

**СТРАТИФИЦИРОВАННЫЕ  
И ИНТРУЗИВНЫЕ  
ОБРАЗОВАНИЯ КИРГИЗИИ**

**2**

---

---

**ФРУНЗЕ 1982**

АКАДЕМИЯ НАУК КИРГИЗСКОЙ ССР  
УПРАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ  
КИРГИЗСКОЙ ССР  
ЛЕНИНГРАДСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА  
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ  
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

**СТРАТИФИЦИРОВАННЫЕ  
И ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ  
КИРГИЗИИ**

Книга II



ИЗДАТЕЛЬСТВО «ИЛИМ»  
ФРУНЗЕ 1982

Работа является объяснительной запиской к впервые издаваемой Геологической карте Киргизской ССР масштаба 1:500000. Приводится систематическое описание около 400 серий, свит и толщ осадочных, вулканогенно-осадочных, вулканогенных и метаморфических пород и 80 интрузивных комплексов. Для каждого подразделения, выделенного на карте, даются краткие, но исчерпывающие сведения о распространении, истории выделения, составе, мощности и изменениях в пространстве, форме залегания. Всесторонне обосновывается возраст и особо освещаются спорные и нерешенные вопросы. Книга представляет интерес для геологов, исследующих геологию Средней Азии, составителей сводных и обзорных геологических работ, а также для студентов геологических и геолого-разведочных факультетов вузов.

Утверждено к печати  
Ученым советом Института геологии  
и принято РИСО  
Академии наук Киргизской ССР

Редакционная коллегия: главный редактор К.О.Осмонбетов, В.И.Кнауф, В.Г.Королев (заместители главного редактора), А.Б.Бажиров, М.И.Дорошенко, Ю.В.Жуков, Т.С.Заматдинов, Р.М.Израйлева (отв. секретарь), Г.С.Поршняков, О.К.Чадия



Издательство "Илим", 1982 г.

## ЧАСТЬ II

### ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ КИРГИЗИИ

#### Общие сведения

Магматические породы на территории Киргизии распространены довольно широко, занимая около 20% площади республики. Некоторые из них обладают прекрасными декоративными качествами и используются как облицовочно-строительный материал. Породы очень разнообразны по составу: от ультраосновных и ультращелочных до ультракислых. По времени формирования охватывают период от раннего протерозоя до кайнозоя включительно. Разнообразие пород обусловлено весьма длительной и сложной историей геологического развития складчатой системы Тянь-Шаня. В пределах республики выделяются каледонские структуры Северного Тянь-Шаня, каледонско-герцинские структуры Среднего Тянь-Шаня и герцинские – Южного Тянь-Шаня.

Особенно интенсивно интрузивный процесс проявился в Северном Тянь-Шане, где кроме каледонского тектоно-магматического цикла, завершившего формирование континентальной коры в этом регионе, значительную роль играли тектонические движения в докембрии. Самыми ранними проявлениями магматизма в данном районе являются излияния диабазов и интрузии габбро-перидотитовой, диорит-плагиогранитовой и гранит-мигматитовой формаций, приуроченные к Актюзскому блоку (Зайлийский район). Преимущественно же развиты гранитоиды батолитовой формации, связанные с орогенными этапами становления байкальской и каледонской геосинклиналей. Необходимо отметить, что до недавнего времени большинство исследователей считали, что магматизм в Северном Тянь-Шане в основном связан с каледонским тектоно-магматическим циклом. Однако определение возраста интрузивных пород радиологическими методами в последние годы выявило относительно широкое распространение на этой территории докембрийских интрузий. Все же выделение протерозойских образований во многих случаях слабо подкреплено фактическим геологическим материалом, и этот вопрос требует дальнейшего изучения.



Начало этапа герцинской активизации в Северном Тянь-Шане в девонский период ознаменовалось излияниями эффузивов основного и кислого состава и внедрением сингенетичных гипабиссальных интрузий граносиенитов, сиенито-диоритов, гранитов. С герцинскими орогеническими движениями связаны формации монцонит-сиенитовая нефелиновых (миаскитовых) и щелочных сиенитов и аляскитовая. В палеогене, когда на территории Тянь-Шаня существовала субплатформа, образовались покровы, силлы и некки трапповой формации. Из нерешенных проблем для этого района, кроме указанного выше выделения докембрийских гранитоидов, следует упомянуть о разделении протерозойских и палеозойских интрузий среднего и основного состава, а также рифейских и раннекаледонских диорит-плагиогранитовых комплексов. В значительной степени это обусловлено трудностями возрастной датировки спилит-диабазовых толщ рифея и кембрия, которые развиты преимущественно в Киргизско-Терской геосинклинальной зоне и с которыми часто пространственно ассоциируют интрузии ультраосновного, основного и диорит-плагиогранитового состава.

Сравнительно бедна интрузиями восточная (Нарынская) часть Срединного Тянь-Шаня. Это, по-видимому, связано с особенностями геологической позиции территории, где кристаллический фундамент представляет собой раннепротерозойскую относительно жесткую глыбу, которая большей частью пассивно вовлекалась в субгеосинклинальные движения под влиянием прилегающих областей Северного и Южного Тянь-Шаня. Наиболее древними интрузиями в Срединном Тянь-Шане, не считая мелких тел амфиболитов и гнейсо-диоритов в метаморфических толщах, являются близкие по составу гранитоиды Сарыджазского и Бешторского комплексов. Возраст их в пределах протерозоя не совсем ясен. Гранитоиды Сарыджазского комплекса трансгрессивно перекрываются рифейской геосинклинальной липаритовой толщей Большого Нарына. Это свидетельствует о том, что орогенические движения, вызвавшие подъем магмы, скорее всего, завершились в раннем протерозое. В то же время есть предположения о прорывании породами Бешторского комплекса осадков рифея. Наиболее активно интрузивная деятельность проявилась в конце палеозоя. В Нарынском регионе вдоль глубинных разломов, испытавших герцинскую активизацию, внедрились преимущественно трещинные интрузии грано-

диоритов и гранитов, а в Чаткальском, и особенно в Кассанском районах образовались крупные гранитоидные батолиты.

Герцинская область Южного Тянь-Шаня в среднем палеозое характеризуется широким проявлением основного вулканизма и значительным распространением ультрабазитовых массивов. Геологическая датировка последних недостаточно ясна. Разные исследователи приписывают им возраст от докембрия до ранне-среднекаменноугольного, а некоторые относят к допалеозойскому меланократовому фундаменту. Орогенная стадия герцинского тектоно-магматического цикла сопровождалась внедрением разнообразных многофазных гранитоидных комплексов, а в позднегерцинскую стадию, на границе перми и триаса, когда тектонический режим области был более стабильным, сформировались щелочные интрузии.

Изучением интрузивных образований в Киргизии при проведении геолого-съемочных тематических работ занималась большая группа геологов. Из сводных обобщающих работ последних лет особо следует упомянуть исследования, проведенные в 1964-1978 гг. коллективом сотрудников Управления геологии Киргизской ССР под руководством Т.А.Додоновой и И.Л.Захарова, изучение в 1963-1968 гг. М.Д.Гесем и другими интрузивных комплексов Чаткальского и Кассанского районов, многолетние исследования Е.Н.Горецкой, С.А.Лескова, Ю.Л.Семенова и др.

Первый и наиболее полный формационный анализ магматизма Киргизии проведен Е.Н.Горецкой и Т.А.Додоновой в XXV томе "Геологии СССР" (1972). Коллективом авторов под руководством Т.А.Додоновой в 1974 г. была составлена карта магматических формаций для части республики к востоку от Таласо-Ферганского разлома, а в 1980 г. такая работа, но уже для всей территории Киргизии проделана К.Д.Помазковым. При выделении формаций исследователями принята формулировка Терминологической комиссии Межведомственного комитета (1964), которой придерживаются и авторы настоящей работы.

Описание интрузивных образований проведено по комплексам как конкретным региональным проявлениям магматических формаций. За комплексами сохранены прежние названия, если они существовали, и указаны выделившие их авторы. В случае же отсутствия названий они были приняты редакционной коллегией к геологической карте Киргизской ССР масштаба 1:500000. Описание комплексов идет от древних к

молодым в соответствии с легендой к геологической карте. Схема расположения массивов с их наименованиями дана в приложении.

## РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ (?) ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

**КУПЕРЛИСАЙСКИЙ КОМПЛЕКС:** амфиболитизированные габбро, габбро-диабазы - 4 PR, ? к. В Заилийском районе среди амфиболовых сланцев и метадиабазов куперлисайской свиты распространены согласные и субсогласные пластообразные тела амфиболитизированных габбро и габбро-диабазов. Впервые массивы "габбро-амфиболитов и флазер-габбро" среди свиты амфиболитов и зеленых сланцев выделены в 1937 г. И.М.Озеровым и В.М.Сергиевским. Подробное описание их приведено в 1962 г. Н.И.Дорошенко.

