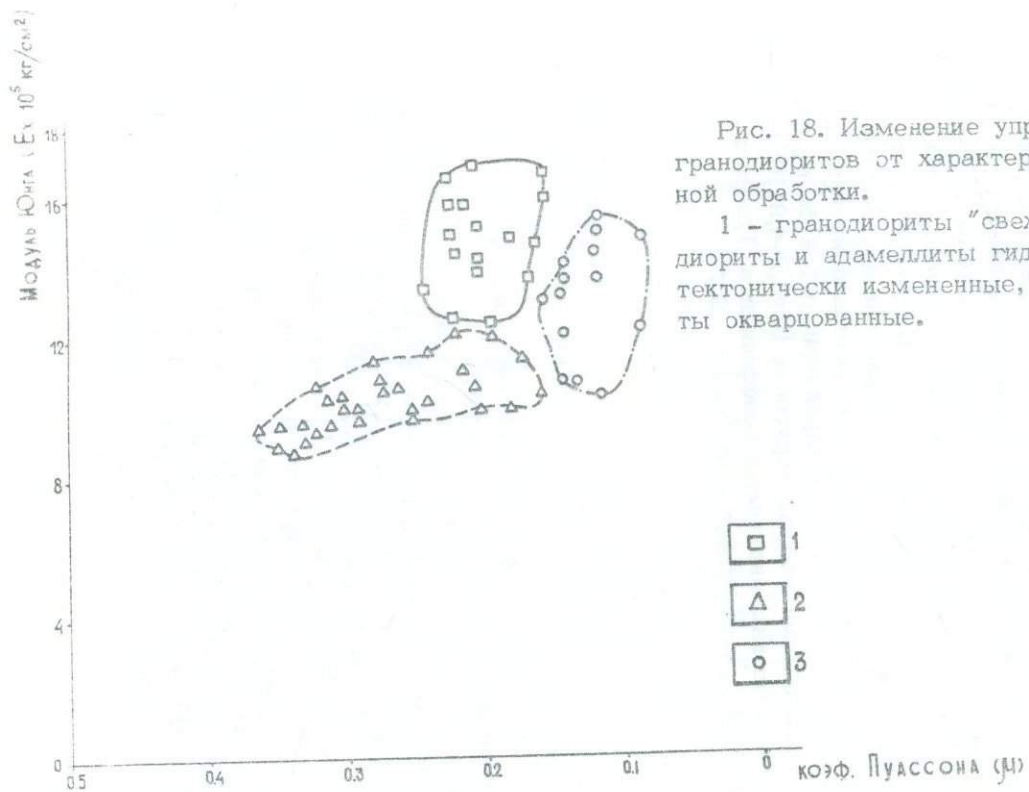


Рис. 18. Изменение упругих свойств гранодиоритов от характера гидротермальной обработки.

1 - гранодиориты "свежие", 2 - гранодиориты и адамеллиты гидротермально и тектонически измененные, 3 - гранодиориты окварцованные.

лах тех же значений, которые устанавливаются для гранитов и аплитовидных гранитов III-IV фаз.

Если учитывать данные, полученные только для неизменных разностей гранитоидов, то вполне ясно наблюдается повышение величины модуля упругости от кислых к основным разностям. Данная закономерность вполне объяснима при учете их минерального состава. Многими исследователями установлено, что при незначительной пористости пород величины упругих параметров во многом зависят от их минерального состава, так как разные минералы (Беликов, 1962; 1964 и др.) характеризуются своими определенными величинами упругих свойств, зависящих от их химического состава и структуры кристаллической решетки. Высокие значения модуля ( $11,4 - 16,8 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>) присущи минералам группы пироксена, амфиболов, гранатов, оливина и др. Более низкие величины ( $5,49 - 9,46 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>) свойственны полевым шпатам, кварцу, слюдам, карбонатам и др.

Упругие свойства пород Акташского интрузива также меняются в зависимости от изменения содержания тех или иных минералов в пределах даже одного петрографического типа (рис. 19). Однако коэффициент Пуассона имеет достаточно близкие значения для многих типов пород.

Данные об упругих свойствах пород Акташского массива показывают, что они очень чувствительны к изменениям минерального состава, к постмагматическим и вторичным процессам, а также к колебаниям значений пористости и т.д. Кроме того, по величинам упругих свойств можно судить об условиях формирования гранитоидов. Приведенные сведения свидетельствуют о существующих различиях упругих свойств гранитоидов интрузивных фаз среднекарбонатового комплекса. Если рассматривать понижение упругих свойств гранитоидов Акташского интрузива от I к IV фазе, то оно вполне согласуется с существующими представлениями об условиях кристаллизации и

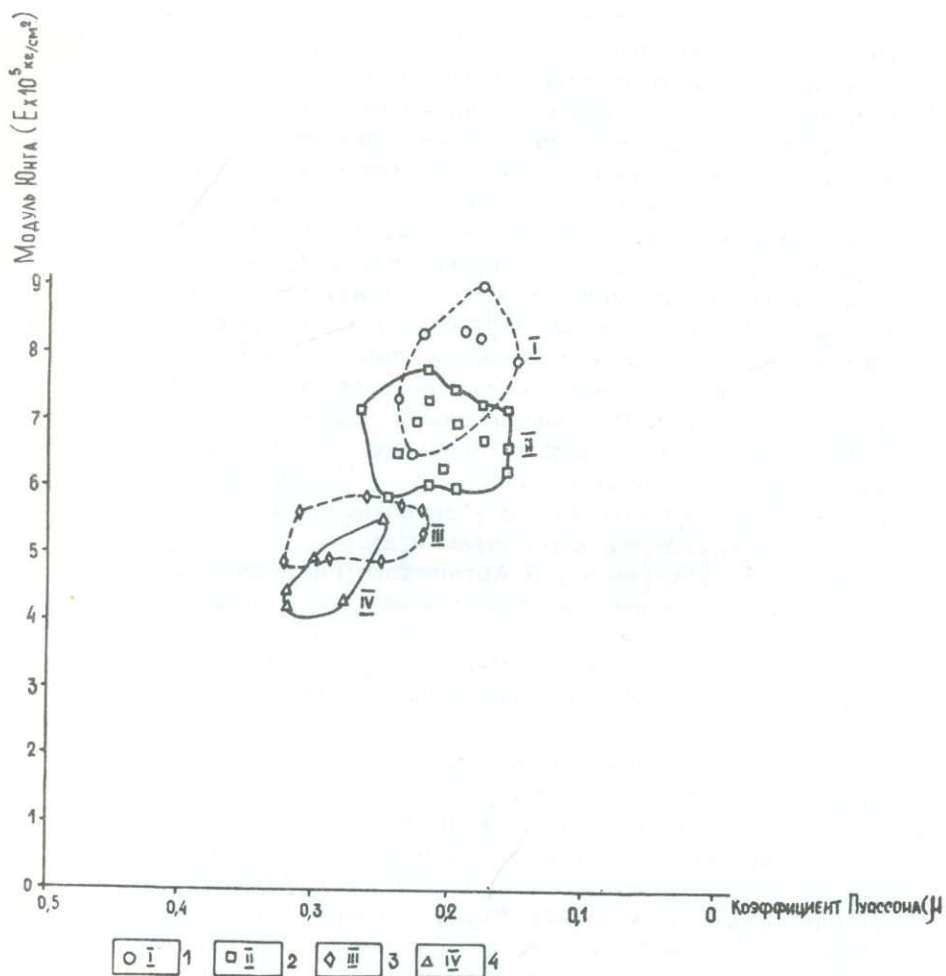


Рис. 19. Пределы колебания упругих свойств пород интрузивных фаз.

1 - диориты и кварцевые диориты (I фаза), 2 - гранодиориты (II фаза), 3 - крупнозернистые граниты (III фаза), 4 - аплитовидные граниты (IV фаза).

внедрения пород каждой фазы. Например, гранодиориты II интрузивной фазы формировались в виде крупного лакко-литообразного тела и им свойственны высокие значения модуля упругости, тогда как аплитовидные граниты IY фазы, формирующиеся вблизи поверхности и образующие дайковые тела, характеризуются низкими величинами модуля упругости.

**Анизотропия упругих свойств.** В гранитоидах Акташского интрузива устанавливается явление анизотропии упругих свойств. Оно обусловлено разными скоростями упругих волн ( $V_p, V_s$ ) в одном и том же образце, но в разных плоскостях. Анизотропия упругих волн в гранитоидах зависит от упорядоченности зерен, ориентировки поровых каналов и т.д. (Звягинцев, 1971, 1972). Соответственно явление анизотропии упругих свойств в интрузивных породах объясняется ориентированным расположением: породообразующих минералов и структурно-текстурными особенностями. Наибольшее значение модуля упругости характерно для направлений, параллельных ориентировке минералов.

Анизотропия упругих свойств пород Акташского интрузива исследована недостаточно. Эти свойства изучались нами на нескольких образцах кварцевых диоритов, гранодиоритов, гранодиорит-порфиоров, диабазовых порфиоров (табл. 13). Эти данные получены в основном по двум взаимно перпендикулярным профилям. Результаты предварительных исследований показывают, что явление анизотропии в породах интрузива широко развито. При их детальном изучении открываются большие возможности в решении проблемы петрологии кислых интрузивов.

#### Физико-механические свойства пород в вертикальном эрозионном срезе

Для изучения характера внутреннего строения интрузива и закономерностей изменения физико-механических свойств пород в вертикальном эрозионном срезе нами ото-

Таблица 13

## Анизотропия упругих свойств гранитоидов Ақташского массива

Порода	№ профиля	Объемный вес, $\gamma$ , г/см <sup>3</sup>	Скорость продольной волны, $V_p$ , м/сек	Скорость поперечной волны, $V_s$ , м/сек	Коэффициент Пуассона	Модуль Юнга, $E \times 10^5$ , кг/см <sup>2</sup>	Модуль сдвига, $G \times 10^5$ , кг/см <sup>2</sup>
Кварцевый диорит	I	2,71	4920	2755	0,28	5,28	2,1
	II	2,71	4940	2964	0,23	5,68	2,43
Гранодиорит	I	2,65	6000	3420	0,26	7,97	3,16
	II	2,65	4880	2928	0,23	5,53	2,31
Гранодиорит-порфир	I	2,67	4560	2918	0,16	5,32	2,32
	II	2,67	5260	3208	0,22	6,63	2,8
Диабазовый порфирит	I	2,82	5800	3538	0,22	8,51	3,59
	II	2,82	5720	3432	0,23	8,09	3,38
Диабазовый порфирит, гидротермально измененный	I	2,82	4920	2706	0,29	5,01	2,1
	II	2,82	6000	3180	0,31	7,45	2,65

браны пробы по разрезу вкрест простирания основных структур. Разрез составлен с севера (от осевой части Кураминского хребта) на юг (до села Купрукбаши).

Породы массива наиболее интенсивно вскрыты эрозией по долине р.Акташ, расположенной в северо-восточной части. Она прорезает массив с севера на юг на протяжении более 20 км. Высотные отметки местности на севере 2300 м, а на юге - 1200 м, т.е. относительное превышение рельефа составляет около 1100 м. По этому профилю эрозией вскрыты гранодиориты со всеми фациальными переходами, а также дайковые и гидротермальные образования. Основные пробы (монолиты), по которым определялись упругие свойства (коэффициент Пуассона, модуль Юнга и модуль сдвига), объемный вес и пористость, отбирались через каждые 500 м.

В начале разреза обнажаются эффузивы кызылнуринской свиты нижнего триаса. Они перекрывают гранодиориты Акташского массива. Породы представлены кварцевыми порфирами (проба 225) красного цвета с широкими включениями ксеногенных образований, а также разностями, измененными постмагматическими гидротермальными процессами. Для кварцевых порфиров характерна повышенная эффективная пористость (до 3,65%); коэффициент Пуассона равен 0,25, а величина модуля упругости составляет  $6,06 \times 10^5$ . В 500 м от места отбора пробы 225 к югу обнажаются диоритовые порфиры (проба 225<sup>1</sup>), залегающие в виде дайкообразного тела. Порода имеет переходный к диабазу состав и близкую к нему структуру. Пористость диоритовых порфиров составляет 1,53%, коэффициент Пуассона - 0,15 и модуль Юнга -  $6,56 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>.

К югу (в 100 м) от диоритовых порфиров проходит мощная зона нарушения, приуроченная к контакту эффузивов (Т<sub>1</sub>) с гранодиоритами Акташского интрузива. В зоне разлома породы раздроблены и ожелезнены. В интервале от 500 до 2,5 км от разлома обнажаются окварцованные гранодиориты (пр. 226), пористость кото-

рых колеблется в пределах 1,62–1,67%, коэффициент Пуассона – 0,28 и модуль упругости –  $4,67-5,33 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>. Для гранодиоритов этого интервала характерно проявление гидротермального оруденения. В 2,5 км от начала разреза гранодиориты пересекают дайки фельзит-порфира (обр. 226<sup>1</sup>) с пористостью 1,42%.

В интервале 2,5–3,5 км гранодиориты имеют порфиривидное крупнозернистое строение (пр. 226<sup>2</sup> и 227) с ксенолитами диоритового состава. Для них характерна пониженная пористость – 0,72–0,73, коэффициент Пуассона колеблется от 0,19 до 0,30, повышается модуль упругости ( $6,62-8,20 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>).

На 4-м км, где проходит зона Наугарзанского разлома, гранодиориты эпидотизированы, хлоритизированы и милонитизированы (обр. 227<sup>1</sup>). В интервале 4–6,0 км гранодиориты часто прорывают дайки гранодиорит-порфиров (пр. 228, 228<sup>4</sup>), сферолит-порфиров (пр. 228<sup>1</sup>, 228<sup>3</sup>) и гранит-порфиров (пр. 228<sup>2</sup>). Пористость гранодиорит-порфиров колеблется до 1,54%, коэффициент Пуассона – 0,15–0,23 и модуль упругости –  $4,67-5,5 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>. Сферолит-порфиры и гранит-порфиры здесь отличаются повышенной пористостью, соответственно 1,76–2,55% и 3,59%. Повышенная пористость указанных пород может быть результатом того, что на этом участке профиля проходит Наугарзанский разлом и именно к нему приурочен дайковый пояс.