Площадь массивов колеблется от сотен квадратных метров до 15 км<sup>2</sup>, составляя в среднем 0,5-1,5 км<sup>2</sup>, а мощность варьирует в пределах десятков и сотен метров. Породы метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев, большей частью имеют гнейсовидную текстуру, а местами рассланцованы. Амфиболитизированные габбро характеризуются крупнозернистым сложением, blastsгаббровой, реже гранобластовой структурой. Они состоят из вторичной актинолитовой роговой обманки (30-55%) и плагиоклаза (45-70%). Последний почти нацело изменен, часто переполнен мелкими призмочками цоизита. Из вторичных, помимо цоизита, встречаются лейкоксен, хлорит, эпидот, альбит. Аксессуары представлены магнетитом, сфеном, апатитом, ильменитом. Габбро-диабазы имеют тот же состав, но отличаются более мелкозернистым сложением и наличием реликтовой офитовой структуры. Изредка встречаются обособления габбро-пегматитов до 0,5 м в поперечнике, размер кристаллов в них достигает 1,5-2 см. В экзоконтакте габброидов в зоне шириной несколько метров во вмещающих породах отмечается послынная инъекция интрузивного материала. По химическому составу (табл. I) породы соответствуют кварцевому габбро и габбро-диабазу, по Р.Дэли. Пространственная приуроченность габброидов к метаморфизованным базитам куперлисайской свиты нижнего протерозоя (?), однотипность минерального и химического состава и равная степень метаморфизации пород в интрузивных телах и во вмещающей куперлисайской свите позволяют сделать вывод

о комагматичности и одновозрастности этих образований.

**ТУКТУГУРСКИЙ КОМПЛЕКС:** серпентиниты, листвениты - **СРП,** ? т. Распространен в западной части Заилийского и в Тасакеминском хребтах. Развитие серпентинитов в этом районе установлено И.М.Озеровым и В.М.Сергиевским в 1937 г. Наиболее подробное описание серпентинитов имеется в работах А.А.Луика, Н.И.Дорошенко и Ю.Л.Семенова.

Серпентиниты образуют тела линзовидной формы длиной 0,2-2,5 км и шириной 100-700 м. Массивы сложены плотными зеленовато-черными хризотил-антигоритовыми серпентинитами параллельно-листоватой или перекрещенно-листоватой структуры. Иногда в серпентинитах встречается бастит и новообразования лучистого тремолита; очень редки реликты пироксена и оливина. Из вторичных минералов постоянно отмечаются карбонаты, тальк, магнетит. В протоlochках обнаружены хромит, циркон, апатит, галенит, пирит, рутил, гранат. Местами серпентиниты интенсивно метаморфизованы и преобразены в антигоритовые, тальковые, тальково-хлоритовые сланцы и актинолитовые амфиболиты. В менее метаморфизованных разностях встречаются тонкие прожилки хризотил-асбеста, не образующие, однако, заметных скоплений. В одном из массивов в верховье руч.Туктугур А.А.Луик в 1937 г. обнаружил небольшой участок вкрапленных хромитовых руд.

С серпентинитами пространственно и генетически связаны листвениты. Они образуются в зоне контакта или на некотором удалении от него. Тела лиственитов, как правило, небольшие: десятки квадратных метров, но иногда отмечаются крупные зоны лиственитизации. Подобная зона лиственитизации с мелкими линзами серпентинитов протягивается вдоль правого водораздела р.Кичи-Кемин. С перерывами она прослеживается на расстояние 9 км, мощность ее колеблется от 50 до 100 м. Листвениты - мелкозернистые плотные породы светло-серого или зеленовато-светло-бурого цвета, часто рассланцованные. Состоят из карбонатов (магнезита, сидерита, брейнерита) и небольшого количества кварца, встречаются мелкие листочки фуксита и редкие зерна хромшпиннелида, замещающегося магнетитом.

Большинство исследователей считают возраст серпентинитов докембрийским (В.М.Сергиевский, Е.Л.Бутакова, Д.В.Жуков, Р.М.Израилева, Ю.Л.Семенов, Н.П.Михайлов и др.). Лишь в работе Н.И.Доро-

шенко ультрабазиты предположительно отнесены к ордовику. Массивы серпентинитов располагаются преимущественно среди гнейсов актюзской (AR? ak) и тегерментинской (PR<sub>1</sub>? tg) свит, единичные тела известны в амфиболовых сланцах куперлисайской свиты (PR<sub>1</sub>? kp) вблизи пос. Актюз (Н.И.Дорошенко) и к востоку от курорта Иссык-Ата (А.А.Черепанов). Верхняя возрастная граница определяется тем, что, по наблюдениям В.П.Астраханцева, в западном окончании Тасакеминского хребта серпентиниты инъецируются мигматитовыми гранитами кашкаджольского комплекса условно раннепротерозойского возраста. Внедрение серпентинитов, вероятно, по времени совпадает с формированием спилито-диабазовой формации куперлисайской свиты, а сами они относятся к древней габбро-перидотитовой формации.

**ДОЛПРАНСКИЙ КОМПЛЕКС.** Распространен в Тасакеминском хребте (Зайлийский район). Массивы имеют форму факолитов и силлоподобных залежей мощностью до 250–300 м при длине 2–5 км. Большинство их располагается вдоль Кичикеминского разлома и прослеживается на расстояние 15 км. В составе комплекса выделяются гнейсовидные кварцевые диориты и гнейсо-плагиограниты. В качестве единой интрузии они были выделены и подробно описаны в 1962 г. Н.И.Дорошенко. Формирование комплекса происходило в две стадии.

Гнейсовидные кварцевые диориты (δ PR<sub>1</sub>? d) среди пород комплекса являются более ранними и наиболее распространенными. Они имеют среднезернистое сложение, зеленовато-серую окраску. Гнейсовидность местами выражена настолько резко, что породы похожи на диорито-гнейсы. Разности с изотропной текстурой редки и встречаются лишь в Долпранском массиве. Кварцевые диориты состоят из андезин-олигоклаза (55–60%), значительно хлоритизированной роговой обманки (15–25%) и кварца (5–20%); изредка в количестве (0,5–3,0%) появляется калишпат. Из аксессуаров в протолочках обнаружены апатит, сфен, циркон, флюорит, галенит, ортит. Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом, серицитом, пренитом. Структура гломерогранобластовая, нередко свилеватая. В Долпранском массиве наблюдался переход кварцевых диоритов в габбро-диориты. По химическому составу породы соответствуют кварцевому диориту, по Р.Дэли (табл. I). В зоне эндоконтакта мощностью 12–15 м наблюдается фация мелкозернистых пород с обилием ксенолитов амфиболо-

вых сланцев. Во вмещающих амфиболовых сланцах в зоне шириной от 0,5 до 75 м отмечается редкая тонкая (1-5 мм) послойная инжекция диоритового материала, иногда развивается скаполит; в единичных случаях наблюдались эруптивные брекчи.

Плаггиограниты ( $\text{P}_{100}$ ) образуют конформное тело площадью около 10 км<sup>2</sup> среди амфиболовых сланцев куперлисайской свиты в верховье р.Кичи-Кемин. Это среднезернистые породы светлой розовато-зеленоватой окраски с гнейсовидной текстурой, которая подчеркивается субпараллельным расположением биотита. Иногда в плаггиогранитах появляется слабая полосчатость, обусловленная неравномерным распределением кварца и плагиоклаза, которые образуют агрегативно-линзовидные скопления. Породы состоят из пелитизированного олигоклаза (50-60%), кварца (25-35%), мелких пластинок хлоритизированного биотита (3-5%) и редких зерен калишпата (3-7%); около ксенолитов амфиболовых сланцев появляется: роговая обманка. Из аксессуаров в протолочках обнаружены апатит, сфен, циркон, флюорит, галенит, ортит. Структура лепидогранобластовая, иногда порфиробластовая. В эндоконтакте породы становятся более мелкозернистыми. Во вмещающих амфиболовых сланцах в зоне шириной 200-300 м в небольшом количестве отмечается мигматизация. Е.Л.Бутакова в 1951 г. гнейсовидные плаггиограниты параллелизовала с лейкократовыми гнейсовидными гранитами Кашкаджольского массива. Однако последние характеризуются более лейкократовым составом и значительным содержанием микроклина. По минеральному составу и положению в единой геологической структуре гнейсовидные плаггиограниты близки к гнейсовидным кварцевым диоритам. По данным Ф.И.Борисова, в районе пос. Актюз диориты прорываются дайкообразным телом плаггиогранитового состава.

Гнейсовидные кварцевые диориты и гнейсовидные плаггиограниты прорывают амфиболовые сланцы куперлисайской свиты нижнего протерозоя (?). Верхняя возрастная граница устанавливается на основании того, что гнейсовидные кварцевые диориты в виде крупных ксенолитов располагаются среди раннепротерозойских (?) мигматитовых гранитов Кашкаджольского массива, а гнейсовидные плаггиограниты в верховье р.Кичи-Кемин прорываются гранодиоритами второй фазы таскаеминского комплекса ( $\text{P}_{100}^2 \text{R}_3\text{-Vt}$ ), галька плаггиогранитов в изо-

били встречается в базальных конгломератах среднерифейской чонкеминской свиты. Входящие в состав комплекса породы относятся к древней диорит-плагиогранитной формации, образовании которой связано с процессами развития добайкальской геосинклинали.

**КАШКАДЖОЛЬСКИЙ КОМПЛЕКС:** аплитовидные граниты, гнейсо-граниты, пегматоидные граниты -  $1PR_1?$  к. Распространены в западной части Тасакеминского хребта и в северо-восточных отрогах Киргизского хребта (Зайлийский район).

Размер гранитных тел резко колеблется от сотен квадратных метров до десятков квадратных километров. Наиболее крупным является Кашкаджольский массив площадью около  $50 \text{ км}^2$ , расположенный в междуречье Чон- и Кичи-Кемин. Повсеместно граниты сопровождаются полями мигматитов и сами содержат некоторое количество материала субстрата. Они относятся к мигматитовой формации и образовались в условиях ультраметаморфизма амфиболитовой фации при участии процессов анатексиса. При этом перемещение гранитного материала было незначительным и локализация гранитных тел происходила практически *in situ*.