В интервале 6–7,5 км обнажаются слабо измененные крупнозернистые биотит-роговообманковые гранодиориты (пр. 229, 229<sup>1</sup>, 230<sup>1</sup>) с ксенолитом (пр. 230) диоритовых порфиров. Им свойственно колебание пористости в пределах 0,88–1,75%, коэффициента Пуассона – 0,27–0,28, модуля упругости –  $4,39-5,39 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>. Для диоритовых порфиров (ксенолита) пористость – 1,19%, коэффициент Пуассона – 0,17 и модуль упругости –  $6,93 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>. Далее на интервале 7,5–8 км гранодиориты грейзенизированы (мусковитизация) – обр. 230<sup>2</sup> и имеют пористость 1,49%.

В интервале расстояний 8–9 км "свежие" порфиرو-видные гранодиориты переходят в сильно гидротермально измененные гранодиориты (233<sup>2</sup>). Породы в основном хлоритизированы и пронизаны гидроокислами железа. Пористость их колеблется от 1,01 до 1,15%, коэффициент Пуассона равен 0,20 и модуль упругости меняется от 4,97 до  $7,56 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>. На этом участке проходит зона Буюрлюкского разлома. В гранодиоритах наблюдаются альбитизированные зоны, переходящие иногда в альбититовые породы (обр. 233<sup>1</sup>) с пористостью 1,72%.

На участке от 9 до 11,5 км гранодиориты порфиرو-видные (пр. 233), переходящие в окварцованные (пр. 232<sup>2</sup>), слабо катаклазированные (232<sup>1</sup>) и гидротермально измененные разности (пр. 232, 231<sup>2</sup>). Для пород данного участка характерны колебания пористости от 0,67 до 1,15, коэффициента Пуассона – от 0,14 до 0,28 и модуля Юнга – от 5,68 до  $6,78 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>. Породы разбиты крупными тектоническими трещинами большой протяженности. В интервале 11,5–12,5 км гранодиориты имеют более мелкозернистое сложение (пр. 231<sup>1</sup>) и участками окварцованы (пр. 231). Для пород характерна относительно повышенная пористость (1,16–1,20%), коэффициент Пуассона гидротермально измененных разностей равен 0,28, а окварцованных – 0,11. Модуль Юнга колеблется в пределах 5,01 –  $5,59 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>.

Ниже устья р.Сарипуль (интервал 12,5–13,5 км) в гранодиоритах наблюдается тектоническая зона. Порода от измененных гранодиоритов (пр. 238) переходит в гранодиорит-порфир (пр. 238<sup>1</sup>) и в мелкозернистые гранодиориты (пр. 238<sup>3</sup>). Все разности пород гидротермально и тектонически измененные. Для них характерна повышенная пористость – 0,98–1,52%, коэффициент Пуассона равен 0,23, а модуль упругости несколько понижен –  $4,77–5,38 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>.

На интервале 13,5–14 км в гранодиоритах развиты дайковые тела кварцевых монцитов (обр. 239<sup>5</sup>) и гранодиорит-порфиоров (обр. 239). Пористость их соответственно колеблется от 0,59 до 0,90%. На участке 14–15,5 км развиты метасоматически измененные гранодиориты (пр. 239<sup>1</sup>, 239<sup>2</sup>, 239<sup>3</sup>). В них эффективная пористость колеблется от 1,09 до 1,62%, коэффициент Пуассона – от 0,19 до 0,23 и модуль упругости – от 4,96 до  $6,05 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>. Среди рассматриваемых пород здесь отмечены в основном дайки кислого состава.

На интервале 15–16 км в гранодиоритах встречена дайка кварцевого порфира мощностью более 10 м (пр. 239<sup>4</sup>). Она характеризуется значительной пористостью – 1,15%, высоким коэффициентом Пуассона (0,30) и низким модулем упругости ( $4,86 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>).

Далее к югу обнажаются адамеллиты (обр. 239<sup>5</sup>) с повышенной пористостью – 1,99%. В интервале 16,5–18 км, в самой южной части разреза (кишл. Купрукбаши) обнажаются гранодиориты, крупнозернистые биотит-роговообманковые и их измененные разновидности (пр. 240, 240<sup>2</sup>, 240<sup>3</sup>). Этим гранодиоритам свойственны колебания пористости от 0,82 до 0,99, коэффициента Пуассона – от 0,23 до 0,27 и модуля упругости –  $5,27–5,68 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>.

К югу от кишл. Купрукбаши породы интрузивного комплекса уходят под четвертичные аллювиально-деллювиальные образования.

Результаты исследований физико-механических свойств пород Акташского гранодиоритового массива в вертикальном эрозионном срезе приведены в табл. 14, а характер их изменений в зависимости от геологической обстановки показан на рис. 20. Полученные результаты при их корреляции с геологическими данными показали следующее.

1. Для всех неизмененных и измененных разновидностей гранодиоритов характерно колебание удельных весов в интервале 2,663–2,724 г/см<sup>3</sup>, а объемных весов –

Таблица 14

Физико-механические свойства пород Акташского интрузива (по разрезу  
вкрест простирания основных структур). Направление разреза с севера  
на юг (по долине р. Актан)

Характеристика пород (№ проб)	Зона	Удельный вес, г/см <sup>3</sup>	Объемный вес, г/см <sup>3</sup>	Пористость, %		Скорость продольной волны (V <sub>p</sub> /сек)	Кoeffи- циент Пуассона (М)	Модуль Юнга (Ех 10 <sup>5</sup> кг/см <sup>2</sup> )	Модуль сдвига (G x 10 <sup>5</sup> кг/см <sup>2</sup> )
				эффе- ктивная	общая				
Кварцевый порфир, измененный (225)	I	2,625	2,53	3,65	3,91	5000	0,25	6,06	2,24
Диоритовый порфирит, хлоритизи- рованный (225 <sup>1</sup> )		2,681	2,64	1,53	1,53	5040	0,15	6,56	2,89
Гранодиорит эпидотизированный и хлоритизированный (225 <sup>4</sup> )		-	2,64	1,62	-	4720	0,28	4,67	1,88
Гранодиорит окварцованный, эпидотизированный (226)		2,694	2,64	1,67	2,0	5040	0,28	5,33	2,14
Фельзит-порфир измененный (226 <sup>1</sup> )		-	2,63	1,42	-	-	-	-	-
Гранодиорит порфировидного облика, измененный (226 <sup>2</sup> )		-	2,65	0,72	-	5800	0,30	8,2	2,6
Гранодиорит порфировидный (227)	II	-	2,68	0,73	-	5160	0,19	6,62	2,89
Гранодиорит-порфир измененный (228)		-	2,61	1,54	-	4520	0,23	4,67	1,95
Сферолит-порфир разложенный (228 <sup>1</sup> )		-	2,54	2,55	-	-	-	-	-
Гранит-порфир измененный (228 <sup>2</sup> )		2,612	2,49	3,59	4,87	-	-	-	-
Сферолит-порфир перекристаллизо- ванный (228 <sup>3</sup> )		-	2,57	1,75	-	-	-	-	-

Продолжение таблицы I4

Характеристика пород (№ проб)	Зона	Удельный вес, г/см <sup>3</sup>	Объемный вес, г/см <sup>3</sup>	Пористость, %		Скорость продольной волны (V <sub>p</sub> /сек)	Кэффи- циент Пуассона (μ)	Модуль Юнга (E x 10 <sup>5</sup> кг/см <sup>2</sup> )	Модуль сдвига (G x 10 <sup>5</sup> кг/см <sup>2</sup> )
				эффе- ктивная	общая				
Гранодиорит-порфир катаклази- рованный (228 <sup>4</sup> )	II	-	2,62	-	-	4560	0,15	5,5	2,3
		2,724	2,67	1,49	1,98	5040	0,28	5,39	2,16
Крупнозернистый роговообман- ковый гранодиорит (229)									
Гранодиорит крупнозернистый, слабо измененный (229 <sup>1</sup> ) Диоритовый порфир, ксенолит в гранодиорите (230) Гранодиорит биотит-роговообман- ковый (230 <sup>2</sup> ) Гранодиорит мусковитизирован- ный (230 <sup>2</sup> ) Гранодиорит порфировидный (230 <sup>3</sup> ) Гранодиорит хлоритизированный (233 <sup>2</sup> ) Альбитовая порода (233 <sup>1</sup> ) Гранодиорит порфировидный (233) Гранодиорит порфировидный, ок- варцованный и измененный (232 <sup>2</sup> )	III	-	2,73	0,88	-	4840	0,27	4,39	2,1
		2,907	2,79	1,19	3,68	5120	0,17	6,93	3,05
		-	2,72	1,75	-	-	-	-	-
		-	2,62	1,49	-	-	-	-	-
		-	2,63	1,15	-	5600	0,20	7,56	3,2
		-	2,61	1,01	-	4560	0,20	4,97	2,13
		-	2,55	1,72	-	-	-	-	-
		2,70	2,65	0,67	1,85	5400	0,23	6,77	3,8
		2,817	2,80	1,15	-	5000	0,28	6,43	2,12
		Гранодиорит катаклазирован- ный, окварцованный (232 <sup>1</sup> )	IV	2,67	2,65	0,58	0,86	4920	0,22
Гранодиорит порфировидный, окварцованный (232)		-	2,66	0,70	-	-	-	-	

Продолжение таблицы I4

Характеристика пород (№ проб)	Зона	Удель- ный вес, г/см <sup>3</sup>	Объемный вес, г/см <sup>3</sup>	Пористость, %		Скорость продоль- ной волны (Vp/сек)	Кoeffици- ент Пуас- сона (μ)	Модуль Дюга (E x 10 <sup>5</sup> кг/см <sup>2</sup> )	Модуль сдвига (G x 10 <sup>5</sup> кг/см <sup>2</sup> )
				эффе- ктивная	общая				
Гранодиорит окварцованный (231 <sup>2</sup> )	IV	2,653	2,63	0,73	0,83	5160	0,14	6,78	2,81
Гранодиорит мелкозернистый, измененный (231 <sup>1</sup> )		-	2,64	1,16	-	5160	0,28	5,59	2,35
Те же гранодиориты окварцованные (231)		-	2,62	1,20	-	4400	0,11	5,01	2,3
Гранодиорит катаклазированный, окварцованный (238)		2,67	2,63	0,98	1,12	5160	0,16	6,68	2,73
Гранодиорит-порфир (238 <sup>I</sup> )		-	2,62	1,52	-	4560	0,23	4,77	1,98
Мелкозернистый гранодиорит, изме- ненный (238 <sup>5</sup> )	V	2,652	2,62	1,20	1,21	4840	0,23	5,38	2,25
Кварцевый монцит (дайка) (238 <sup>5</sup> )		-	2,72	0,59	-	-	-	-	-
Гранодиорит-порфир измененный (239)		-	2,64	0,90	-	-	-	-	-
Гранодиорит измененный (239 <sup>I</sup> )		-	2,63	1,09	-	4640	0,23	4,96	2,07
Гранодиорит измененный (239 <sup>2</sup> )		2,66	2,63	1,62	-	4640	0,22	5,02	2,0
Гранодиорит, измененный, ожелез- енный (239 <sup>1</sup> )		-	2,61	1,44	-	5000	0,19	6,05	2,64
Кварцевый порфир (дайка) изменен- ный (239 <sup>1</sup> )	-	2,60	1,15	-	4980	0,30	4,86	1,9	
Адамеллит измененный (239 <sup>5</sup> )	VI	-	2,61	1,99	-	-	-	-	-
Крупнозернистый гранодиорит измененный (240 <sup>2</sup> )		2,655	2,62	0,99	1,31	4720	0,23	-	-
Гранодиорит измененный (240 <sup>2</sup> )		-	2,68	1,00	-	5000	0,27	5,27	2,13
Гранодиорит (240 <sup>3</sup> )		-	2,65	0,82	-	4920	0,23	5,68	2,35

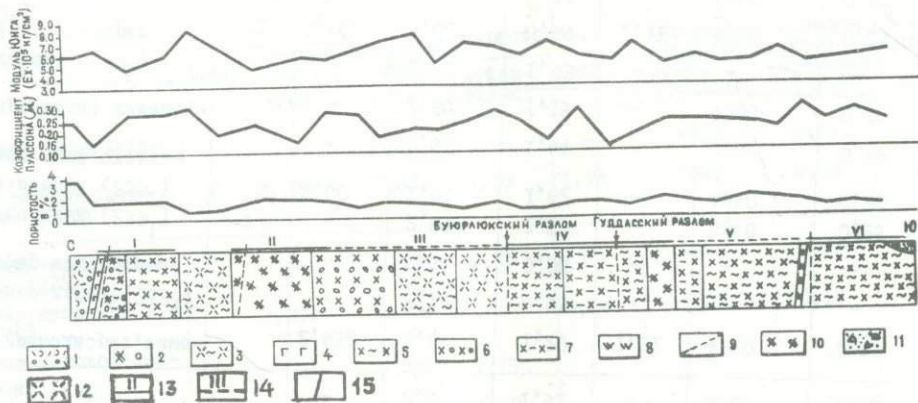


Рис. 20. Изменение физико-механических свойств пород Акташского интрузива в вертикальном эрозионном срезе.

1 - липаритовые порфиры, 2 - гранодиорит-порфиры, 3 - порфиroidные гранодиориты, 4 - диоритовый порфирит, 5 - гранодиориты гидротермально-измененные, 6 - крупнозернистые гранодиориты с ксенолитами, 7 - мелкозернистые гранодиориты, измененные, 8 - кварцевый порфир, 9 - разломы, 10 - катаклазированные гранодиориты, 11 - четвертичные отложения, 12 - гранодиорит-порфиры, 13 - участки пород с рудной минерализацией, 14 - участки пород без рудной минерализации, 15 - условные контакты пород.

2,61–2,68 г/см<sup>3</sup>. Эффективная пористость относительно свежих гранодиоритов колеблется от 0,58 до 0,99%, а измененных разностей от 1,00 до 1,99%.

2. В зависимости от степени изменения гранодиоритов постмагматическими процессами величины упругих свойств их колеблются в широких пределах. Для неизмененных гранодиоритов коэффициент Пуассона 0,17–0,23, модуль упругости –  $5,68–8,2 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>, а для измененных разностей – коэффициент Пуассона колеблется от 0,11 до 0,30 и модуль упругости – от 4,39 до  $5,5 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>.

3. На основании комплексной корреляции результатов физико–механических параметров с данными геолого–структурного строения массива можно выделить условно шесть зон (с севера на юг по разрезу).

I зона охватывает выветрелые гранодиориты (С<sub>2</sub>), подвергавшиеся воздействию предмезозойских эрозионных процессов, и эффузивные породы (Т<sub>1</sub>). Для этой зоны характерна повышенная пористость 1,5–3,65% и низкие значения модуля упругости (за исключением дайковых пород основного состава) –  $4,68–6,06 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>. Следовательно, не случайно, что к породам данного участка приурочены гидротермальные рудопоявления.

II зона характеризуется перекристаллизацией гранодиоритов и гидротермальной обработкой. Пористость относительно уменьшается (1–1,5%) и величины модуля упругости колеблются от 4,70 до  $5,4 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>. К данной зоне приурочено крупное тектоническое нарушение (Наугарзанский разлом) и промышленное флюоритово–свинцовое оруденение.

Гранодиориты бистит–роговообманкового состава III зоны имеют низкую пористость (0,57–1,0%) и высокие модули упругости – от 5,0 до  $7,6 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>. К ним приурочены крупные тектонические трещины, контролирующие дайковые образования (Наугарзанский дайковый пояс).

В IY зоне гранодиориты отличаются интенсивной трещиноватостью и гидротермально-метасоматической переработкой пород. Для них характерно широкое колебание интервала пористости (от 0,57 до 1,5%) и модуля упругости (от 4,8 до  $6,79 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>). Здесь проходят крупные тектонические нарушения (Буюрлюкский, Гудасский), вблизи которых интенсивно проявлены гидротермальные процессы.

Для гранодиоритов У зоны характерны стабильные значения физико-механических параметров: пористость - 1,1-1,5%, коэффициент Пуассона - 0,18-0,23 и модуль упругости -  $4,8-5,4 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>. В этой зоне развиты дайковые образования большой протяженности, возможно, контролируемые глубинным (скрытым) разломом.

Породы У1 зоны (южная часть разреза) имеют пористость более 1% и модуль упругости - от 4,8 до  $5,6 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>. Гранодиориты интенсивно изменены экзогенными процессами и в них более слабо проявлены гидротермальные процессы.

4. В гранодиоритах отдельных зон встречаются ксенолиты диоритовых порфиров с пористостью 1,19% и модулем упругости  $6,93 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>. Для дайковых пород свойственна заметно повышенная пористость от 1,53 до 3,65%, и к ним приурочено иногда гидротермальное сульфидное оруденение.

5. Результаты изучения физико-механических свойств пород Акташского массива в вертикальном эрозионном срезе показывают, что физико-механические свойства гранитоидов формировались одновременно с кристаллизацией и остыванием магматического расплава. В процессе последующего геолого-тектонического развития они претерпели существенные изменения. Определяющими факторами при этом являлись минеральный состав, степень метаморфизма, характер и длительность гидротермальной переработки гранитоидов и степень их выветрелости. Большое влияние на

ее свойства оказала история формирования и развития пород интрузива. Разброс величин отдельных параметров свидетельствует о длительном периоде становления Акташского массива.

Особенно чувствительны к тектоническим напряжениям упругие свойства гранитоидов. Поэтому деформация в них носит избирательный характер, по-разному развиваются в породах с различными упругими свойствами. При определенной силе тектонических напряжений такая неоднородность сказывается на интенсивности трещиноватости, в зависимости от типа пород. В деформированных трещиноватых гранитоидах повышается интенсивность циркуляции постмагматических, нередко рудоносных гидротермальных растворов.

Физико-механические свойства вмещающих, перекрывающих и прорывающих интрузию пород

Осадочно-метаморфические (вмещающие) породы. К ним относятся осадочно-метаморфические породы ордовик-силурийского возраста. Они сложены кристаллическими сланцами и гнейсами с незначительными прослоями маломощных метаморфизованных песчаников и образуют ксенолитоподобный останец на восточном контакте интрузива. Результаты исследований показали (табл. 15), что величины их удельных весов колеблются от 2,697 до 2,820 г/см<sup>3</sup>, объемных весов - 2,62-2,81 г/см<sup>3</sup>. Наиболее высокая пористость (4,15%) свойственна кристаллическим сланцам. Гнейсы отличаются низкими значениями модуля упругости ( $5,62 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>); высокие значения этого параметра отмечены для метаморфизованных песчаников -  $8,51 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>.

Метаморфизованные известняки (Д<sub>3</sub>-С<sub>1</sub>) имеют локальное распространение и обнажаются в виде линз

вдоль Кызылсайского разлома (восточный контакт интрузива). Эффективная (открытая) пористость их достигает 1,70%, модуль упругости -  $6,9 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>.

Древнейшими вулканогенными образованиями, прорываемыми Акташской гранитоидной интрузией, считаются андезит-дацитовые порфиры минбулакской свиты ( $C_1^3$ ), обнажающиеся в юго-западном контакте гранодиоритового массива. Эффективная пористость их составляет 0,83%, модуль упругости -  $5,2 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>.

Эффузивные (перекрывающие) породы. На размытой поверхности гранитоидов Акташского интрузива залегают вулканогенные образования верхнего палеозоя. Они представлены андезитовыми порфиритами и их туфами (акчинская свита,  $C_2^3$ ), сферолит-порфирами, туфами липаритовых порфиров и т.п. (оясайская свита,  $C_3^3$ ), а также кислыми эффузивами - кварцевые порфиры, туфолавы (кызылнуринская свита,  $T_1$ ).

Эффективная пористость вулканогенных пород акчинской свиты (по 6 пробам) колеблется от 0,35 до 2,20%, а объемные веса - 2,59-2,70 г/см<sup>3</sup>; коэффициент Пуассона имеет величины 0,14-0,28, модуль упругости -  $5,2-6,46 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>.

Для вулканогенных пород оясайской свиты, по сравнению с породами акчинской свиты, свойственны низкие величины объемных весов - 2,56-2,63 г/см<sup>3</sup>, модуля упругости -  $5,2-5,4 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup> и более высокие значения пористости - 0,51-3,08%.

Кислые вулканогенные образования кызылнуринской свиты в основном распространены в северо-восточной части Акташского интрузива. Для них объемные веса (3 пробы) колеблются от 2,53 до 2,58 г/см<sup>3</sup>, характерны высокая эффективная пористость - 1,21-3,65% и модуль упругости -  $6,06-6,53 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>.

Результаты определения физико-механических свойств эффузивных (перекрывающих) и метаморфических (вмещающих) пород приведены в табл. 15.

Таблица 15

Физико-механические свойства осадочно-метаморфических (вмещающих)  
и эффузивных (перекрывающих) пород Актанского интрузива

Порода и место взятия	Возраст	Удельный вес, г/см <sup>3</sup>	Объемный вес, г/см <sup>2</sup>	Пористость, %		Скорость продольной волны (V <sub>p</sub> , м/сек)	Коэффициент Пуассона (μ)	Модуль Юнга (E × 10 <sup>5</sup> кг/см <sup>2</sup> )	Модуль сдвига (G × 10 <sup>5</sup> кг/см <sup>2</sup> )
				эффе- ктивная	общая				
<u>Перекрывающие породы</u>									
Тuffолавы, верховье р. Актан	Кзылмузунская свита (Т <sub>1</sub> )	-	2,58	2,48	-	-	-	-	-
Кварцевый порфир, водо- раздел Кураминского хр.		2,625	2,53	3,65	3,91	5000	0,25	6,05	2,24
Кварцевый порфир, вер- ховье р. Сарвак		2,636	2,58	1,21	1,38	5120	0,16	6,53	2,66
Кварцевый порфир, р. Мышисай	Оясайская свита (С <sub>3</sub> )	2,648	2,56	3,08	3,32	5000	0,25	5,4	2,27
Тuff липаритовых порфи- ров, р. Мышисай		2,672	2,62	0,51	1,94	4880	0,16	5,32	2,32
Сферолитовый порфирит, р. Карвансай		2,697	2,62	0,90	2,82	4880	0,26	5,2	2,06
Сферолитовый порфирит, правый борт р. Ашаса		2,712	2,62	1,62	3,70	-	-	-	-
Тuff липаритовых порфи- ров, р. Мышисай		2,693	2,63	2,27	2,49	4520	0,14	5,2	1,7

Продолжение таблицы 15

Порода и место взятия	Возраст	Удельный вес, г/см <sup>3</sup>	Объемный вес, г/см <sup>3</sup>	Пористость, %		Скорость продольной волны (V <sub>p</sub> , м/сек)	Коэффициент Пуассона (μ)	Модуль Юнга (E x 10 <sup>5</sup> кг/см <sup>2</sup> )	Модуль сдвига (G x 10 <sup>5</sup> кг/см <sup>2</sup> )
				эффе- ктив- ная	общая				
Андезитовый порфир, сай Байулы	АКЦИОННАЯ СВИТА (C <sub>2</sub> )	2,712	2,62	1,62	3,70	-	-	-	-
Сиецит-порфир, южнее села Алаба		-	2,60	1,01	-	4880	0,25	5,2	2,33
Кварцевый сиецит-порфир, южнее с. Алаба		2,67	2,63	0,92	1,49	5040	0,14	6,46	2,87
Туф андезит-дацитовых порфиров, перевал Наугар- зан		2,734	2,72	0,35	0,51	5840	0,16	5,32	2,32
То же		2,73	2,70	0,60	1,11	5160	0,28	5,70	2,30
Сферокит-порфир, верхо- вые Даванлисай (р. Актан)		2,638	2,59	2,20	-	5040	0,17	6,19	2,75
<u>Вмещающие породы</u>									
Андезит-дацитовый пор- фирит, ур. Тахтабаст	Минбу- лякская свита	2,726	2,68	0,83	2,68	5000	0,29	5,2	2,0
Мраморизованный извест- няк, перевал Кызылсай (верх. р. Разак)	D <sub>3</sub> -C <sub>I</sub>	-	2,67	1,70	-	5280	0,19	6,9	2,9

Продолжение таблицы 15

Порода и место взятия	Возраст	Удельный вес, г/см <sup>3</sup>	Объемный вес, г/см <sup>3</sup>	Пористость, %		Скорость продольной волны (V <sub>p</sub> , м/сек)	Коэффициент Пуассона (μ)	Модуль Юнга (E × 10 <sup>5</sup> кг/см <sup>2</sup> )	Модуль сдвига (G × 10 <sup>5</sup> кг/см <sup>2</sup> )
				эффе- ктивная	общая				
<u>Вмещающие породы</u>									
Ортштейн, водораздел рек Сарлак-Резак	Метаморфическая (S - S) толща	2,697	2,68	0,98	1,34	4680	0,16	5,62	2,45
Кристаллические сланцы, там же		2,723	2,62	4,07	4,15	-	-	-	-
Песчаник метаморфизо- ванный, там же		2,82	2,81	0,26	0,35	5800	0,22	8,51	3,6

Интрузивные породы. К интрузивным породам, прорывающим Акташский интрузив, относятся гранитоиды верхнекарбонového, пермского и нижнетриасового возрастов. Они в пределах Акташского интрузива образуют самостоятельные различные по площади штокообразные и дайковые тела.

Из гранитоидов наиболее распространены порфирировидные гранодиориты и гранодиорит-порфиры, образующие в районе кишл. Ашаба штокообразные тела среди гранодиоритов. Объемные веса порфирировидных гранодиоритов в среднем колеблются от 2,61 до 2,73 г/см<sup>3</sup>, эффективная пористость - 0,80-1,36%. В зависимости от степени постмагматической переработки и других причин величина коэффициента Пуассона в них изменяется от 0,16 до 0,34 при низких величинах модуля упругости (4,4 -  $6,25 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>). Для гранодиорит-порфиров, представляющих дайкообразные тела, характерны широкие пределы колебания объемных весов (2,56-2,74 г/см<sup>3</sup>) при довольно высокой пористости - 0,72-2,06%. Модуль Юнга (в среднем из двух определений) - 4,77 -  $6,77 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>, а коэффициент Пуассона - 0,16.

Гранит-порфиры имеют пониженное значение объемных весов (2,58-2,63 г/см<sup>3</sup>), их пористость (по 4 определениям) колеблется от 0,94 до 1,82%.

Сиенито-диориты и монцодиориты на площади развития Акташского интрузива представлены дайковыми телами. Они генетически связаны с монцонитоидами Бабайобского лополита (P<sub>1</sub>). Объемный вес пород этого комплекса колеблется в пределах 2,60-2,78 г/см<sup>3</sup>; эффективная пористость - от 0,40 до 1,42%, а общая достигает 4,87%. Упругие параметры имеют следующие интервалы колебаний: коэффициент Пуассона - 0,14-0,25, модуль Юнга - 4,67-8,17  $\times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>, модуль сдвига 2,23-3,17  $\times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>.

Для аляскитовых крупнозернистых красных гранитов Шайданского типа (P<sub>2</sub>) свойственны низкие величины

объемных весов ( $2,52-2,58 \text{ г/см}^3$ ), высокая открытая пористость -  $1,37-2,85\%$ , а также низкий модуль упругости -  $4,89 \times 10^5 \text{ кг/см}^2$ .