Формирование пород комплекса было длительным, в его становлении наиболее отчетливо выделяются две стадии: образование мелкозернистых лейкократовых гранитов и появление жилкообразных и неправильных тел пегматоидных гранитов. Аплитовидные мелкозернистые граниты имеют розовую или светло-розовую окраску. Они обычно резко гнейсовидны и местами переходят в гнейсо-граниты. Направление гнейсовидности в них такое же, как и в инъецируемых гнейсовых толщах. Среди гранитов наиболее распространены разности с реликтами гнейсового субстрата, близкие к темным мигматитам. Средний состав: микроклин (10-25%), олигоклас № 27-28 (50-65%), кварц (20-30%), темноцветные (1-3%); последние представлены хлоритизированным биотитом и чрезвычайно редко - роговой обманкой. Структура blastsгранитовая катакластическая. Разности с небольшим количеством микроклина приближаются к плагиогранитам. В участках, где граниты не содержат включений субстрата, состав иной: микроклин-микропертит (35-37%), кварц (38-40%), альбит-олигоклас (25-27%), редкие чешуйки хлорита. В протоолочках установлены циркон, ширтолит, магнетит, единичные зерна апатита, флюорита, галенита. По химическому составу (табл. I) "чистые" граниты близки к среднему

граниту, по Дэли, отличаюсь повышенным содержанием кремнезема и магния и более низким - глинозема и кальция.

Пегматоидные граниты имеют грубозернистое сложение, розовую или белую окраску. Размер наиболее крупных тел не превышает  $1 \text{ км}^2$ . Они содержат 50-70% альбит-олигоклаза, 20-30% кварца и 10-35% микроклина, в количестве 1-2% присутствуют мусковит и хлорит; в протолочке обнаружены циркон, апатит, галенит. Встречаются разности пегматоидных гранитов без калишпата.

Граниты кашкаджольского комплекса прорывают гнейсовидные кварцевые диориты долпранского комплекса ( $\delta \text{Pr}_1 ? d$ ), серпентиниты тукутурского комплекса ( $\delta \text{Pr}_1 ? t$ ), а сами рвутся порфиroidными гранодиоритами третьей фазы тасакеминского комплекса ( $\tau \delta_3 \text{R}_3 - vt$ ). Галька мигматитов встречена среди базальных конгломератов среднерифейской чонкеминской свиты в долине руч. Джашилколь, правого притока р. Чон-Кемин. Граниты характеризуемого комплекса пространственно тесно связаны с гнейсами тегерментинской свиты нижнего протерозоя (?). Вполне вероятно, что они являются продуктом ультраметаморфических процессов, имевших место на заключительных стадиях развития раннепротерозойской геосинклинали. В.Н. Охотников в 1967 г. данные мигматитовые граниты параллелизовал с перскими аляскитовыми гранитами, которые отличаются по минеральному и химическому составу, текстуре, характеру контактовых изменений.

**СУУКТЕПИНСКИЙ КОМПЛЕКС:** диорито-гнейсы  $\delta \text{Pr}_1 ? e$ . Распространен в Чаткальском хребте (долина р. Кассансай). Впервые выделен М.Д. Гесем (1971), объединившим в один вулканоплутонический комплекс небольшие (до  $1 \times 7 \text{ км}$ ) удлиненные согласно простиранию вмещающих пород тела диорито-гнейсов и горизонты амфиболитов среди метаморфических пород терексайской и семизсайской свит нижнего (?) протерозоя.

На отдельных участках наблюдаются контакты, свидетельствующие о первично-интрузивной природе диорито-гнейсов. Это подтверждается также интрузивными микроструктурами, реликты которых сохранились среди бластических структур. Породы состоят из плагиоклаза, роговой обманки или актинолита, реже биотита и эпидота. По химическому составу (табл. 6) диорито-гнейсы близки к среднему типу габбро, реже диорита, по Ноккольдс. Амфиболиты характеризуются



ются составом, близким к толвитовому базальту.

Раннепротерозойский (?) возраст комплекса принят на основании субсогласного размещения среди раннепротерозойских (?) отложений, прорывания его плагиогранитами раннепротерозойского (?) бешторского комплекса, а также нахождения обломков диорито-гнейсов в базальных слоях рифейской штамбердинской толщи.

По химическому составу, конкордантной форме залегания, наличию реликтовых интрузивных микроструктур и тектоническому положению рассматриваемый комплекс можно отнести к габбро-диорит-диабазовой формации (по Ю.А.Кузнецову, 1964). Аналогичные сформования, как отмечает Ю.А.Кузнецов, характерны для впадин океанов. Следовательно, есть основание относить формирование этого комплекса ко времени заложения первичного геосинклинального прогиба.

**САРЫДЖАЗСКИЙ КОМПЛЕКС:** порфиридные и равномернозернистые граниты и гранодиориты, плагиограниты, "шаровые" граниты -  $\gamma$ PR<sub>1</sub>? в. Распространен в восточной части Киргизии, где образует Сарыджазский и Оттукский массивы, которые разломами, а также выходами метаморфических и осадочных пород разделены на ряд изолированных в плане тел. Выделен Т.А.Додоновой в 1967 г.

Породы имеют средне- крупнозернистое сложение, светло-серую и розовато-серую окраску, местами отмечена гнейсовидная текстура. Размер порфиридных выделений калишпата 1,5-2 см, редко до 4 см. Наибольшим распространением пользуются граниты, состоящие из 35-40% микроклина, 25-40 олигоклаза (№ 25-30), 20-30 кварца и 5-15% биотита. Аксессуары: сфен, анатит, циркон, ортит, флюорит, пирит, магнетит. Гранодиориты отличаются резким преобладанием плагиоклаза над микроклином, меньшим содержанием кварца и наличием роговой обманки до 2-15%. В плагиогранитах содержание микроклина уменьшается до 5-10%, а кварца - возрастает до 40%. Повсеместно отмечаются калишпатизация и появление вторичного мусковита. Структура пород гранитовая и гипидиоморфнозернистая, участками катакlastическая и бластомилонитовая. Очень часто среди гранитоидов наблюдаются небольшие гнезда и неправильной формы прожилки пегматитов с нерезкими контактами. Встречаются ксенолиты габброидов размером 20х50-200 мм, при ассимиляции которых возникли "шаровые" граниты. Последние состоят из черных концентрически - радиальных шаров ам-

амфиболитового состава диаметром 3-10 см, погруженных в массу серого гранита. Жильная серия комплекса представлена дайками лейкократовых гранитов, аплитов, гранит-порфиров, спессартитов. М.Б.Иванов и М.И.Пуркин в 1961 г. в формировании сарыджазского комплекса наметили 3 фазы: 1) плагиограниты и гранодиориты, 2) порфиридные граниты, 3) лейкократовые аплитовидные граниты.

По химическому составу породы комплекса от средних типов гранитоидов, по Р.Дэли, отличаются повышенным содержанием  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$  и относительной лейкократовостью (табл.5).

Гранитоиды сарыджазского комплекса прорывают метаморфическую свиту Куйлю нижнего (?) протерозоя. В эндоконтакте породы становятся мелкозернистыми и нередко приобретают гнейсовидную текстуру. Близ контакта с амфиболитами в них возрастает количество темноцветных компонентов и они переходят в кварцевые диориты. На контактах с мраморами и слюдяными гнейсами гранитоиды становятся лейкократовыми. В свите Куйлю наблюдается орол мигматизации шириной до 1-2 км; мощность послонных инъекций колеблется от 2-3 мм до 6 м.

Сарыджазский (более 1200 км<sup>2</sup>) и Оттукский (250 км<sup>2</sup>) массивы вытянуты в В-СВ направлении согласно с главными складчатыми структурами района. Слагающие их гранитоиды относятся к батолитовой формации. Они трансгрессивно перекрываются свитами Большого Нарына (R bn), кичиталдысуйской (R.v kt), дзетымгауской (va<sub>2</sub>) и отложениями среднего-верхнего ордовика. По данным Т.А.Додоновой, определения возраста калий-аргоновым методом по породе дали 570 млн.лет, по хлориту - 665 млн.лет, по амфиболу из "шаровых" гранитов - 840-970 млн.лет. Эти цифры охватывают период времени от среднего рифея до начала палеозоя. Аналогичные результаты были получены для вмещающих гнейсов нижнепротерозойской (?) свиты Куйлю. По-видимому, тектонические процессы, проявившиеся в Среднем Тянь-Шане в каледонскую и герцинскую эпохи, привели к изменению первоначального соотношения калия с аргоном и омоложению радиологического возраста как гранитоидов, так и метаморфических образований. Формирование комплекса связано, вероятно, с карельской складчатостью.

**БЕШТОРСКИЙ КОМПЛЕКС:** граниты, плагиограниты, порфириовидные и "шаровые" гранодиориты - 1PR, 2b. Распространен в Пскемском, Таласском и Чаткальском (долина р.Кассансай) хребтах. Наличие в Таласском хребте гранитов более древних, чем варисские интрузии, впервые отметил В.А.Николаев (1930), указавший на обилие галек и валунов гранитов в конгломератах каракасмакской свиты, которую он по возрасту считал додевонской. Позднее А.О.Кайзер (1937) в верховьях р.Саңдалаш описал налегание конгломератов каракасмакской свиты на древние граниты, которые он относил к докембрию. В 1961 г. К.Д.Помазков подтвердил наблюдения В.А.Николаева и А.О.Кайзера. Е.И.Зубцов, Е.И.Зубцова (1963) и Г.И.Макарычев (1964) доказали докембрийский возраст гранитов Бештор-Тундукского массива. В самостоятельный интрузивный комплекс, принятый в настоящей монографии, рассматриваемые гранитоиды объединены в 1967-1968 гг. М.Д.Гесем, Л.И.Громовой, Н.Н.Крисковичем.

Наиболее полно бешторский комплекс представлен в Бештор-Тундукском массиве, расположенном в приводораздельной части северо-западного склона Пскемского хребта. Массив шириной 3-7 км вытянут в юго-западном направлении вдоль оси Пскемского антиклинория на расстояние 35 км. Большая часть интрузии сложена двуслюдяными светло-серыми или розовато-буроватыми среднезернистыми или порфириовидными породами, минеральный состав которых колеблется от гранита до плагиогранита: плагиоклаз № 18-21 (41-60%), калиевый полевой шпат (12-24%), кварц (23-40%), биотит (0,4-4%), мусковит (0,2-2%), акцессорные минералы (апатит, ортит, циркон, сфен, магнетит, монацит, торит, рутил, флюорит, гранат). Гранодиориты, слагающие в гранитах ксенолиты размером до 0,5 км<sup>2</sup>, отличаются повышенным содержанием биотита, образующего ориентированную текстуру породы, отсутствием мусковита и более основным плагиоклазом. В петрохимическом отношении (табл.6) гранитоиды Бештор-Тундукского массива относятся к шомазитовому, реже нормальному, рядам изверженных пород. При этом среди щелочей натрий преобладает над калием. Составы гранодиоритов первой фазы (ксенолиты) близки к средним составам дацита и риодацита, а гранитов и плагиогранитов второй фазы - плагиориолита, известково-щелочного гранита и адамеллита. Общей особенностью рассматриваемых гранитоидов является повышенное содержание окиси натрия, глинозема

и известны по сравнению с эталонным составом, что указывает на принадлежность их к плагиогранитной формации (Гесь, 1978). Характерной особенностью гранитоидов Бештор-Тундукского массива является интенсивное развитие процесса калишпатизации, проявившегося в образовании крупных (до 2-5 см) порфиробластов прозрачного решетчатого микроклина, а также в замещении последними плагиоклаза и буроватого нерешетчатого калишпата основной ткани породы.

Музбельский массив, вытянутый в северо-западном направлении, залегает в ядре антиклинали. С северо-востока он оборван Таласо-Ферганским разломом, с юго-запада перекрывается вендскими отложениями, а с северо-запада и юго-востока прорывается позднепалеозойскими гранитоидами. В его строении участвуют плагиограниты, сходные с бешторскими, а также так называемые "шаровые" гранодиориты, отличающиеся от обычных гранодиоритов наличием в их составе "шарообразных" выделений (2-20 см), обогащенных роговой обманкой.

Алмалыбулакский массив площадью 0,6х3 км, расположенный в долине р.Кассан, имеет удлинненную в широком направлении форму. Он прорывает семизсайскую свиту нижнего протерозоя (?) и сложен лейкократовыми плагиогранитами. В сланцах семизсайской свиты на расстоянии до 20-30 м отмечена мигматизация.

Возрастное положение бешторского комплекса определяется наложением на гранитоиды отложений мурсашской свиты рифея - венда. По данным М.Д.Гесь (1967), М.М.Адышева и др. (1972), Ю.Б.Ежкова и др. (1975), И.Л.Захарова и других, радиологический возраст, определенный по мусковиту и биотиту, колеблется от 824 до 915 млн.лет, что соответствует позднему рифею. Состав и текстурно-структурные особенности пород бешторского комплекса аналогичны сарыджазскому, оба комплекса трансгрессивно перекрываются однотипными образованиями рифея-венда (мурсашская в первом случае и кичиталдысуйская свиты - во втором), близкие значения получены и при радиологических определениях возраста. Поэтому по аналогии с сарыджазским бешторский комплекс также условно датирован ранним протерозоем.

## РИФЕЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

**РАННЕРИФЕЙСКИЕ (?) ОГНЕИСОВАННЫЕ ФЕЛЬЗИТЫ, ДАКТИЛОВЫЕ ПОРФИРЫ** -  $r_1, ?$ . Развита в горах Тегерек (северо-западные предгорья хр. Терской Ала-Тоо), где образуют крутопадающие дайкообразные тела мощностью от 10-20 м до 0,3-1 км при максимальной длине 5 км. Порода имеет мелкозернистое сложение, гнейсовую текстуру, светло-серую и зеленовато-белую окраску. В центральных частях более крупных тел они состоят из слабо серицитизированного, иногда зонального олигоклаза 40-50%, микроклина 25-35% и темноцветных 5-10%, которые представлены хлоритизированным биотитом и мусковитом; акцессории: апатит, циркон, турмалин. Структура порфириовидная (вкрапленники размером 1-2 мм представлены плагиоклазом), основная масса характеризуется свилеватой бластогранитовой структурой с линзовидно-полосчатым расположением кварца. В приконтактных частях и в мелких телах структура пород невадитовая с фельзитовой свилеватой основной массой, количество темноцветных уменьшается до 1-3%.

Фельзиты прорывают условно нижнепротерозойскую тегерекскую толщу и перекрываются конгломератами визейского возраста. Наложенный на фельзиты метаморфизм относится к региональному типу и свидетельствует об их докембрийском возрасте, а гипабиссальный облик пород позволяет предполагать парагенетическую связь с развитыми в Северном Тянь-Шане кислыми вулканитами нижнего рифея (?). К.Д.Помазков в 1962 г. эти фельзиты сопоставил с эффузивами талдысуйской свиты среднего-верхнего девона, но последние имеют другой состав: характеризуются заметным преобладанием калишпата над плагиоклазом и не подверглись воздействию метаморфизма.

**КАРАДЖИЛГИНСКИЙ КОМПЛЕКС:** граниты, гнейсо-граниты, гранодиориты -  $r_2$  к. Распространен в западной части Киргизского хребта. Выделен Т.А.Додоновой в 1974 г. Порода комплекса претерпела чрезвычайно сильный катаклиз, нередко затушевывающий их первичную структуру, а наложенный участками метасоматоз еще более усложнил строение массивов. Среди гранитов караджилгинского комплекса выделяются мелко-, средне- и крупнозернистые разновидности, вплоть до

пегматоидных. Под воздействием тектонических процессов породы приобрели в разной степени проявленную гнейсовидность: наблюдается чередование слабо и интенсивно гнейсованных гранитов и гранито-гнейсов с очковой текстурой. Наименее гнейсовидные гранитоиды встречаются в центральной части интрузивных тел. Плоскости огнейсования располагаются параллельно структурам вмещающих образований. Состав гранитов: решетчатый микроклин (25-35%), олигоклаз № 23-27, часто альбитизированный (20-30%), кварц (30-40%), биотит (3-10%), мусковит (0-4%) почти повсеместно развит эпидот. В протоlochках обнаружены акцессории: циркон, сфен, ортит, шатит, анатаз, торит, рутил, монацит, шешлит, парит, магнетит, ильменит, галенит. Структура порфиroidная, вкрапленники представлены кварцем и полевым шпатом. Крупные выделения калишпата размером до 2 см всегда раздавлены, трещины заполнены кварцем; вкрапленники кварца размером до I-I,5 см развальцованы и превращены в линзовидные мозаично угасающие агрегативные скопления; реликты вкрапленников плагноклаза обычно нацело замещены серицитом. Структура основной массы катакластическая бластогранитовая. Местами граниты постепенно переходят в гранодиориты, в которых количество биотита повышается до 15-20%; гранодиориты пользуются небольшим распространением. Среди крупнозернистых гранитов встречаются дайки мелкозернистых аплитовидных и биотитовых порфиroidных гранитов. В породах комплекса проявлены процессы серицитизации, мусковитизации, микроклинизации и биотитизации. Тела микроклинитов имеют мощность от первых десятков сантиметров до 3-5 м и прослеживаются на расстояние 5-200 м.

В эндоконтакте в полосе шириной от 20-40 м до 0,8-1 км граниты переходят в порфиroidные мелкозернистые разновидности. Иногда они обогащены флюоритом и турмалином. Воздействие на вмещающие породы проявилось в мраморизации известняков, образовании скарнов различного состава и в повышении степени метаморфизма сланцев. Ширина контактового ореола достигает 200-250 м.

Гранитоидами комплекса сложены Караджилгинский, Кызылташский (Ақджарский), Береговой массивы, а также два крупных ксенолита среди гранодиоритов Табалыкского массива в северных предгорьях Таласского хребта. Караджилгинский массив (около 60 км<sup>2</sup>) в плане имеет вид овала, вытянутого в северо-западном направлении. Он

приурочен к ядру синклинали складки и образует тело воронкообразной формы с контактами, падающими под интрузию под углом 60–80° (Т.А. Додонова). Контакты нередко осложнены более поздними нарушениями. Кызылташский массив имеет форму третиной интрузии длиной около 12 км, выклинивающейся на западе и расширяющейся к юго-востоку до 2–3 км. Оба массива сложены в общем однотипными разгнейсованными гранитами, только в Кызылташском массиве они несколько более крупнозернисты и гнейсовидность в них выражена слабее. Береговской массив в значительной степени закрыт четвертичными отложениями, поэтому о его размерах и форме судить трудно. Обнажена лишь северная часть массива. Контакт под углом 15–20° падает под вмещающие отложения. Массив сложен серыми порфиroidными среднезернистыми негнейсовидными гранодиоритами состава: альбитизированный по периферии андезин 65%, кварц 15%, калишпат 10%, хлорит 8%; акцессории: магнетит, ильменит, пирит, циркон. Структура порфиroidная с гипидиоморфнозернистой основной массой. В приконтактной полосе шириной до 10 м гранодиориты постепенно сменяются крупнозернистыми массивными гранитами состава: калишпат 42%, кварц 23%, биотит 10%. Акцессории: арсенопирит, флюорит, пирит, апатит, сфен, шеелит, касситерит, турмалин, гранат. Структура гипидиоморфнозернистая.