Физико-механические свойства дайковых пород изменяются в широких пределах в зависимости от минерального состава и структурно-текстурных особенностей. Дайковые породы разделяются на основные, средние и кислые разности. Наиболее высокие удельные ( $2,723-2,872 \text{ г/см}^3$ ) и объемные ( $2,70-2,84 \text{ г/см}^3$ ) веса характерны для даек основного состава. Пористость их относительно высокая ( $0,75-1,74\%$ ) и редко достигает  $0,43\%$ . Коэффициент Пуассона для диоритовых порфири-тов и микродиоритов изменяется в интервале  $0,14-0,29$ , модуль упругости от  $5,04$  до  $8,37 \times 10^5 \text{ кг/см}^2$ . Для диабазов открытая пористость увеличивается от  $1,13$  до  $1,93\%$ . Сиенито-порфиры и граносиенит-порфиры, относящиеся к породам средней группы, имеют низкие удельные и объемные веса ( $2,648-2,687$  и  $2,659-2,66 \text{ г/см}^3$ ) и низкую эффективную пористость ( $0,81-0,93\%$ ).

Дайковым породам кислого состава свойственны низкие величины удельных ( $2,613-2,645 \text{ г/см}^3$ ) и объемных ( $2,57-2,62 \text{ г/см}^3$ ) весов. Эффективная пористость относительно высокая ( $0,73-1,75\%$ ), модуль упругости имеет низкое значение -  $4,86-5,9 \times 10^5 \text{ кг/см}^2$ . Определения физико-механических свойств гранитоидов, прорывающих Акташскую интрузию и дайковые породы, приведены в табл. 16.

Полученные результаты по физико-механическим свойствам пород, перекрывающих и прорывающих Акташский интрузив, позволяют сделать следующие выводы.

1. Удельные и объемные веса гранитоидов, прорывающих Акташский интрузив, закономерно изменяются в зависимости от последовательности их формирования, что связано с изменением их химического и минерального состава.

Таблица 16

Физико-механические свойства интрузивных образований, прорывающих  
Акташскую интрузию

название пород	Геологический возраст	Удельный вес, г/см <sup>3</sup>	Объемный вес, г/см <sup>3</sup>	Пористость, %		Коэффициент Пуассона	Модуль Юнга, $E \times 10^{-5}$ кг/см <sup>2</sup>	Модуль сдвига, $G \times 10^{-5}$ кг/см <sup>2</sup>
				эффективная	общая			
Гранит-порфир лейкократовый	Пермь-нижний триас (P-T <sub>1</sub> )	2,64(4)	2,62(5)	0,93(5)	1,19(3)	0,21(3)	6,2(3)	2,8(3)
Гранит-порфир полифировая		2,64(3)	2,61(5)	1,09(5)	1,41(3)	0,23(5)	5,7(5)	2,4(5)
Гранит-порфир, спородофирная		2,61(1)	2,51(2)	3,07(2)	4,87(1)	-	-	-
Эссексит-порфирит		2,63(3)	2,58(3)	1,06(3)	2,37(3)	0,20(2)	5,5(2)	2,4(2)
Диоритовый порфирит		2,79(3)	2,69(5)	0,98(5)	3,72(1)	0,19(2)	7,4(2)	3,2(2)
Диабазовый порфирит		2,73(1)	2,70(2)	1,17(3)	-	0,27(2)	7,4(2)	3,9(2)
Микродиорит		2,84(2)	2,79(5)	1,20(4)	1,78(2)	0,20(4)	7,1(4)	3,1(4)
Гранит лейкократовый	Нижняя и верхняя пермь (P <sub>1</sub> -P <sub>2</sub> )	-	2,54(3)	2,29(3)	-	0,22(1)	4,9(1)	2,1(1)
Сиеңито-диорит		2,83(1)	2,71(5)	1,09(3)	4,87(1)	0,18(5)	6,5(5)	2,7(5)

Продолжение таблицы 16

Название пород	Геологический возраст	Удельный вес, г/см <sup>3</sup>	Объемный вес, г/см <sup>3</sup>	Пористость, %		Коэффициент Пуассона	Модуль Юнга, Е x 10 <sup>-5</sup> кг/см <sup>2</sup>	Модуль сдвига, G x 10 <sup>-5</sup> кг/см <sup>2</sup>
				эффективная	общая			
Гранодиорит-порфир	Средний-верхний карбон (C <sub>2</sub> -C <sub>3</sub> )	2,68(2)	2,60(5)	1,17(5)	1,52(2)	0,25(5)	5,0(5)	1,9(5)
Гранодиорит-порфир лейкократовый		2,75(1)	2,66(5)	1,00(5)	-	0,20(3)	6,3(4)	2,7(3)
Гранодиорит-порфир межанодратовый		2,82(1)	2,74(2)	1,18(2)	-	0,22(2)	6,2(2)	2,3(2)
Диорит-порфирит пироксеновый		2,86(1)	2,80(2)	0,90(2)	-	0,20(2)	6,7(2)	2,8(2)

Примечание. В таблице приведены средние арифметические данные и в скобках указано количество проб.

2. Относительно высокая пористость характерна для сланцев, известняков, туфов и туфолов. Из гранитоидов высокая пористость свойственна аляскитовым гранитам (среднее из 3 проб) - 2,29%, гранит-порфирам (среднее из 4 проб) - 1,38, диабазам (среднее из 5 проб) - 1,20, гранодиорит-порфирам (среднее из 10 проб) - 1,16%. Эти петрографические разности гранитоидов являются наиболее проницаемыми и, вероятно, благоприятны для гидротермальной минерализации.

3. Упругие свойства дайковых пород разного состава изменяются в широких интервалах. Для микродиоритов (из 6 проб) коэффициент Пуассона - 0,14-0,29; модуль упругости -  $6,36-8,37 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>; модуль сдвига -  $2,5-3,5 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>. Для диабазов (3 пробы): коэффициент Пуассона - 0,10-0,30; модуль Юнга - 7,06 -  $8,4 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup> и модуль сдвига -  $2,96-3,9 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>. Для кварцевых порфиров (2 пробы): коэффициент Пуассона - 0,19-0,20; модуль Юнга -  $4,98-5,9 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup> и модуль сдвига -  $2,13-2,5 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>. Такое изменение величин упругих свойств характерно для других петрографических разностей дайковых пород.

Эффузивным породам, перекрывающим гранодиоритовый массив, свойственна низкая величина модуля упругости -  $5,2-5,7 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup> и они наиболее благоприятны для развития мелкой трещиноватости.

### Связь трещинной тектоники с физико-механическими свойствами пород интрузива

Если рассматривать физико-механические свойства пород различных фаз Акташского массива и развитие трещинной тектоники, то четко выявляется их тесная взаимосвязь. Физико-механические свойства гранитоидных пород формировались по мере их кристаллизации. В последующие этапы эпимагматических преобразований эти свойства существенно изменялись, что, в свою очередь, отражалось в закономерностях развития трещин, в поро-

дах интрузива. В проявлении этих изменений большую роль играли геолого-структурные и петрологические факторы. Определяющими из них являлись геологическое положение и генезис, глубина формирования, минеральный состав, структурно-текстурные особенности пород интрузивных фаз массива. В окончательном формировании интрузива и трещинной тектоники значительное влияние оказывали структурно-тектонические процессы. Все эти факторы в сумме обуславливали сложность схемы развития трещинной тектоники и широкое колебание величин физико-механических параметров гранитоидов.

Проведенные нами исследования показывают, что для развития трещиноватости важным является соотношение упругих свойств и прочности с коэффициентом Пуассона. Эту закономерность можно наглядно проиллюстрировать на примере гранодиоритов II фазы. Гранодиориты с повышенными значениями модуля упругости ( $7,2 - 2,9 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>), низкими коэффициента Пуассона (0,06-0,22) и пористости (0,43-0,78%) являются малопроницаемыми и прочными; трещины в них могут возникать при весьма значительных напряжениях. Подобные гранодиориты типичны для глубоких горизонтов массива. Гранодиориты апикальных частей массива характеризуются пониженным модулем упругости (3,6-7,15 кг/см<sup>2</sup>) и более высоким коэффициентом Пуассона (0,14-0,34), а также повышенной пористостью (1,23-7,40%). Они благоприятны для развития в них интенсивной трещиноватости и наложенных постмагматических процессов.

В образовании трещиноватости пород большая роль принадлежит также соотношению модуля упругости (E) с коэффициентом Пуассона ( $\mu$ ). Для оценки этих взаимоотношений и выяснения их роли в истории формирования трещинной тектоники гранитоидов исследованного массива вполне применим предложенный Ю.А. Розановым, И.П. Тимченко (1965) метод графического сопоставления упругих свойств пород. Последовательность образования

трещин и состояние гранитоидов на различных этапах отражают приведенные графики (рис. 21).

При увеличении коэффициента Пуассона ( $\mu$ ) и уменьшении модуля упругости ( $E$ ) гранитоидных пород повышается их пластичность (рис. 21 А), уменьшается напряжение, необходимое для их деформации. Породы испытывали в основном пластическую деформацию. Приведенные данные в графике показывают пределы колебания  $E - 6,6-3,4 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup> и  $\mu - 0,28-0,38$ , которые свойственны для пород басс. рек Акташ и Гудас. Породы в большинстве случаев гидротермально измененные, они соответствуют зоне пластического течения.

При увеличении модуля упругости ( $E - 5,2 - 8,9 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>) и уменьшении величины коэффициента Пуассона ( $\mu - 0,24-0,08$ ) наблюдается повышение крупности пород интрузива. Эти характеристики получены для гранитоидов бассейна рек Акташ, Ашт, Гудас, Ашаба и других участков, где широко развиты различные системы трещин (рис. 20 Б).

При одновременном уменьшении величины модуля упругости ( $E - 5,9-3,6 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>) и коэффициента Пуассона ( $\mu - 0,22-0,08$ ) несмотря на повышение крупности гранитоидов для их деформации достаточно относительно небольших напряжений. Породы с такими характеристиками приурочены в основном к зонам крупных тектонических разрывов, где интенсивно развито трещинообразование (рис. 21 В).

В породах, где наблюдается увеличение величины модуля упругости ( $E - 5,2-9,4 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>) и коэффициента Пуассона ( $\mu - 0,20-0,36$ ), деформация происходит труднее и соответственно требуются большие напряжения. Действие высокого напряжения в породах массива реализуется пластически. Приведенные на рис. 21 Г данные свойственны для большинства постмагматически измененных пород ослабленных участков месторождений и рудопроявлений, а также для зон, в которых неоднократно повторя-

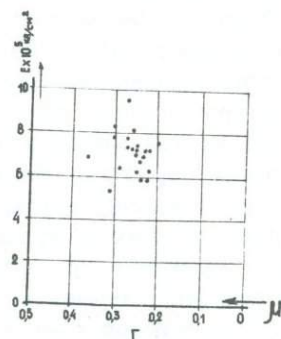
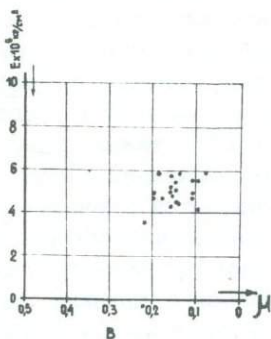
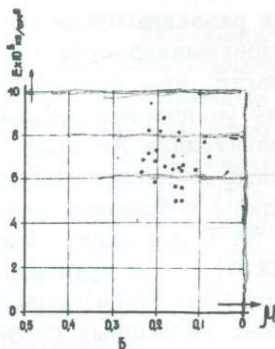
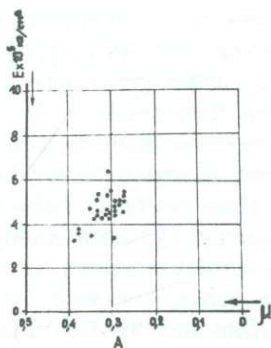


Рис. 21. График взаимоотношения модуля Юнга и коэффициента Пуассона пород интрузива.

А - увеличение коэффициента Пуассона и уменьшение модуля Юнга, Б - уменьшение коэффициента Пуассона и увеличение модуля Юнга, В - уменьшение модуля Юнга и коэффициента Пуассона, Г - увеличение модуля Юнга и коэффициента Пуассона.

лись тектонические подвижки. В этих измененных гранитоидах развиваются зоны скольжения и милонитизация. Одновременно происходит возникновение микротрещиноватости, что, в свою очередь, приводит к еще большему увеличению коэффициента Пуассона.

В гранитоидах Акташского интрузива все четыре отмеченные положения встречаются в комбинациях иногда в одном небольшом участке. Приведенные выше сведения и их корреляция с геолого-структурными данными показывают, что в хрупких интрузивных породах (с высоким модулем Юнга) появляется большое количество поперечных разрывных структур. Для пластичных гранитоидов с низкими модулями Юнга характерно развитие трещин рассланцевания. Гранитоидам повышенной хрупкости свойственно развитие тектонических трещин с многочисленными оперяющими разрывами. Пластичным гранитоидам свойственно развитие глинки трения и претертых швов, приуроченных к зонам крупных разрывов. Тесная связь отмечается между упругими свойствами и развитием трещин отрыва и скалывания. Д.Хендин (1969) отмечает, что трещины отрыва развиваются в очень хрупких горных породах, а трещины скалывания обычно приурочены к умеренно хрупким породам. В большинстве случаев трещины отрыва и скалывания в хрупких горных породах встречаются совместно. Теоретическая предпосылка и интерпретация геологических данных показывают, что интенсивность трещинообразования в гранитоидах массива зависит от тектонической обстановки, петрографического состава, условий их формирования, степени выветрелости и упругих свойств. Это подтверждают беглые количественные подсчеты трещин в обнажениях в разных породах массива. Так, в диоритах и кварцевых диоритах на  $1 \text{ м}^2$  встречается до 25 трещин. Наибольшее количество трещин наблюдалось в гранодиоритах — 45, в крупнозернистых гранитах — 25–26, в аплитовидных гранитах от 25 до 30 трещин.

Приведенные материалы показывают, что физико-механические свойства гранитоидов Акташского массива после их формирования претерпевали существенные изменения в последующих этапах развития. При этом изменялась трещинная тектоника массива и, в конечном счете, структурное строение в целом. Более четко проявляются взаимоотношения и взаимообусловленность между физико-механическими свойствами с петрографическими особенностями, структурным строением, историей формирования и формой массива, которые в комплексе определяют закономерности развития оруденения на площади массива.