Граниты караджилгинского комплекса прорываю ортогаускую свиту среднего рифея, сами же прорываются гранодиоритами поздне-рифейского табалыкского и раннеордовикского алмалинского комплексов. Для пород характеризуемого комплекса имеется несколько радиологических определений. Альфа-свинцовым методом для цирконов из Береговского массива было получено 1070 млн. лет, из Караджилгинского – 1150 млн. лет, из Кызылташского – 1275 млн. лет, что подтверждает среднерифейский возраст караджилгинского комплекса (Киселев, Королев, 1974). Определение калий-аргоновым методом возраста флюорита из скарнов дало цифру 800 млн. лет, а для биотита из зон биотитизации были получены значения 452,488 и 770 млн. лет; радиологический возраст этого же биотита, определенный рубидиево-стронциевым методом, оказался равным 484 млн. лет (Негский, 1967). Породы караджилгинского комплекса относятся к синэрогенной гранитоидной формации. Распространенность в гранитоидах порфиroidных структур, образование довольно широкой кай-

мы эндоконтактовых фаций позволяет предположить, что кристаллизация магмы происходила в гипабиссальных условиях.

**КЕЛЬУКОКСКИЙ КОМПЛЕКС:** гнейсовидные гранодиориты, кварцевые диориты, порфиroidные граниты -  $1^6 R_2$ ? к1. Распространен в западном окончании хр. Терской Алатау, где образует массив, протягивающийся в запад-северо-западном направлении на расстояние 24 км. Ширина массива в западной части 2-4 км, а в восточной 5-7 км. Комплекс выделен и описан А.Ф. Лопиным в 1978 г.

В формировании комплекса устанавливается три фазы, причем наиболее распространенными являются породы второй фазы. Для всех пород комплекса характерна резко выраженная гнейсовидность. Наиболее ранними являются кварцевые диориты, образующие ксенолиты до 0,3-0,4 км в поперечнике среди гранодиоритов второй фазы. Кварцевые диориты состоят из плагиоклаза № 27-32 (54%), кварца (17%), калишпата (5%), роговой обманки (18%) и биотита (6%). Из аксессуаров установлены циркон, апатит, сфен, магнетит, ильменит, пирит, халькозин. Структура гипидиоморфнозернистая, участки гранобластовая. Порфиroidные выделения представлены плагиоклазом. Гранодиориты второй фазы - серые мелкозернистые неяснопорфиroidные породы с пойкилобластиками калишпата. Они состоят из олигоклаза № 25-28 (52%), кварца (28%), калишпата (12%) и биотита (8%). Аксессуары: циркон, апатит, магнетит, малахит, шеелит, флюорит. Структура гипидиоморфнозернистая с участками гранобластовой. Граниты третьей фазы образуют большей частью крутопадающие рвущие тела неправильной конфигурации размером до 2x4 км. Это светло-серые порфиroidные мелкозернистые породы, содержащие 39% олигоклаза (№ 23-26), 32% кварца, 22% калишпата, 7% биотита. Порфиroidные выделения представлены калишпатом и кварцем, последний имеет форму разлинзованных зерен. Структура гранитов порфиroidная гипидиоморфнозернистая с участками гранобластовой. Аксессуары: циркон, апатит, ортит, торит, сфен, магнетит, пирит, малахит, гранат. По химическому составу (табл. I) породы поздней фазы соответствуют граниту, только несколько обогащены полевошпатовой известью и незначительно обеднены щелочами.

Кельукокский массив с юга прорван более молодыми гранитоидами, с севера перекрыт четвертичными отложениями, поэтому о его



форме судить трудно. Лишь в восточной части сохранились блоки вмещающих пород, и по согласному соотношению контактов со структурами вмещающих отложений можно предположить, что Кельукокский массив относится к разряду конформных плутонов. Гранитоиды комплекса вблизи контакта имеют очень слабо выраженную зону закалки шириной 0,1–0,2 м. В экзоконтакте в полосе шириной 300–400 м вмещающие образования превращены в кварц-биотитовые или кварц-биотит-ставролитовые роговики.

Как докембрийские эти гранитоиды впервые были выделены в 1964 г. В.И.Кнауфом и К.Д.Помазковым. Среднерифейский (?) возраст кельукокского комплекса устанавливается на том основании, что слагающие его породы прорывают метаморфизованные отложения, сопоставляемые с атджайлюкской свитой нижнего протерозоя (?), и, в свою очередь, прорываются гранитоидами второй и третьей фаз позднерифейского ирдынского комплекса. Определение возраста по биотиту калий-аргоновым методом дало цифры 400–420 млн. лет. Омоложение возраста по радиологическим данным можно объяснить активизацией геологических процессов в этом районе в каледонское время.

**СЕРПЕНТИНИТЫ** -  $eR_3$ . Позднерифейские ультрамафитовые интрузии известны в Нарынском районе (Срединный Тянь-Шань)<sup>6</sup>, где они представлены несколькими группами небольших массивов.

Шурасайские массивы обнажаются на северных склонах гор Чаарташ, в западной части Нарынского района. Они были выявлены в 1954 г. А.А.Луikom. Массивы располагаются вдоль северной границы тектонического блока, сложенного кремнистыми и кремнисто-хлоритовыми сланцами с прослоями туфов и эффузивов, которые Л.Н.Мозолов параллелизовал с верхнепротерозойской джакбслотской свитой. От расположенных севернее красноцветов тилькубашской свиты среднего-верхнего девона блок отделен мощной зоной брекчий и лиственитов. В пределах блока известно четыре серпентинитовых тела, самое крупное из которых вытянуто на 2 км и имеет мощность около 100 м. Размеры остальных не превышают 100–150 м в длину и 15–20 м по мощности. Все массивы Шурасайской группы сложены хризотил-лизардитовыми и антигорит-лизардитовыми серпентинитами, содержащими на отдельных участках редкие прожилки хризотил-асбеста. Судя по

постоянному присутствию в породах псевдоморфов баститa по ромбическому пироксену и вкрапленников хромшпинелида. можно предполагать, что в первичном составе интрузий преобладали гарцбургиты. Среди серпентинитов наиболее крупного тела отмечены два небольших дайкообразных выхода сосюритизированного габбро. Обломки сланцев, диабазовых порфиритов и реже серпентинитов встречаются в составе базальных конгломератов толькоубашской свиты. По мнению Е.И.Зубцова, данные серпентиниты прорывают отложения толькоубашской свиты.

Узунтурукский массив, впервые описанный в 1959 г. В.Г.Королевым, расположен в восточной части хр.Джетым. Длина его около 800 м при наибольшей ширине 300 м. Массив сложен серпентинитами, в которых отмечаются крупные порфиробластовые выделения талька. В восточной части массива обнажаются измененные габбро-диабазы. Позднерифейский возраст ультрамафитов Узунтурукского массива определяется В.Г.Королевым по их залеганию среди кварцевых порфиров рифейской свиты Большого Нарына и перекрытию базальными слоями джетымтауской свиты венда.

В Кассанском блоке Срединного Тянь-Шаня известна сравнительно большая группа (12 тел) мелких серпентинитовых массивов, обнажающихся в бассейнах ручьев Терексай, Тиллябердысай и Байконурсай (вследствие малых размеров эти тела на геологической карте не выделены). Ранее Л.И.Турбиным (1960) они рассматривались в составе позднепалеозойской группы ультраосновных пород "карасуйского типа" совместно с другими ультрамафитовыми массивами Северной Ферганы. В 1969 г. М.Д.Гесем серпентинитовые массивы, обнажающиеся в водораздельной части Чаткальского хребта и Кассанском блоке были выделены в самостоятельный торгайсайский комплекс среднепалеозойского возраста. В 1973 г. В.Л.Семенов разделил этот комплекс на две группы: торгайсайскую-раннепалеозойскую и кассанскую-докембрийскую. Ультрамафитовые массивы последней группы приурочены к площадям развития семизайской свиты нижнепроторозойского (?) возраста. Они образуют согласные sillобразные и линзообразные залежи длиной от 50-100 до 1200 м и мощностью до 10-30 м. Большинство массивов этой группы сложено полосчатыми антигорит-лизардитовыми сланцами и серпентинитами, среди которых отмечаются будинообразные выходы массивных антигоритовых серпентинитов,

серпентинизированных гарббургитов и дунитов. Внутри серпентинитовых тел встречаются небольшие шпирь и линзы габбро-амфиболитов. В породах массивов широко развиты вторичные амфиболы (тремолит, актинолит, антофиллит), слюда, карбонаты и магнетит. Химический состав серпентинитов кассанского блока (табл.6) характеризуется по сравнению с серпентинитами других районов Тянь-Шаня несколько повышенным содержанием алюминия и кальция. Возраст кассанских серпентинитов не ясен, возможно, они более древние, раннепротерозойские, как и вмещающие породы семизсайской свиты.

**ДИОРИТЫ, КВАРЦЕВЫЕ ДИОРИТЫ, ГАББРО - ДИОРИТЫ -  $\delta R_3$ .** Докембрийские интрузии среднего и основного состава распространены в пределах Северного Тянь-Шаня относительно широко. В большинстве случаев они пространственно приурочены к областям развития позднерифейских гранитоидов и нередко содержатся в них в виде ксенолитов. Подобные диориты и габбро, как правило, условно объединены в качестве пород первой фазы в единый комплекс с прорывающими их гранитоидами. Но иногда они находятся на значительном удалении от последних и увязать их с теми или иными комплексами трудно, поэтому они датированы просто поздним рифеем. Кроме того, вулканическая деятельность на ранних стадиях развития позднерифейской геосинклинали вполне вероятно сопровождалась внедрением самостоятельных интрузий габбро-диоритовой формации.

Характеризуемые массивы среднего и основного состава имеют большую часть небольшие размеры: 1-5 км<sup>2</sup>, редко достигая первых десятков квадратных километров. Форма залегания: штоки, sillы, линзообразные, изредка кольцевые тела. Массивы сложены обычно средне- крупнозернистыми массивными или слабо гнейсовидными темно-серыми породами. Преобладают диориты и кварцевые диориты, реже встречаются габбро-диориты и габбро; последние обычно приурочены к центральным частям массивов. Породы состоят в основном из плагиоклаза и роговой обманки, встречаются кварц, биотит, реликты моноклинного пироксена, иногда единичные зерна калишпата. Из вторичных процессов характерны соспоритизация, уралитизация, окварцевание, эпидотизация.

К данной возрастной группе отнесены породы Кочкорского массива, расположенного в северном обрамлении Кочкорской впадины. Он имеет форму штока и сложен темными среднезернистыми породами, среди которых выделяются диориты, кварцевые диориты, габбро-диориты, габбро. Диориты состоят в основном из андезина (45-65%) и роговой обманки (25-45%). Роговая обманка нередко содержит реликты моноклинного пироксена, а по краям замещается биотитом. Из вторичных минералов развиты серицит, хлорит, карбонаты. Акцессории: сфен, апатит, рудные. В габбро плагиоклаз представлен лабрадором, в зависимости от характера темноцветных минералов выделяются роговообманковые и оливиновые габбро. В последнем из темноцветных преобладает моноклинный пироксен, частично уралитизированный, оливин значительно серпентинизирован. Среди пород Кочкорского массива встречаются выходы пироксенитов размером до 100 м в поперечнике. Породы крупнозернистые, состоят из пироксена (65%), оливина (5%), серпентина (5%); из акцессориев в протоочках обнаружены апатит, циркон, ильменит, сфен, пирит, галенит, гематит, миллерит. Среди габбро-диоритов и габбро часто наблюдаются мелкие жлообразные тела и гнезда габбро-пегматитов. Массив прорывает нижнепротерозойские (?) кошкобулакскую и сенкельтейскую свиты и улахольскую свиту верхнего рифея и интродуцируется силурийскими гранитами.

**МИНТОРСКИЙ КОМПЛЕКС:** плагиограниты -  $\gamma_{0\text{H}_3}$  м, кварцевые диориты -  $\delta_{0\text{H}_3}$  м. Выделен Т.А.Додоновой в 1974 г. В целом изучен слабо. Интрузии, объединяемые в этот комплекс, узкой цепочкой прослеживаются вдоль приосевой части хр.Терской Алатау.

Породы комплекса представлены средне- крупнозернистыми светло-серыми или розовато-серыми лейкократовыми плагиогранитами и зеленовато-серыми кварцевыми диоритами, переход между которыми постепенный. Плагиограниты состоят из олигоклаза (# 20-25) или альбита (60-70%), кварца (20-30%) и полностью хлоритизированного биотита (3-7%); иногда присутствует калишпат до 7%; акцессории: магнетит, апатит, циркон. Структура гипидиоморфнозернистая с интенсивно проявленным катаклизом. Текстура обычно гнейсовидная. Кварцевые диориты содержат 60-75% олигоклаз-андезина, 10-25% темноцветных, 7-15% кварца, 0-5% калишпата; акцессории: сфен (до

1%), ильменит, апатит, циркон, торит, флюорит, магнетит. Темноцветные полностью замещены: биотит хлоритом, а роговая обманка агрегатом зерен хлорита, эпидота и карбоната. Плаггиоклаз образует широкие идиоморфные таблички, между которыми располагаются темноцветные и мозаично угасающий кварц. Текстура гнейсовидная. В породах развиты серицитизация, соссоритизация, альбитизация и калишпатизация. В химическом отношении (табл. I) кварцевые диориты минторского комплекса от кварцевого диорита, по Р. Дэли, отличаются меньшим содержанием фемических элементов и большим количеством щелочей, особенно натрия. В плаггиогранитах повышается содержание кремнезема и еще больше понижается количество железа, кальция и магния. Контактное воздействие интрузий комплекса на вмещающие образования выразилось в развитии незначительного по мощности и слабого по степени метаморфизма ореола ороговикования.

К минторскому комплексу отнесены Турукский, Минторский, Ашуторский, Каракырский, Барскаунский, Сарычатский, Джаманэчкинский и другие массивы. Они имеют форму субсогласных сильно вытянутых трещинных интрузий, тяготеющих к зонам региональных разломов - Айтор-Керегеташскому и "Важнейшей структурной линии Тянь-Шаня". Протяженность массивов колеблется от 3-5 до 15-25 км при ширине 1-4 км. Минторский и Каракырский массивы сложены преимущественно кварцевыми диоритами. В Ашуторском, Турукском и Джаманэчкинском преобладают плаггиограниты. Барскаунский и Сарычатский массивы характеризуются широко проявленными процессами калиевого метасоматоза, в результате чего породы преобразованы в граниты с содержанием микролина до 50-60%.

Интрузии комплекса прорывают среднерифейские суекскую и сарыбулакскую свиты и верхнерифейские-ашутурукскую и терскойскую. Турукский и Каракырский массивы трансгрессивно перекрываются гравелитами и песчаниками джолколотской свиты верхнего рифея. Минторский комплекс относится к диорит-плаггиогранитовой формации, становление которой связано с развитием байкальской геосинклиналя. Т.А.Додонова в минторский комплекс включала лишь те интрузивы, которые локализованы среди эффузивов ашутурукской свиты. Возраст последней считала нижнепротерозойским, как и возраст минторского комплекса. В качестве одного из аргументов в пользу относительно древнего возраста этого комплекса Т.А.Додонова выдвигала

предположение, что источником обломочного циркона с возрастом 1270 млн. лет, который был обнаружен в перекрывающей джолколотской свите (Киселев, Королев, 1974), могли служить интрузии минторского комплекса. Дьяманэчкинский и расположенные поблизости массивы В.М.Рожанец датирует кембрием.

**ДОЛОНАТИНСКИЙ КОМПЛЕКС.** Расположен в хр.Кунгей Алатау и в восточной части Кыргызского хребта. В хр.Кунгей Алатау докембрийские интрузии впервые выделены К.Д.Помазковым в 1964 г., а в Кыргызском хребте – М.П.Кузнецовым (1975). В составе комплекса выделено три фазы.

**I фаза** габбро-диориты –  $\gamma\delta_1R_3$  д, диориты –  $\delta_1R_3$  д, образуют блок-ксенолиты размером до 3 км<sup>2</sup> в породах более поздних фаз комплекса, реже – отдельные массивы площадью до 5 км<sup>2</sup>. Породы преимущественно среднезернистые зеленовато-серые, часто гнейсовидные. Состоят в основном из широких идиоморфных табличек интенсивно сосюртитизированного плагиоклаза № 32-55 и крупных неправильной формы выделений темноцветного минерала. Последний большей частью представлен обыкновенной или уралитовой роговой обманкой, в которой наблюдаются реликты моноклинного пироксена. В интерстициях в количестве 1-3% часто встречается кварц. В кварцевых диоритах его содержание повышается до 15-20%, появляется также биотит до 10-15%, а иногда и микроклин до 5%. Акцессории: сфен, рудные минералы, циркон, апатит. По химическому составу (в среднем) породы соответствуют диоритам, отличаюсь от среднего типа диорита, по Р.Дэли, низким содержанием щелочей и повышенным количеством полевошпатовой извести.

**II фаза** порфириовидные и равномернозернистые гнейсовидные адаме: литы, гранодиориты, граниты –  $\gamma\delta_2R_3$  д. Породы имеют средне- крупнозернистое сложение, в разной степени выраженную гнейсовидную текстуру, характеризуются некоторой меланократовостью и белой окраской полевых шпатов; местами в гранитоидах (до 10-15%) содержатся порфиробласты белого микроклина размером 1-2 см. Состав: слабо зональный плагиоклаз № 32-42 (32-55%), решетчатый микроклин (15-42%), кварц (15-32%), биотит и амфибол (5-15%), причем биотит резко преобладает. Акцессории: сфен, апатит, ортит, циркон, гранат, шеедит, магнетит, ильменит, пирит. В гранитоидах

в значительной степени проявлен катаклаз, отдельные зерна нередко деформированы, кварц обладает резко мозаичным угасанием, иногда дезинтегрирован. По химическому составу (табл. I) породы в среднем соответствуют гранодиориту-граниту.

Ш фаза мелкозернистые и аплитовидные граниты, адаметиты -  $\gamma_3 R_3$  d. Среди пород второй фазы образуют трещинные тела мощностью от нескольких метров до 1-3 км и штокообразные массивы площадью до 20 км<sup>2</sup>. Характеризуются белой, светло-серой или светло-розовой окраской, лейкократовым обликом. Состав: микроклин (около 45%), кварц (35-40%), олигоклаз (10-15%), биотит (2-3%), мусковит (1-2%). Аксессуары: ортит, сфен, апатит, циркон, магнетит, пирит, ильменит. По химическому составу (табл. I) ближе всего к средним типам риолитов, по Р. Дэли. Наряду с жилами аплитов среди гранитоидов долонатинского комплекса встречаются жилы, линзы и гнезда пегматитов мощностью от 2-3 см до 0,6 м. В единичных случаях наблюдались жилы пегматоидных гранитов мощностью до 15-20 м и протяженностью в несколько десятков метров. Они сложены в основном микроклином с характерной серо-голубой окраской и кварцем, содержат немного плагиоклаза и редкие мелкие пластинки биотита и мусковита. Породами долонатинского комплекса сложены Долонатинский, Исыкатинский, Ортоурюктинский массивы.