## Г Л А В А У

### ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ОРУДЕНЕНИЯ В ИНТРУЗИВЕ

Проведенные исследования показывают тесную связь гидротермальной минерализации с интенсивным метасоматическим преобразованием пород, приуроченных, как правило, к зонам тектонических нарушений, контактовым участкам и дайковым полям. Мощность и интенсивность ореолов измененных пород зависит от длительности проявления, степени тектонических и гидротермальных переделок, состава пород и их физико-механических свойств.

Широким распространением в гранитоидах Акташского массива пользуются низкотемпературные гидротермальные изменения пород, распространенные на участках рудных проявлений. Они проявляются в виде серицитизации, хлоритизации, окварцевания, эпидотизации, карбонатизации, ортоклазизации, альбитизации, гематизации и т.д.

Процессы гидротермального изменения гранитоидов предшествовали основной рудной фазе.

Максимальное развитие гидротермального оруденения в интрузиве приурочено к породам интенсивно дислоцированным, измененным дорудными гидротермальными

ми процессами и к зонам дайковых полей, контролируемых разрывными нарушениями северо-восточного и северо-западного простирания (рис. 22). В большинстве случаев мощность и интенсивность гидротермального изменения прямо пропорциональна количественному проявлению оруденения, которое в описываемом интрузиве в основном представлено кварцевыми, кварц-баритовыми жилами, сопровождающимися свинцовой, свинцово-цинковой и флюоритовой минерализациями. С гранодиоритами пространственно связаны кварц-полиметаллические, кварц-барит-флюоритовые, кварц-сульфидные ассоциации, редко кварц-сульфидные жилы с тонкодисперсным рассеянным золотом. Безрудными гидротермальными образованиями более поздней генерации являются тонкие прожилки кварца, кальцита и барита, имеющие небольшое развитие в гранитоидах массива. На контакте гранодиоритов с мраморизованными известняками образуются скарны с магнетитовым оруденением (Кызылсай).

#### Изменение физико-механических свойств пород при гидротермальных процессах

Гидротермальные процессы в гранитоидах, предшествующие рудной фазе, подготавливают благоприятные условия для рудоотложения (Куддусов, 1973). Все зоны рудопроявлений в массиве контролируются ореолами гидротермально-измененных пород, протягивающихся вдоль тектонических нарушений и иногда имеющих большие мощности. Околорудные и более поздние гидротермальные изменения пород заметно сказываются на их физико-механических свойствах. Они закономерно меняются в зависимости от характера гидротермальной переработки пород (табл. 17). Объемные веса уменьшаются и колеблются в интервалах: в кварцевых диоритах — от 2,71 до 2,76 г/см<sup>3</sup>, в гранодиоритах — от 2,53 до 2,70, в гранитах — от 2,44 до 2,60 г/см<sup>3</sup> и т.д.

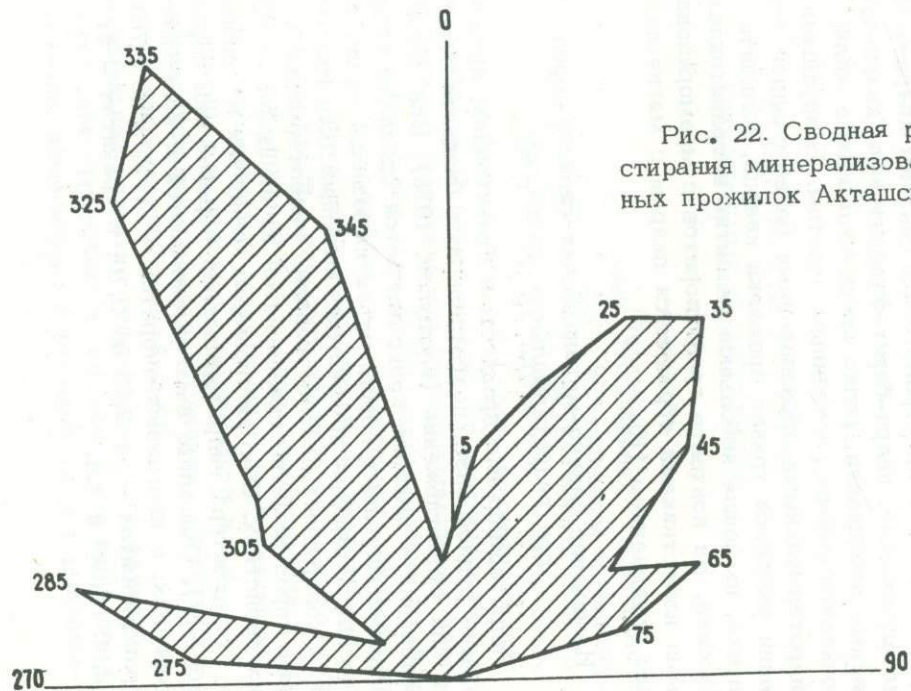


Рис. 22. Сводная роза-диаграмма простирания минерализованных трещин и рудных прожилков Акташского интрузива.

Таблица 17

Физико-механические свойства гидротермально-измененных гранитоидов  
Акташского интрузива

Порода и процессы гидротермального изменения	Объемный вес ( $\rho$ ), г/см <sup>3</sup>	Эффективная пористость, %	Скорость прохождения продольной волны, ( $V_p$ , м/сек)	Коэффициент Пуассона ( $\mu$ )	М о д у л ь	
					Онга ( $E \times 10^5$ кг/см <sup>2</sup> )	сдвига ( $G \times 10^5$ кг/см <sup>2</sup> )
Кварцевые диориты, серицитизированные, с рудными минералами	2,71-2,76	1,44-2,50	4200-4920	0,11-0,28	4,31-5,28	2,09-2,22
Гранодиориты интенсивно серицитизированные и хлоритизированные	2,61-2,65	1,32-4,23	4720-5080	0,25-0,35	3,5 - 4,9	1,76-1,9
Гранодиориты серицитизированные, эпидотизированные и окварцованные	2,60-2,70	1,04-2,24	3040-5080	0,15-0,32	2,15-5,61	0,92-2,27
Гранодиориты гематитизированные, грейзенизированные	2,55-2,61	1,62-4,08	5200	0,38	3,8	1,5
Гранодиориты катаклазированные с окварцеванием, хлоритизацией и серицитизацией	2,53-2,66	2,46-7,40	4440-5240	0,18-0,34	4,7-5,4	1,50-2,56
Граниты серицитизированные, хлоритизированные и слабо грейзенизированные	2,54-2,60	1,27-3,40	3560-5560	0,20-0,34	3,1-5,20	1,1-2,69
Граниты катаклазированные с окварцеванием и серицитизацией	2,44-2,59	1,15-7,20	3680-5000	0,25-0,31	2,8-5,14	1,2-2,14

Продолжение таблицы I7

Порода и процессы гидротермального изменения	Объемный вес, ( $\rho$ ) г/см <sup>3</sup>	Эффективная пористость, %	Скорость прохождения продольной волны, ( $V_p$ , м/сек)	Коэффициент Пуассона ( $\mu$ )	М о д у л ь	
					Дюга $E_x$ 10 <sup>5</sup> кг/см <sup>2</sup>	сдвига $G_x$ 10 <sup>5</sup> кг/см <sup>2</sup>
Аплиты гидротермально-измененные	2,55-2,58	1,28-1,48	4880-5160	0,16-0,19	5,64-6,5	2,4-2,8
Пегматит гидротермально-измененный	2,57	1,76	4920	0,28	5,2	2,09
Гранодиорит-порфиры, измененные	2,61-2,68	1,06-2,06	5000	0,22	5,89	2,52
Гранит-порфиры, гидротермально-измененные	2,63-2,67	1,03	4920	0,29	4,9	1,9
Кварцевые порфиры, гидротермально-измененные	2,60-2,67	0,93-2,37	4880-4920	0,19-0,32	4,4-5,9	1,7-2,5
Микродиорит гидротермально-измененный	2,74	1,59	5080	0,16	6,77	2,95
Кварц-баритовая порода	2,60-2,69	0,44-1,20	4800-5600	0,14-0,20	6,0-7,4	2,5-3,1
Кварц с сульфидной минерализацией	2,44-2,77	0,77-7,20	4880-5000	0,26-0,31	3,2-5,17	1,7-2,14

Наиболее чувствительными параметрами к процессам гидротермального изменения являются пористость и упругие свойства. Для серицитизированных кварцевых диоритов с вкрапленниками рудных минералов эффективная пористость колеблется в интервале 1,44–2,50%, а модуль упругости –  $4,31-5,28 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>. В гранодиоритах, подвергавшихся интенсивной серицитизации, хлоритизации и грейзенизации, пористость повышается от 1,32 до 4,23%, при окварцевании – уменьшается до 1,04–2,24%. При катаклазе гранодиоритов пористость иногда повышается до 7,40%. В соответствии с изменением пористости уменьшаются значения модуля упругости от 2,15 до  $5,61 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>. Отмеченные закономерности характерны и для других пород Акташского массива. Полученные данные показали, что повышение пористости наблюдается при серицитизации, хлоритизации, грейзенизации, катаклазе, а уменьшение ее – при окварцевании и отложении рудных минералов. Коэффициент Пуассона понижается при окварцевании и увеличивается при других гидротермальных процессах. Модули упругости для всех гидротермально-измененных пород понижены по сравнению со свежими разностями. Например, для относительно свежих гранодиоритов характерна довольно низкая пористость (0,59–1,59%) и более высокий модуль упругости ( $5,5-9,0 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>), а для измененных – повышенная пористость (1,62–7,40%) и пониженный модуль упругости ( $2,15-5,61 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>).

Таким образом, тектоническая структура и физико-механические свойства измененных разностей гранитоидов Акташского интрузива являются благоприятными для размещения в них оруденения. Особенно перспективными являются тектонические зоны северо-восточного и северо-западного простирания, сопровождающиеся ореолами интенсивного изменения вмещающих пород (серицитизацией и хлоритизацией).

Роль физико-механических свойств пород  
в формировании благоприятных структур и  
локализации оруденения на месторождениях  
Гудас и Наугарзан

Гудасское полиметаллическое месторождение расположено в сводовой части акташской антиклинали, в юго-западной части одноименного гранитоидного массива. Рудная зона приурочена к Гудасскому разлому, секущему гранодиориты второй фазы и частично порфириовидные граниты III фазы. В зоне разлома отмечаются кварц-серицитовые и мономинерально-кварцевые метасоматиты. Полиметаллическое оруденение локализуется в кварцевых жилах и в кварц-серицитовых метасоматитах, иногда в прилегающих дайковых породах. Большую роль в локализации оруденения играет разлом типично сбросо-сдвигового характера, юго-восточный блок которого приподнят и перемещен в северо-восточном направлении. По данным геолого-разведочных работ (Кийко, 1972), горизонтальная амплитуда его смещения в пределах месторождения составляет около 1800 м.

Общее простирание разлома северо-западное ( $310^{\circ}$ ), угол падения  $80^{\circ}$ , иногда  $65-75^{\circ}$ . В зоне разлома, представленной гидротермально измененными гранитоидами максимальной мощностью около 150 м, располагается серия ветвящихся кварцевых жил общей мощностью около 50 м.

Основная плоскость сместителя разлома фиксируется мощной кварцевой жилой сложного строения. С ней сопряжены многочисленные трещины оперения, которые часто сопровождаются кварцевыми прожилками с рудной вкрапленностью.

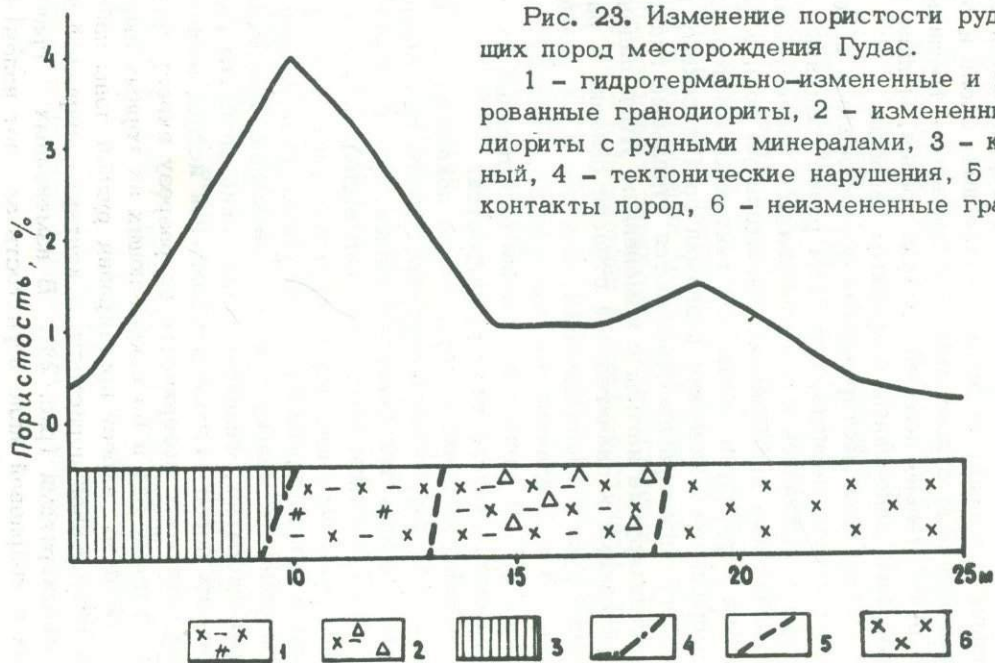
Главное рудное тело (Тудаксайское) приурочено к кварцевой жиле, а также к линзам кварца, залегающим среди измененных гранодиоритов. Кварцевая жила сложена тремя разновидностями кварца: темно-серым, светло-серым и белым.

Трещины на участке месторождения по времени проявления разделены на три большие группы (Кийко, 1972): 1) дорудные, 2) собственно рудные, 3) послерудные. К первым относятся трещины отрыва, выполненные жильными породами, и трещины скола с дорудной тектонической глиной трения; ко вторым – трещины скола и отрыва, выполненные сульфидами, а к третьим – трещины скола с относительно поздней глиной трения, мелкие трещины разрыва, залеченные безрудным кварцем.