Долонатинский массив занимает водораздельный гребень средней части хр. Кунгей Алатау. Общая длина его около 100 км, а ширина колеблется от 3 до 8 км. По данным В.А. Гриценко, массив имеет общий наклон к югу под углом 40-50°. С севера и юга он ограничен преимущественно тектоническими нарушениями, на западе тесно связан с гнейсами протерозоя, а на востоке прорван каледонскими гранитоидами. В формировании массива В.А. Гриценко выделяет четыре фазы и предполагает зональный характер строения массива. Диориты первой фазы локализируются преимущественно в краевых областях, основная часть интрузива сложена гранодиоритами второй фазы, а в ядре преобладают граниты, отнесенные к третьей фазе. В заключительную фазу образовались тела аплитовидных гранитов, жилы аплитов и пегматитов.

Исыкатинский массив расположен в Киргизском хребте. Он представляет собой межформационное дискоидальное тело пластинообразной формы площадью около 200 км<sup>2</sup>, его северный контакт падает к

югу под углом от  $30^{\circ}$  до  $80^{\circ}$  М.И.Кузнецов (1975) выделяет в массиве четыре фазы: 1) неравномерно-среднезернистые кварцевые диориты, диориты и габбро-диориты; 2) наиболее широко распространенные крупнокристаллические часто гнейсовидные порфириовидные, биотит-роговообманковые адамеллиты, граниты и граносиениты, которые образовались в процессе калиевого метасоматоза за счет плагиогранитов и тоналитов; 3) биотит-роговообманковые лейкократовые, аляскитовые среднекристаллические, иногда порфириовидные граниты и плагиограниты, встреченные в южной части массива; 4) жильные тела мелкозернистых аплитовидных и биотитовых гранитов, аплитов и пегматитов.

Ортоурюктинский массив, обнажающийся на южном склоне хр.Кунгей-Алатау, в нижних частях долин рек Орто- и Кичи-Урюкты, сложен породами двух фаз. К первой относятся гнейсовидные диориты, которые в результате наложения более поздней гранитизации местами преобразованы в гранодиориты и сиенито-диориты. Содержание калишпата в них варьирует от доли процента до 25%, а кварца - от 4 до 15%, количество биотита достигает 15-20%, актинолита - 20%. Вторая фаза представлена крупнозернистыми порфириовидными гранодиоритами и гранитами с резко выраженной гнейсовидностью. Их состав: андезин № 32-36 (25-44%), кварц (25-33%), биотит (15%), калишпат (II-30%); акцессории: циркон, апатит, ортит, пирит. Площадь Ортоурюктинского массива около 40 км<sup>2</sup>. С севера он прорван каледонскими гранитоидами, а с юга перекрыт четвертичными отложениями Иссык-Кульской впадины, поэтому форма его не ясна.

В зоне экзоконтакта массивов долонатинского комплекса на расстоянии 1 км отмечаются ороговикование и амфиболитизация. Кроме того, они окружены ореолом мигматизации. Вокруг Иссык-Кулинского массива его ширина достигает 100-150 м. Граница с гнейсами протерозоя, обнажающимися к западу от Долонатинского массива, вообще расплывчатая. В этом районе отмечается широкое распространение различных типов мигматитов и тесная перемежаемость собственно гнейсов с гранитоидным материалом. Это свидетельствует о значительном проявлении при формировании комплекса процесса анатексиса и автохтонности гранитоидов Долонатинского массива. Интрузии рассматриваемого комплекса прорывают амфиболовые сланцы куперлясайской свиты и гнейсы байсорунской свиты нижнего протерозоя (?),



песчаники и сланцы, отнесенные к чонкеминской свите среднего рифея. В хр. Кунгей Алатау, в районе пер. Кокайрык, гнейсовидные гранитоиды Долонатинского массива прорваны гранитоидами, параллелизуемыми с тасакеминским комплексом позднерифейско-вендского возраста. При определении возраста калий-аргоновым методом из Долонатинского массива по амфиболу были получены цифры 755 и 778 млн. лет, по биотиту - 755 и 810 млн. лет. Определение возраста биотита калий-аргоновым методом из Иссыккатынского массива дало цифру 695 млн. лет (Кузнецов, 1975). Все они соответствуют позднему рифею. В то же время, имеющиеся определения по биотиту из Долонатинского массива: 570, 535-545 и 378 млн. лет, - отражают влияние более поздних геологических процессов. Гранитоиды долонатинского комплекса относятся к батолитовой формации, становление которой связано с развитием байкальской геосинклинали.

**ТАБАЛЫНСКИЙ КОМПЛЕКС.** Распространен в Таласском хребте. Как "позднекембрийско-раннеордовикский интрузивный комплекс" выделен А.А. Черепановым в 1971 г. В комплексе выделено четыре фазы.

**I фаза** диориты, кварцевые диориты, габбро -  $\delta_1 R_3 t$ . Они образуют мелкие штоки размером до 5 км<sup>2</sup>, которые располагаются по периферии массивов, либо в виде ксенолитов встречаются среди образований более молодых фаз комплекса. Это темно-серые породы от мелко- до крупнозернистого сложения. Составляют в основном из плагиоклаза и темноцветных, которые в диоритах представлены амфиболом, а в габбро-пироксеном; часто присутствует кварц - до 13%, в количестве 3-5% встречается калишпат. В протолочках обнаружены апатит, сфен, пирит, ильменит, циркон. Структура призматическизернистая, габбровая, изредка монцитонитовая. А.А. Черепанов отмечает, что габбро по отношению к диоритам являются более ранними образованиями и прорываются ими.

**II фаза** гранодиориты, граниты, часто порфириовидные и гнейсовидные, кварцевые диориты -  $\gamma \delta_2 R_3 t$ . Породы характеризуются среднезернистым сложением, серой и светло-серой окраской, иногда порфириовидны, в отдельных участках резко гнейсовидны. Состав: алдезин (№ 32-36, до № 45 в центральных частях зональных зерен) (25-62%), калишпат (3-30%), кварц (10-30%), амфибол и биотит (II-20%), акцессории: апатит, циркон, сфен, пирит, ильменит, торит,

ортит, шеллит, гранат, турмалин, халькопирит. Структура призматическозернистая, изредка - монцонитовая. Химический состав пород первой фазы, при сравнении со средними типами пород, по Р.Дэли, в среднем приближается к диоритам, включая кварцевые разновидности (табл. I).

III фаза порфириовидные граниты, гранодиориты -  $\gamma_3 R_3 \pm$ . Вкрапленники образованы калишпатом, размер их I,5-2х 2-3 см. Породы имеют светло-серую окраску, крупнозернистое сложение. Состав: олигоклаз-андезин (20-45%), калишпат (25-40%), кварц (16-36%), биотит (5-10%), амфибол (0-7%); акцессории: сфен, циркон, апатит, пирит, ильменит, турмалин, флюорит, гранат. Структура гипидиоморфнозернистая. По химическому составу породы этой фазы соответствуют гранитам, кварцевым монцонитам и диоритам, в среднем отвечая дациту, по Р.Дэли. Для гранитов характерно несколько повышенное содержание щелочей (табл. I).

IV фаза биотитовые граниты -  $\gamma_4 R_3 \pm$ . Это крупнозернистые массивные породы розовато-серой окраски, на отдельных участках порфириовидные. Состав: олигоклаз № 23-28 (15-25%), калишпат (35-45%), кварц (28-35%), биотит (1-5%); акцессории: циркон, сфен, пирит, ильменит, ортит, апатит, торит, гранат, турмалин, галенит. Структура гипидиоморфнозернистая. По химическому составу ближе всего к средним типам гранита-кварцевого порфира, по Р.Дэли, отличаясь меньшим количеством щелочей.

Породами комплекса целиком сложен Табалыкский массив и значительные площади в Чичкано-Колбинском; к этому же комплексу отнесена восточная часть Ичкелетауского массива. Табалыкский массив вытянут в северо-западном направлении на 30 км при ширине 3-9 км, контакты в значительной степени тектонические; сложен породами всех четырех фаз. В Чичкано-Колбинском массиве преимущественным распространением пользуются породы третьей и четвертой фаз. В Ичкелетауском массиве, который имеет удлиненную форму, согласную с простираем вмещающих пород, и конформное внутреннее строение, площадь выхода среднезернистых порфириовидных амфибол-биотитовых гранодиоритов, отнесенных к третьей фазе табалыкского комплекса, составляет около 60 км<sup>2</sup>. В гранитоидах наблюдается линейная ориентировка биотита и амфибола, а также вкрапленников калишпата,

В экзоконтакте массивов происходит ороговикование сланцев и скарирование известняков.

Породы комплекса прорывают среднерифейскую ортотаускую и верхнерифейские сарыджонскую и чаткарагайскую свиты. Определения возраста по калий-аргоновому соотношению дали следующие результаты: по биотиту из кварцевых диоритов первой фазы было получено 493 млн. лет (Табалыкский массив), из гранитоидов - 475 и 495 млн. лет (Табалыкский массив), 465 млн. лет (Чичкано-Колбинский массив). Определения взяты из работ А.А.Черепанова и Т.А.Додоновой. Разброс цифр довольно значителен, хотя все они укладываются в интервал времени кембрий-ордовик. Это дало основание А.А.Черепанову датировать комплекс поздним кембрием - ранним ордовиком. Но расположенные в непосредственной близости карбонатные осадки бешташской свиты, содержащие фауну от нижнего кембрия до среднего ордовика включительно, не испытали контактового воздействия интрузий табалыкского комплекса. В это время в районе Таласского краевого массива, где в основном локализованы характеризуемые интрузивы, тектоническая обстановка была относительно стабильной. Скорее всего, внедрение интрузий комплекса происходило в докембри, в частности в поаднем рифее, в связи с формированием байкалид \*). Интрузии табалыкского комплекса обнаруживают черты сходства с образованиями позднерифейского ирдикского комплекса и, возможно, синхронны. Т.А.Додонова в 1974 г. Табалыкский и Ичкелетауский массивы отнесла к позднепротерозойско-кембрийскому возрасту, а Чичкано-Колбинский массив целиком к позднему ордовик, не выделяя в последнем более древних образований.