Структура месторождения формировалась в течение длительного периода, при этом ранее созданные структуры усложнялись и затушевывались последующими тектоническими движениями. Значительную роль в формировании структур и трещинной тектоники месторождения сыграли тектонические подвижки по Гудасскому разлому. По его простиранию отмечаются отдельные плавные и иногда крутые изгибы с изменением углов падения. С последними в значительной степени связано и распределение рудной минерализации, максимальное развитие которой наблюдается при азимуте простирания разлома около  $35^{\circ}$ . В местах изменения простирания разлома мощность рудного тела уменьшается.

Свинцово-цинковое оруденение локализуется вдоль сколовых нарушений северо-восточного простирания. Падение рудных тел северо-западное, под  $\angle 50-90^{\circ}$ .

На Гудасском месторождении выделяются четыре рудных тела, имеющие форму крутопадающих столбообразных жил и линз. Повышенное содержание рудных минералов приурочено к кварцу и к гидротермально измененным гранодиоритам. Физико-механические свойства рудовмещающих пород этого месторождения исследовались в пробах, взятых с поверхности по разрезу вкрест простирания рудных зон и во вскрывающих их горных выработках. В разрезе вкрест простирания рудной зоны наблюдается повышенная пористость в контакте кварцевой жилы с гранодиоритами (рис. 23). В измененных гранодиоритах и кварцевой жиле пористость за счет наложения ми-



нерализации рудной фазы уменьшается. Уменьшение пористости наблюдается и в относительно неизменных разностях гранодиоритов. В кварцевых жилах пористость колеблется от 0,77 до 1,15%, в гидротермально измененных гранодиоритах — 1,31–7,40%, а для неизменных разностей — 0,34–0,82%. Кроме того, устанавливается повышенная пористость (7,20%) в рудовмещающих породах при окислении сульфидных минералов.

Исследования kernового материала по рудной зоне в гранодиоритах до глубины 430 м (скважина № 27а) показали следующие параметры.

Объемные веса гранодиоритов сверху вниз изменяются от 2,65 до 2,72 г/см<sup>3</sup>, а в интервале глубины 255–430 м гранодиориты отличаются постоянством объемных весов и в среднем равны 2,70 г/см<sup>3</sup>. Эффективная пористость их достигает 1,5%, а в основном колеблется от 0,5 до 1,0%. Наименьшая пористость наблюдается в гранодиоритах на глубине ниже 330 м. Происходят резкие колебания модулей упругости в породах на глубине 100–400 м. Здесь породы подвергались различным процессам гидротермального изменения и тектонической переработке. Пределы колебания величины модуля Юнга и сдвига — от 5,2 до 8,5х10<sup>5</sup> и от 1,8 до 3,7х10<sup>5</sup> кг/см<sup>2</sup>.

Подобная картина наблюдается на молибденовом рудопроявлении Нижний Гудас. В штольне № 3, пройденной вкрест простирания рудной зоны, были отобраны пробы из рудовмещающих пород. Результаты определения физико-механических свойств их (рис. 24) показали повышенную пористость, характерную для гидротермально-измененных гранитов. Объем пор в гранитах иногда превышает 3,5%. Рудная минерализация приурочена к тектонически раздробленным зонам кварцевой жилы.

Таким образом, в зависимости от степени и характера проявлений постмагматических процессов, физико-механические свойства рудовмещающих гранитоидов изменяются во времени и в пространстве.

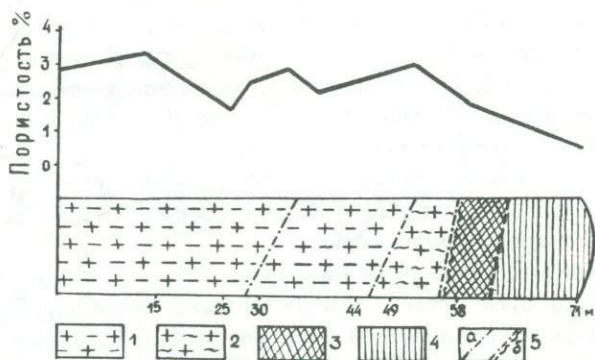


Рис. 24. Изменение рудовмещающих пород рудопроявления Нижний Гудас.

1 - гидротермально-измененные граниты, 2 - катаклазированные граниты, 3 - породы рудной зоны, 4 - кварц жильный, 5а - тектонические трещины, 5б - разлом с глиной трения.

Наугарзанское флюоритовое месторождение находится в верховье одноименной речки и охватывает нижние части его притоков Даванлисай и Майли-Катансай. Приурочено к зоне разлома северо-восточного простирания. На площади месторождения гранодиориты представлены крупнозернистыми разностями с порфировыми выделениями полевого шпата (размеры 2x1 см и более). В некоторых участках наблюдается постепенный переход гранодиоритов в кварцевые диориты. Гранодиориты прорываются дайками кислого и основного составов. Дайка кварцевых порфиров на участке месторождения прослеживается вдоль северной границы рудной зоны, с азимутом простирания 60 и падением под углом  $65^{\circ}$  на ЮВ. Рудное тело косо пересекает дайку и смещает ее с амплитудой около 100 м по горизонтали. На площади месторождения также развиты маломощные (2-3 м) дайки диабазовых порфиритов, которые пересекаются кварцевыми порфирами. Они располагаются со стороны лежачего и висячего боков рудной зоны.

Структура Наугарзанского месторождения определяется историей развития трещинной тектоники, условием залегания даек диабазовых порфиритов и кварцевых порфиров и последовательностью развития рудной минерализации.

В зоне Акташского разлома, к которому приурочено месторождение, в гранодиоритах развиты в основном три системы трещин, которые имеют следующие направления: северо-восточное ( $65-55^{\circ}$ ) с падением на ЮВ под  $82-75^{\circ}$ , северо-восточное ( $15-35^{\circ}$ ) с падением к СЗ под крутыми углами и северо-западное ( $350-330^{\circ}$ ) с падением на ЮЗ, а иногда на СВ также под крутыми углами.

Рудное тело имеет северо-восточное простирание ( $60-65^{\circ}$ ), падает на ЮВ под углом около  $75^{\circ}$ . Простирание рудного тела совпадает с простиранием даек и тектонических трещин. Вдоль разлома происходили не-

однократные тектонические подвижки, в результате чего структура месторождения усложнялась и приобрела современную форму строения. В зоне разлома общая мощность раздробленных пород достигает 110 м. С ней связана мощная жила кварц-барит-флюорит-полиметаллического состава.

Все оперяющие трещины Акташского разлома в пределах месторождения выполнены флюорит-кварцевыми прожилками. Зоны гидротермально измененных вмещающих пород сопровождаются ореолами рассеивания рудной минерализации. В наибольшей степени изменены гранодиориты и кварцевые порфиры контактовой зоны рудной жилы. Со стороны висячего бока рудной зоны участки изменения в гранодиоритах распространяются на расстояние более 10 м. Мощность измененных пород со стороны лежащего бока около 5 м. При обилии кварцевых прожилков среди гранодиоритов мощность измененных пород резко увеличивается и достигает иногда 15-20 м. Непосредственно в контакте с рудным телом в гранодиоритах происходят метасоматические замещения, в результате которых они полностью теряют свою структуру и превращаются в кварц-серицитовые метасоматиты.

Характерными типами гидротермального (околорудного) изменения вмещающих пород месторождения являются интенсивная серицитизация, хлоритизация, окварцевание, редко мусковитизация, альбитизация и очень слабо оплакивание. Характерной чертой околорудного изменения пород месторождения является то, что процессы окварцевания и пиритизации интенсивно выражены вблизи контакта рудной жилы.

Физико-механические свойства пород, вмещающих флюоритовое оруденение, исследовались в 12 пробах (монолитах), взятых из глубокого горизонта карьера (по горизонтальным и вертикальным разрезам) и кернового материала по скважине № 26. Исследования их

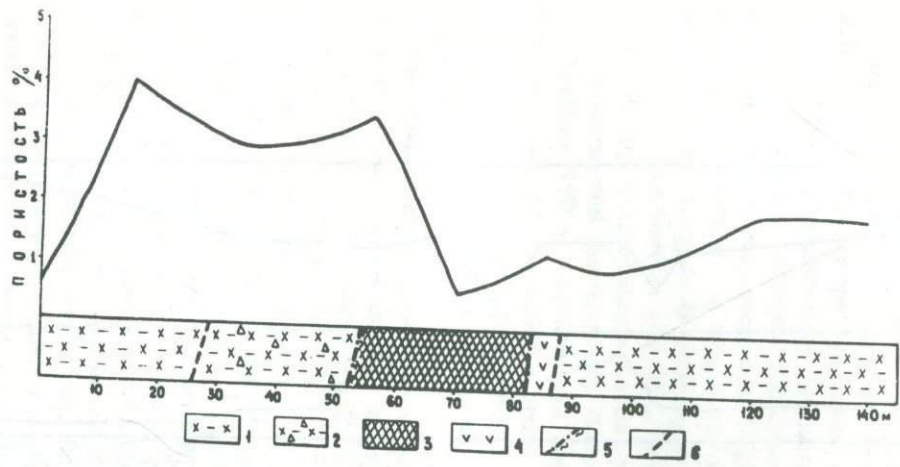


Рис. 25. Характер изменения пористости в рудовмещающих породах Наугарзанского месторождения (по разрезу карьера).  
 1 - гидротермально-измененные гранодиориты, 2 - измененные гранодиориты с вкрапленниками рудных минералов, 3 - породы рудной зоны, 4 - дайковая порода, 5 - разлом с глиной трения, 6 - условные контакты пород.



показали, что объемные веса гранодиоритов колеблются от 2,56 до 2,65 г/см<sup>3</sup>, для дайки диабазового порфирита он равен 2,70 г/см<sup>3</sup> (рис. 25). Гранодиориты с вкрапленным сульфидным оруденением имеют объемный вес — 2,78 г/см<sup>3</sup>. Для гидротермально измененных дорудными процессами гранодиоритов характерна повышенная пористость (до 4%), которая несколько снижается при наложении рудной минерализации. Пористость снижается также в раздробленных и окварцованных метасоматически измененных породах. В оруденелых породах пористость доходит до минимума — 0,54%. Однако в зальбандах рудных тел, представляющих собой нарушенные участки пород, отмечается значительно более высокая пористость. На глубине 180 м эффективная пористость в гранодиоритах уменьшается до 0,54% (проба № 104).

Всем вмещающим оруденение измененным породам свойственны пониженные модули упругости (от 3,8 до 5,2 кг/см<sup>2</sup>).

Закономерность изменения физико-механических свойств пород рудной зоны в зависимости от характера проявления гидротермального процесса в разрезе скважины № 26 показана на рис. 26.

Как видно из приведенного разреза, пористость резко повышается в катаклазированных гранодиоритах и уменьшается в окварцованных оруденелых зонах. В соответствии с этим при повышении пористости модуль упругости понижается до  $3,0 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>, а в окварцованных и рудных породах повышается до  $7,4 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>.

Можно считать, что различия в физико-механических свойствах отдельных петрографических типов пород в процессе тектонической деформации способствовали дифференциальным движениям и приводили к возникновению ослабленных зон в контактах разных по составу и свойствам пород. Эти ослабленные зоны с повышенной эффективной пористостью и развитой в них макро- и

микротрещиноватостью являлись благоприятной средой для циркуляции гидротермальных растворов и отложения в них рудных минералов.

Установленные на месторождениях Гудас и Наугарзан закономерности рудообразования могут быть распространены на другие гидротермальные месторождения такого же типа.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Акташский гранитоидный массив является типичным представителем среднекарбонového интрузивного комплекса Восточного Кармазара. Породы массива образовались в четыре интрузивные фазы: диориты и кварцевые диориты (I фаза), гранодиориты (II фаза), порфириовидные биотитовые граниты (III фаза), аплитовидные лейкократовые граниты (IV фаза), отличающиеся условиями образования, формой внедрения, минеральным составом, химизмом и физико-механическими свойствами.

2. Наиболее сложное внутреннее строение присуще гранитоидам II и III фаз, в которых интенсивно проявлены трещинная тектоника и наложенные постмагматические процессы. Ориентировка элементов течений в Акташском гранитоидном интрузиве в общем выражена слабо. Она определяется закономерным расположением в пространстве калиевых полевых шпатов и ксенолитов вмещающих пород. Первичные (петрогенные) трещины образуют системы пологих и крутопадающих трещин северо-восточного и северо-западного простирания, которые претерпели длительный период тектонического развития и испытали несколько этапов деформации. По ним происходило внедрение дайковых пород и формирование жильных образований в несколько этапов, которые сопровождались процессами изменения вмещающих пород.

3. Для пород каждой интрузивной фазы отмечаются различия трещинной тектоники, отражающиеся в более простом рисунке диаграмм трещиноватости при переходе от гранодиоритов ранних фаз к более поздним. Наиболее интенсивно трещиноватость проявляется в крупнозернистых разностях гранитоидов, преимущественно в гранодиоритах.

Акташский интрузив по данным структурного анализа представляется лакколитообразным межформационным телом с пологим куполом и корневой частью, расположенной в зоне крупных долгоживущих разломов, что подтверждается и геофизическими данными.

4. В гранитоидах массива интенсивно проявлен гидротермальный метаморфизм, который имеет определенную закономерность. Гидротермально измененные породы развиты больше всего в гранодиоритах и меньше — в аплитовидных гранитах. Этому способствовали структуры пород, их минеральные и химические составы, объем интрузии и т.д.

Наиболее интенсивно изменены породы в зонах крупных разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного простираний.

5. Данные, полученные в результате исследования физико-механических свойств пород, показали следующее: а) тектоническая переработка и процессы серицитизации, хлоритизации, эпидотизации гранитоидов обусловили их повышенную пористость (1,62–7,40%), пониженные упругие свойства ( $E = 2,15-5,6 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>), увеличили проницаемость для растворов и создали наиболее благоприятное физическое состояние породы для рудоотложения; б) наложение минерализации рудной фазы (кварц и рудные минералы) снижает пористость (0,40–0,89%) пород, увеличивает их прочность и упругие свойства ( $E = 7,4-8,5 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>); в) при наложении поверхностного выветривания меняются физико-механические свойства гранитоидов в сторону увеличе-

ния пористости и уменьшения упругих свойств. Эти данные могут быть учтены и использованы в инженерно-геологических исследованиях.

6. Химизм пород и их физико-механические и петро-структурные свойства являются ведущими факторами при локализации гидротермального оруденения в массиве. Условия формирования гранитоидов сказываются на их физических свойствах. Устанавливается понижение удельных (от 2,87 до 2,62 г/см<sup>3</sup>) и объемных весов (от 2,80 до 2,57 г/см<sup>3</sup>) пород с уменьшением их основности, т.е. от диоритов ранних фаз до аплитовидных гранитов поздних фаз.

7. Наиболее благоприятными участками для локализации гидротермального оруденения на площади массива являются зоны искривления крупных разрывных нарушений, их сочленения и зоны развития оперяющих трещин, а также приуроченные к ним гидротермально измененные метасоматические породы. При формировании структур месторождений, приуроченных к зонам разрывных нарушений Акташского массива, существенную роль играли различия физико-механических свойств вмещающих их гранитоидов.

8. Наиболее перспективными для нахождения глубоко-залегающих рудных тел являются участки с повышенной пористостью и пониженными упругими свойствами гранитоидов.

## ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х. М. Дайки и оруденение. Госгеолтехиздат, 1957.

Абдуллаев Х. М. Магматизм и оруденение Средней Азии. Изд-во АН УзССР, 1960.

Абдуллаев Х. М., Аделунг А. С. и др. Основные черты магматизма и металлогении Чаткал-Кураминских гор. Изд-во АН УзССР, 1958.

Аделунг А. С. Западная часть Чаткальского хребта, Ангренское плато и восточная часть Кураминских гор. В кн.: "Геология УзССР", т. 1. Изд-во Ком. наук УзССР, 1937.

Аделунг А. С. Тектоника юго-западных отрогов Тянь-Шаня. Изд-во Ком. наук УзССР, 1939.

Ажгирей Г. Д. Изучение тектоники гранитных интрузий. Краткое сообщ. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 27(2), 1952.

Азизбеков Ш. А., Гаджиев Т. Г. Основные черты структурной петрологии Мегри-Ордубатского батолита. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1964.

Андерсон Б. О. Некоторые вопросы стратиграфии и магматизма Кураминской зоны (Западный Тянь-Шань). Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1968.

Арапов В. А. Стратиграфия эффузивной толщи верхнего палеозоя северной части Западного Карамазара. Узб. геол. журн., № 6, 1960.

Арапов Б. А. Некоторые особенности герцинской тектоники Кураминского хребта. Узб. геол. журн., № 2, 1965.

Афанасьев Г. Д., Баюк Е. И., Беликов Б. П. и др. Исследование физических свойств образцов горных пород Северного Кавказа. Сб.: "Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры", М., "Наука", 1968.

Ахматов П. Г., Мелькановицкий И. М. Физические свойства горных пород палеозойского возраста южной зоны Тянь-Шаня. Узб. геол. журн., № 4, 1964.

Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. и др. Основные черты строения и развития Южного и Среднего Тянь-Шаня. Глубинное строение земной коры территории Узбекистана. Ташкент, "Фан", 1971.

Бабаходжаев С. М. Геолого-петрографическая характеристика интрузивных комплексов Восточного Карамазара. Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР, 1962.

Бабаходжаев С. М. Дайковые пояса Восточного Карамазара. Докл. АН ТаджССР, т. 7, № 9, 1964.

Бабаходжаев С. М. Некоторые особенности верхнепалеозойского магматизма и послемагматической минерализации Восточного Карамазара. В сб.: "Магматизм и металлогения Таджикистана". Душанбе, "Дониш", 1968.

Бабаходжаев С. М. Петрология и особенности геохимической специализации интрузивных комплексов Восточного Карамазара (Северный Таджикистан). Душанбе, "Дониш", 1975.

Бабаходжаев С. М., Сушков В. И., Колесниченко В. А. Геолго-петрографическая характеристика гранитоидов среднекарбонového комплекса Акташского массива (Восточный Карамазар). В сб.: "Магматизм и металлогения Таджикистана". Душанбе, "Дониш", 1968.

Бабаходжаев С. М., Белов А. Н. Основные этапы магматической деятельности в Карамазаре. Мат-лы П Среднеаз. регион. петрогр. совещ. Душанбе, 1971.

Балашов А. Н., Шкуренко И. Е. Физические свойства горных пород Восточного Карамазара. В кн.: "Рудные поля Карамазара", т. 2. Душанбе, "Ирфон", 1972.

Базиль В. Ф. К стратиграфии вулканогенной толщи среднего-верхнего палеозоя и нижнего триаса юго-западной части Кураминского хребта. В сб.: "Проблемы геологии Таджикистана". Душанбе, 1964.

Барон Л. И., Логунцов Б. М., Розин Е. З. Определение свойств горных пород. Госгеолтехиздат, 1962.

Баяк Е. И. Методика определения упругих параметров в образцах горных пород. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 6, 1959.

Беликов Б. П. О методике изучения трещиновой тектоники месторождений строительного и облицовочного камня. Изд-во АН СССР, 1953.

Беликов Б. П. Упругие свойства горных пород. Мат-лы П Всесоюзн. петрограф. совещ. Ташкент, 1958.

Беликов Б. П. Упругие и прочностные свойства горных пород. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 43, 1961.

Беликов Б. П. Упругие константы породообразующих минералов и влияние их на упругость горных пород. В сб.: "Физико-механические свойства горных пород" Изд-во АН СССР, 1964.

Беликов Б. П., Залесский Б. В., Розанов Ю. А., Санина Е. А., Тимченко И. П. Методы исследований физико-механических свойств горных пород. В сб.: "Физико-механические свойства горных пород". М., "Наука", 1964.

Беликов Б. П., Александров К. С., Рыжова Т. В. Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. М., "Наука", 1970.

Беликов Б. П. Модули упругости различных типов горных пород СССР. Тр. ИГиН АН СССР, вып. 146, 1962.

Белов А. Н. О морфологии, внутреннем строении и механизме образования Бабайобского массива. Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР, т. 8, 1964.

Белов А. Н. Петрография и основные черты петрогенезиса монцонитоидов Бабайобского лополита (Кураминский хребет). В сб.: "Магматизм и металлогения Таджикистана". Душанбе, "Дониш", 1968.

Белюсов В. В. К вопросу о механизме ориентировки минералов в горных породах. Бюлл. МОИП, отд. геол., 25(5), 1950.

Берч Фр., Шерер Дж., Спайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. ИЛ., 1949.

Болк Р. Структурные особенности изверженных горных пород. Госгеолтехиздат, 1946.

Борисов О. М. Курамино-Ферганский срединный массив и его положение среди герцинид Тянь-Шаня. Автореф. докт. дисс. Ташкент, 1970.

Брешенков Б. К. К вопросу о металлогении Юго-Восточного Карамазара. Тр. Тадж. базы АН СССР, т. 4, 1935.

Васильковский Н. П. К вопросу о возрасте порфировых толщ в Кураминских горах. Тр. Тадж. базы АН СССР, т. 4, 1935.

Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Изд-во АН УзбССР, 1952.

Васильковский Н. П., Недзвецкий А. П. Сопоставление разреза верхнепалеозойских образований Восточного Карамазара с разрезами Чирчик-Ангренского бассейна. Докл. АН ТаджССР, № 7, 1956.

Вистелиус А. Б. Структурные диаграммы. Изд-во АН СССР, 1958.

В л а с о в а М. И. Стратиграфия и вулканизм верхнепалеозойских вулканогенных отложений южной части южного склона Кураминского хребта. Вестник МГУ, сер. биол., почв., геол. и географ., № 3, 1958.

В л а с о в а М. И. , Н и к о л а е в С. В. Пористость эффузивных пород Восточного Карамазара и ее влияние на локализацию полиметаллического оруденения. Вестн. МГУ, № 4, 1959.

В о л а р о в и ч М. П. , Б а л а ш о в Д. Б. Исследование скоростей упругих волн в образцах горных пород при давлении до  $5000 \text{ кг/см}^2$ . Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 3, 1957.

В о л ь ф с о н Ф. И. К геологии, тектонике и оруденению Северо-Восточного Карамазара. Тр. ТПЭ, вып. 25, 1933.

В о л ь ф с о н Ф. И. Структуры массивов изверженных пород. (Уч. пособие по курсу структурной геологии для студентов геолого-разведоч. специал.). Всес. заоч. политехн. ин-т, 1955.

В о л ь ф с о н Ф. И. , Л у к и н Л. И. , З а л е с с к и й Б. В. , Р о з а н о в Ю. А. Роль изучения структур рудных месторождений и физико-механических свойств горных пород в выяснении условий локализации эндогенного оруденения. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 41, 1962.

Г и н з б у р г И. В. , Р о з а н о в Ю. А. Поведение минералов в породах гранитного состава при воздействии высоких давлений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1951.

Глубинное строение земной коры территории Узбекистана. Ташкент, "Фан", 1971.

Г о р ь к о в о й О. П. Диабазовые дайки Кураминских гор. Ташкент, "Фан", 1964.

Г р у ш к и н Г. Г. Изменение гранодиоритов в результате околожильного гидротермального метаморфизма. Минерал. сб. Львов. геологич. об-ва, № 6, 1952.

Г р у ш к и н Г. Г. Некоторые закономерности образования флюоритовых месторождений Чаткальского и Кураминского рудных районов. Геол. руд. месторождений, №1, 1961.

Д а х н о в В. Н. , К о б р а н о в а В. Н. Петрофизика, ее значение для настоящего и будущего геологии. "Сов. геол.", № 9, 1965.

Д а л и м о в Т. Н. , М а ц о к и н а Т. М. и др. Фациальный анализ магматических комплексов Узбекистана и их металлоносность. Мат-лы П Среднеаз. регион. петрограф. совещ. Душанбе, "Дониш", 1971.

Д е м и н А. М. Морфология и элементы тектоники Магаданского батолита. Мат-лы по геол. совет. Востока СССР, вып. 7, 1949.

Д о р т м а н Н. Б. и др. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. М., "Недра", 1964.

Д у б р о в А. Г. Геология и оруденение Пангазского участка в Северо-Восточном Карамазаре. Тр. ТПЭ, вып. 15, 1935.

Д ю г а е в И. В. Материалы к петрографии Карамазара. Тр. Тадж. базы АН СССР, т. 4, 1935.

Е ж о в А. И. , П а в л о в В. А. , Ю н а - к о в с к а я Ю. В. О форме гранитных массивов Шалгинского района Центрального Казахстана. Геология и геохимия гранитных пород. М., "Наука", 1965.

Е л и с е е в Н. А. Структурный анализ глубинных массивов. "Природа", № 5, 1939.

Е л и с е е в Н. А. Структурная петрология. Изд-во ЛГУ, 1953.

Е л и с е е в Н. А. Основы структурной петрологии. Л., "Наука", 1967.

Е л и с е е в а О. П. Акцессорные минералы интрузивных пород юго-восточного склона Кураминского хребта района Ашаба-Чадак. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 5, 1967.

Елисеева О. П. Массив аплитовидных гранитов на южном склоне Кураминского хребта. Тр. ИГЕМ, вып. 21, Изд-во АН СССР, 1958.

Залесский Б. В. Пористость как одно из важнейших свойств горных пород. Тр. П Всесоюз. петрограф. совещ. Госгеолиздат, 1960.

Залесский Б. В., Розанов Ю. А. Физико-механический эксперимент в петрографии. Тр. Ш Всесоюз. совещ. по эксперим. и техн. петрографии. Изд-во АН СССР, 1952.

Заридзе Г. М., Парадашвили И. Трещинная тектоника и генезис Эльджурджинских порфировидных гранитов и лейкократовых гранитоидов Тырнауза. Изд-во АН Азерб.ССР, сер. геол.-геогр. наук, № 5, 1958.

Звягинцев Л. И. Значение пористости горных пород в локализации сульфидного оруденения на Рудном Алтае. Сб.: "Физико-механические свойства горных пород Верхней части земной коры". М., "Наука", 1968.

Звягинцев Л. И. Анизотропия упругих свойств горных пород при напряженном состоянии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1971.

Звягинцев Л. И. Влияние условий формирования на физико-механические свойства гранитоидов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1972.

Зиновьев Г. Д. Структура Коунрадского гранитного массива. Изв. Каз. филиала АН СССР, сер. геол., вып. 8(26), 1941.

Кайкова Т. М. Изучение планпараллельных текстур в интрузивных породах при решении вопроса о форме массива. Юбилейный сб. науч. тр., вып. 20, М., 1950.

Канцель А. В., Лаверов Н. П., Толкунов А. Е., Розанов Ю. А. Об использовании данных по физическим и механическим свойствам вулканогенных образований для решения вопроса об их генезисе. Сб.: "Физико-механические свой-

ства горных пород верхней части земной коры". М., "Наука", 1968.

К а р п о в а Е. Д. Новые данные по геологии Карамазара и Могол-Тау. Сб.: "Сов. геол.", № 34, 1948.

К и й к о Е. Т. Полиметаллическое месторождение Гудас. В кн.: "Рудные поля Карамазара", т. 2. Душанбе, "Ирфон", 1972.

К о б р а н о в а В. Н. Физические свойства горных пород. Гостоптехиздат, 1962.

К о б р а н о в а В. Н., Л е п а р с к а я Н. Д. Определение физических свойств горных пород. Гостоптехиздат, 1957.

К о р о л е в А. В. Методы изучения мелкой трещиноватости горных пород. Тр. Ин-та геологии АН УзССР, вып. 6, 1951.

К о р о л е в А. В., Т у л е г е н о в Т. Пористость горных пород как фактор рудоотложения. Геол. рудн. месторождений, № 6, 1960.

К о р о л е в А. В., Ф а т к у л л а е в Ш. Д., О в е ч к и н В. В. Изменение некоторых физических свойств пород Актюзского месторождения в зависимости от геолого-структурных факторов. Сб.: "Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры". М., "Наука", 1968.

К р а в ч е н к о С. М. Некоторые структурные особенности интрузий южной части Центрального Казахстана. Тр. Моск. геол. разв. ин-та, 32, 1958.

К р и г е р Н. И. Трещиноватость и методы ее изучения при гидрогеологической съемке. М., Металлургиздат, 1951.

К р е й т е р В. М. О некоторых генетических особенностях полиметаллических месторождений Средней Азии. Итоги ТПЭ, 1936.

К у з н е ц о в Е. А. Тектоника Сысертского гранитоидного массива. Вестн. МГУ, № 9, 1950.

К у д д у с о в Х. К. Физико-механические свойства пород Акташского гранитоидного интрузива (Восточный Карамазар). Вопросы геол. Таджикистана. Изд-во АН ТаджССР, 1970а.

К у д д у с о в Х. К. Некоторые особенности трещинной тектоники Акташского гранитоидного массива (Восточный Карамазар). Изв. АН ТаджССР, Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 2(36), 1970б.

К у д д у с о в Х. К. Физико-механические свойства пород Акташского рудного поля и их роль в локализации флюоритового, свинцово-цинкового оруденения. В кн.: "Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений". М., "Наука", 1973.

К у ш н а р е в И. Н. Особенности трещинной тектоники двух разновозрастных массивов гранитоидов. Тр. ИГН АН СССР, вып. 162, 1955.

К у ш н а р е в И. П., К а ж д а н А. Б. К стратиграфии эффузивных свит среднего и верхнего палеозоя юго-западных отрогов Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1958.

К у ш н а р е в И. П., Л у к и н Л. И. Об изучении трещинной тектоники. В кн.: "Проблемы тектонофизики". Госгеолиздат, 1960.

Л а в е р о в Н. П., Б е л и к о в Б. П., И в а н о в И. Б. Об абсолютном возрасте интрузивных пород и верхней возрастной границе магматизма в юго-западных отрогах Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1964.

Л у к и н Л. И., К у ш н а р е в И. П. О методике изучения трещинной тектоники в интрузивах по Клоссу. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1951.

Л у к и н Л. И., Ч е р н ы ш е в В. Ф., К у ш н а р е в И. П. О повторяемости направления разновозрастных систем трещин. Тр. ИГН АН СССР, вып. 162, 1955.

Л и х а ч е в Ю. А. Стратиграфия верхнепалеозойских вулканических отложений Восточного Карамазара. Госгеолтехиздат, 1956.

Л и х а ч е в Ю. А. История развития структуры Восточного Карамазара и закономерности размещения гидротермального оруденения. Изв. Отд. ест. наук АН ТаджССР, вып. 1(28), 1959.

М а р у щ е н к о А. А. Месторождение Наугарзан. В кн.: "Рудные поля Карамазара", т. 2. Душанбе, "Ирфон", 1972.

М а с с о н М. Е. Из истории горной промышленности Карамазара. Былая разработка полезных ископаемых. Мат-лы ТПЭ, 1933, вып. 20, 1934.

М а ш к о в ц е в С. Ф. Горы Кара-Мазар. Путев. экскурс. Ш Всесоюз. геол. съезда, вып. 1, 1928.

М а ш к о в ц е в С. Ф. Краткое описание геологической истории Кара-Мазара. В сб.: "Рудные месторождения Кара-Мазара". Л., 1935.

М е л ь к а н о в и ц к и й И. М. Закономерности изменения физических свойств горных пород восточной части Средней Азии. "Сов. геол.", № 11, 1963.

М е л ь к а н о в и ц к и й И. М. Физические свойства горных пород докембрийского возраста Северного Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1964.

М и х а й л о в А. Е. Полевые методы изучения трещин в горных породах. Госгеолтехиздат, 1956.

М о и с е е в а М. И. Сравнительная минералогическая характеристика флюоритовых месторождений Кураминского хребта. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 16, 1964.

М о н и ч В. К. О типовых формах диаграммы трещиноватости интрузивных массивов. Вестн. АН КазССР, № 11, 1956.

М о н и ч В. К. О векторном анализе трещин отдельности интрузивных массивов. Изв. АН КазССР, вып. 25, 1957.

М о с к о в ц е в В. А., Б а й к о в В. Н., М и х а й л о в В. В. Герцинские магматические фации Таджикского Карамазара. Мат-лы П Среднеаз. регион. петрограф. совещ. Душанбе, "Дониш", 1971.

Н а с л е д о в Б. Н. Кара-Мазар. Мат-лы ТПЭ, 1933, вып. 19, 1935.

Н е в с к и й В. А. Генетическая классификация трещин горных пород. Изв. ВУЗ, геол. и разв., № 3, 1964.

Н е д з в е ц к и й А. П., Л и х а ч е в Ю. А. Геология СССР, т. 24, ТаджССР. Госгеолтехиздат, 1959.

Н е к р а с о в Е. М., Н и к о л а е в С. В. Об изменениях физических свойств кварцевых фельзит-порфиоров в околорудных зонах свинцово-цинкового месторождения Замбарак. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 43, 1961.

Н и к о л а е в В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол., вып. 2, 1953.

Н и к о л а е в С. В. Физико-механические свойства верхнепалеозойских игнимбритов и туфолав Чаткало-Кураминской зоны. Тр. лаб. вулк., АН СССР, вып. 20, 1961.

Н и к о л а е в С. В. Основные методы лабораторных определений физико-механических свойств скальных пород. Справочник по инженерной геологии. М., "Недра", 1974.

Н о с ы р е в И. В. Структурная петрология Джумгалского плутона в Северном Тянь-Шане. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1962.

П а в л о в В. А. О связи трещинной тектоники некоторых интрузивов Центрального Казахстана с тектоникой вмещающих пород. Мат-лы петрог. и геохим. Изд-во АН СССР, 1959.

П а в л о в В. А. Структурные особенности некоторых пермских гранитных массивов Центрального Казахстана. М., "Наука", 1964.

П а в л и н о в В. Н. О структуре некоторых лакколитов района Кавказских Минеральных вод. Бюлл. МОИП, нов. сер., т. 51, отд. геол., т. 21(2), 1946.

П а в л и н о в В. Н. Формы и механизм образования малых интрузий типа лакколитов. Изд-во Моск. геол. разв. ин-та, 1949.

- Пермяков Н. Е. Основы методики использования трещиноватости горных пород для изучения тектоники платформенных областей. Тр. ВНИГРИ, вып. 2, 1951.
- Пилипенко П. П. Описание генезиса и геохимии рудных месторождений Карамазарского района. "За недра Средней Азии", № 7, Ташкент, 1932.
- Плотников Т. В. Структура Баянаульского интрузива (Центральный Казахстан). Мат-лы Всесоюзн. научн. иссл. геол. ин-та, сб. 3, 1946.
- Полканов А. А. Основные положения генетической систематики интрузивных тел. Тр. юбил. научн. сесс. ЛГУ, сек. геол.-почвен. наук, 1945.
- Полканов А. А. Принципы геологического картирования и вопросы петрологии интрузивных тел. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1947.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во Ком. наук, 1938.
- Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. М., Изд-во АН СССР, 1939.
- Пэк А. А. О динамике ювенильных растворов. М., "Наука", 1968а.
- Пэк А. А. О пористости интрузивных горных пород. Сб.: "Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры". М., "Наука", 1968б.
- Пэк А. В., Лисицина Е. Е. К методике изучения трещинной тектоники. Геология рудных месторождений, т. 7, № 2. М., "Наука", 1965.
- Раджабов Ф. Ш. Основные этапы магматизма. В кн.: "Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор". Изд-во АН УзССР, 1958.
- Рац М. В. Статистико-генетический метод изучения трещиноватости. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 6, 1963.
- Рац М. В., Чернышев С. Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. М., "Недра", 1970.

Ризниченко Ю. В., Силаева О. И. Определение зависимости скоростей распространения упругих волн в образцах горных пород от одностороннего давления. Изв. АН СССР, сер. геоф., № 3, 1955.

Розанов Ю. А. Пористость горных пород и ее роль в локализации эндогенного оруденения. Геол. рудн. мест., № 2, 1961а.

Розанов Ю. А. Деформация карбонатных пород при высоких давлениях и повышенной температуре. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 43, 1961б.

Розанов Ю. А. Принципы и возможности геологической интерпретации данных по исследованиям физико-механических свойств горных пород. Сб.: "Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры". М., "Наука", 1968а.

Розанов Ю. А. Роль физико-механических свойств горных пород в формировании структур месторождений и локализации оруденения. Сб.: "Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры". М., "Наука", 1968б.

Розанов Ю. А., Кристальный Б. В., Некрасов Е. М., Пашковская М. Д. Изменения пористости рудовмещающих пород некоторых месторождений Северного Таджикистана. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 41, 1961.

Розанов Ю. А., Тимченко И. П. Изменение упругих свойств горных пород под влиянием постмагматических процессов. Геология рудн. мест., № 6, 1965.

Розанов Ю. А., Рахимов Ш. Х. Физико-механические свойства вмещающих пород и их влияние на рудоотложение. В кн.: "Геология и структурные условия локализации свинцово-цинкового оруденения на месторождениях Куруксай-Туранглинского рудного поля". Изд-во ТГУ, Душанбе, 1971.

Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М., "Наука", 1973.

Рудные поля Карамазара. Т. 2. Душанбе, "Ирфон", 1972.

С и л а е в а О. И. Методика изучения упругих параметров в образцах горных пород под давлением. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2, 1959.

С и л а е в а О. И. Исследования с помощью ультразвука скоростей распространения упругих волн и упругих параметров в образцах горных пород при одностороннем давлении. Тр. Ин-та физики Земли им. О.Ю.Шмидта, 27, 1962.

С м о р ч к о в И. Е. , О м е л ь я н е н к о Б. И. Контактные воздействия аляскитовых гранитов Кураминского хребта на вмещающие их гранодиориты и эффузивные породы. Тр. ИГЕМ, АН СССР, вып. 27, 1960.

С о у с т о в Н. И. К петрохимии гранитоидов гор Карамазар и Средней Азии. Вопросы геологии и геохимии гранитных пород. М., Изд-во АН СССР, 1957.

Т а д ж и б а е в Г. Т. Магматические дайки центральной части южного склона Кураминского хребта. Мат-лы П Среднеаз. регион. петрогр. совещ. Душанбе, 1971.

Т о л к у н о в А. Е. , М а к с и м о в а И. Г. О влиянии физико-механических свойств рудовмещающих пород на локализацию флюоритового и свинцово-цинкового оруденений. Сб.: "Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры". М., "Наука", 1968.

Ф е р с м а н А. Е. Особенности рудного Карамазара. Тр. Тадж. базы АН СССР, т. 5, 1935.

Ф е р б е р н Х. В. Структурная петрология деформированных горных пород. М., ИЛ, 1949.

Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М., "Наука", 1968.

Ф и л а т о в Е. И. Влияние физико-механических свойств горных пород на локализацию свинцово-цинкового оруденения (на примере Кадинского и других рудных полей Восточного Забайкалья). Геол. рудн. месторождений, № 1, 1967.

Х а м р а б а е в И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Изд-во АН УзССР, 1958.

Х е н д и н Д. Прочность и пластичность. "Справочник физических констант горных пород". М., "Мир", 1969.

Ч а р у ш и н Г. В. Путь быстрого выявления простираций наиболее развитых систем трещин. Сов. геол., № 2, 1963.

Ч е р н ы ш е в В. Ф. О закономерностях в положении оперяющих трещин скалывания и разрыва. Тр. ИГН, вып. 162, сер. рудн. мест., № 17, 1955.

Ч е р н ы ш е в С. Н. Статистическое исследование трещиноватости и водопроницаемости интрузивных массивов. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 41, вып. 5, 1966.

Ш е в ч е н к о Е. В. Структурные и петрографические особенности некоторых пермских плутонов Центрального Казахстана. Изд-во Львовского ун-та, 1951.

Ш и п у л и н Ф. К. и др. Некоторые аспекты вопроса геохимических поисков оруденения, не выходящего на поверхность. Сб.: "Геохимические методы поисков". Иркутск, 1970.

Ш и х и н Ю. С. К вопросу о механизме образования сколовых нарушений. В кн.: "Проблемы тектонофизики". М., 1960.

Щ е р б а к о в Д. И. Особенности металлогении Средней Азии. Тр. ТПЭ, 1934, Л., Изд-во АН СССР, 1935.

# О Г Л А В Л Е Н И Е

В В Е Д Е Н И Е	3
ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ	6
ГЛАВА I. Геологическое строение района Акташского интрузива	10
ГЛАВА II. Геолого-петрографическая характеристика Акташского гранодиоритового интрузива	25
ГЛАВА III. Структурные особенности Акташского интрузива.	52
ГЛАВА IV. Физико-механические свойства пород Акташского интрузива	99
ГЛАВА V. Особенности развития оруденения в интрузиве.	144
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	161
ЛИТЕРАТУРА	161

Печатается по постановлению  
Редакционно-издательского совета  
Академии наук Таджикской ССР

Ответственный редактор  
Антон Петрович Недзвецкий

Хаким Куддусович Куддусов

СТРУКТУРНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ  
ОСОБЕННОСТИ И ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ  
СВОЙСТВА ПОРОД АКТАШСКОГО ИНТРУЗИВА  
(ВОСТОЧНЫЙ КАРАМАЗАР)

Редактор издательства Л.Г.Котунова  
Художественный редактор Р.Абдуразаков  
Технический редактор В.Н.Шемелинина  
Корректоры Т.М.Любименко, Л.Б.Вагнер

---

КЛ 05210. Подписано в печать 3 01 1978 г. Формат  
60x84 1/16. Бумага тип. № 1. Сорт 1. Печ.л. 11,25.  
Усл.-печ.л. 10,5. Уч.-изд.л. 9,0. Тираж 505. Заказ 329.  
Цена 1 р. 35 к.

---

Издательство "Дониш", 734029, Душанбе, ул.Айни, 121,  
корп. 2.  
Типография изд-ва "Дониш", 734029, Душанбе, ул. Айни,  
121, корп. 2.

Цена 1 руб. 35 коп.

2894