**ИРДИКСКИЙ КОМПЛЕКС.** Распространен в хр. Терской Алатау и на влжном склоне Джумгалского хребта. Впервые доордовикские, условно

---

\*) Уже после составления данной работы были получены результаты определения возраста гранитоидов Табалыкского массива срипец-свинцово-изохронным методом по цирконам и плагиоклазам. Возраст оказался равным 1100 млн. лет, что соответствует среднему рифею. Проба была отобрана из светло-серых массивных порфиридовит-биотит-амфиболовых гранодиоритов на левом борту долины р. Чон-Чичкан.

протерозойские, гранитоиды в восточной части хр. Терской Алатау были установлены В.Г. Королевым в 1954 г. Последующие исследователи считали их каледонскими. Вновь докембрийские интрузии в этом районе выделены в 1972 г. Ш.П. Кузнецовым и Д.В. Жуковым. В целом данный комплекс изучен слабо, в его составе выделено четыре фазы.

I фаза диориты, кварцевые диориты, габбро-диориты -  $\delta_1 R_3$  i. Расположены в виде ксенолитов среди пород последующих фаз и нередко подвергаются гранитизации, поэтому состав их непостоянен. В основном сложены андезитом (№ 43-48) 50-60%, амфиболом 25-30%, биотитом 2-10%; изредка встречается пироксен до 15%. По амфиболу развивается актинодитовая роговая обманка. Иногда, особенно в приконтактных гранитизированных участках, амфибол биотитизирован, появляется кварц и микроклин (до 10-15%). Акцессории: сфен, апатит, магнетит, ильменит, циркон, ортит.

II фаза гнейсовидные порфириовидные гранодиориты, тоналиты -  $\gamma \delta_2 R_3$  i. В верховьях рек Тон и Тоссор они обладают резко выраженной гнейсовидностью, меланократовостью и содержат много мелких ксенолитоподобных обособлений диоритового состава. В других участках гнейсовидность и меланократовость выражены слабее. Порфириовидные выделения распределены неравномерно, иногда они расположены согласно с гнейсовидностью, размер их варьирует от 0,5 x 1 см до 2x5 см. В общем же для данных гранитоидов характерны средне- и крупнозернистое сложение, серая, темно-серая и светло-серая окраска. В их образовании заметную роль играли процессы гранитизации и метасоматоза. Состав: андезит № 30-35 (35-60%), микроклин (10-30%), кварц (15-25%), роговая обманка (3-20%), биотит (10-15%); акцессории: ортит, апатит, циркон, сфен, магнетит. Распространено замещение плагиоклаза калишпатом. Структура гипидиоморфнозернистая, часто отмечаются следы катаклаза. Химический состав пород второй фазы варьирует в широких пределах (от меланократового гранита до диорита), подчеркивая большую роль при их образовании процессов гранитизации и контаминации, в результате чего местами возникли породы неравновесного состава, а по петрохимическим особенностям не имеющие аналогов среди обычных интрузивных образований (табл. I). Усредненный состав пород

этой фазы ближе всего к кварцевому диориту.

Ш фаза: порфириовидные адалеллиты, гранодиориты, граниты -  $\gamma_3 R_3$  1. Породы имеют среднезернистое сложение, зеленовато-светло-серую и серую окраску. Характерно наличие белых или слабо зеленоватых порфириовидных выделений калишпата размером в среднем  $1 \times 2,5$  см, которые большей частью располагаются беспорядочно, но иногда ориентированы субпараллельно. Состав: олигоклаз - андезин № 28-35 (40-45%), микроклин (20-35%), кварц (20-25%), биотит (7-10%), роговая обманка (0-3%); акцессории: апатит, циркон, сфен, ортит, рутил, ильменит, пирит. Структура гипидиоморфнозернистая, часто со следами катаклаза. По химическому составу (табл. I) породы соответствуют гранодиориту.

IV фаза мелко-среднезернистые граниты, гранодиориты -  $\gamma_4 R_3$  1. Они слагают тела размером 10-50 км<sup>2</sup> в западном окончании хр. Терской Алатау и в долине р. Барскаун. Породы имеют светло-серую окраску. Состав: плагиоклаз № 18-29 (25-35%), решетчатый микроклин (26-38%), кварц (28-34%), биотит (4-7%), мусковит (0-1%); акцессории: магнетит, ортит, циркон, апатит, торит, сфен, пирит, ильменит, гранат, флюорит. Структура гипидиоморфнозернистая, участками мирмеkitовая; нередко наблюдаются следы катаклаза. В мелкозернистых разностях отмечена гранулитовая структура.

Породы комплекса занимают большую часть описываемого в прошлом как единое целое "Терской батолита", в котором к настоящему времени выделен ряд отдельных разновозрастных массивов. Гранитоидами ирдынского комплекса сложен Ирдынский (220 км<sup>2</sup>), Тамгинский (500 км<sup>2</sup>), Джаргылчакский (250 км<sup>2</sup>), Тонский (475 км<sup>2</sup>), Улахольский (280 км<sup>2</sup>), Сарынский (50 км<sup>2</sup>) массивы и отдельные участки в других массивах. Контактное воздействие интрузий комплекса на вмещающие образования изучено слабо. В долинах рек Чон-Кызылсу и Каракол при выклинивании гранитоидов третьей фазы отмечалась постепенная смена их толщей мигматитов, образовавшихся по породам атджайлауской толщи.

Интрузии ирдынского комплекса прорывают атджайлаускую толщу предположительно нижнего протерозоя, верхнерифейские свиты: терской, улахольской и талдысуйской, - а также арасанскую толщу рифейского возраста. Сами они прорываются гранитами вендского ал-

торского комплекса и третьей фазой позднеордовикского сусамырско-го комплекса. В долине р. Каракол гранитоиды третьей фазы описываемого комплекса трансгрессивно перекрываются конгломератами караджоргинской свиты среднего кембрия - нижнего ордовика. Определения возраста калий-аргоновым методом дали цифры 400-475 млн. лет (Т.А. Додонова, Б.В. Семенов), соответствующие ордовику-силуру, что можно объяснить активностью каледонских тектоно-магматических процессов, проявившихся в этом районе. Б.В. Семенов и А.Ф. Лопин в 1978 г. в западном окончании хр. Терской Алагау выделили два позднепротерозойских (?) комплекса со своими фазами (терсторский и букторский), которые в общем могут соответствовать характеризующему ирдикскому комплексу. Интрузивные образования ирдикского комплекса отвечают батолитовой формации байкальского цикла.

### П О З Д Н Е Р И Т Е Й С К О - В Е Н Д С К И Е И Н Т Р У З И В Н И Е П О Р О Д Ы

**ТАСАКЕМИНСКИЙ КОМПЛЕКС.** Распространен в хребтах Кунгей Ала-тау, Заилийском и Киргизском. Как "позднепротерозойский (?) гра-нитойдный комплекс" описан Р.М. Израилевой в 1968 г. В составе комплекса выделено четыре фазы.

**I ф а з а** габбро-диориты, габбро -  $\gamma\delta_2R_3-Vt$ . Породы состоят преимущественно из плагиоклаза, часто полностью сосори-тизированного, и роговой обманки или диопсида, последний замеща-ется амфиболом и биотитом. Местами наблюдаются переходы в квар-цевые диориты, в которых появляется кварц до 10-15% и калишпат в количестве 2-5%. Породы первой фазы образуют мелкие штоки и не-большие линейно-вытянутые тела, располагающиеся в непосредствен-ном соседстве с выходами пород более поздних фаз.

**II ф а з а :** слабо гнейсовидные гранодиориты, тоналиты, кварцевые монцититы -  $\gamma\delta_2R_3-Vt$ . Породы имеют среднезернистое сло-жение, серую окраску, почти всегда наблюдается слабо выраженная гнейсовидность, подчеркиваемая субпараллельным расположением шли-ровых образований. Состав гранодиоритов: слабо зональный андезит № 36-38 (45-58%), кварц с резко волнистым, нередко мозаичным уга-санием (15-25%), решетчатый микроклин (12-30%), роговая обманка (3-10%), биотит (5-15%). Аксессуары: сфен, апатит, ортит, циркон,

торит, встречаются магнетит, галенит. Структура blastsгипидиоморфнозернистая, участками гипидиоморфнозернистая. Среди пород второй фазы резко преобладают гранодиориты. Тоналиты и особенно кварцевые монцитоны развиты преимущественно в краевых частях массивов, их появление, возможно, обусловлено процессами контактирования.

III фаза порфиroidные адамеллиты, гранодиориты -  $\gamma\delta_{3V_3-Vt}$ . От пород второй фазы отличаются наличием порфиroidных выделений калишпата и более лейкократовым составом. Гнейсовидность в них, как правило, не наблюдается. Размер порфиroidных выделений колеблется от 2 до 10 см, а количество иногда достигает 30-35%. Породы сложены олигоклазом № 28-30 (35-45%), микролин-микропертитом (20-30%), кварцем (20-30%), биотитом (2-5%), иногда присутствует роговая обманка до 5-7%; акцессории: сфен, циркон, апатит, флюорит, ортит, пирит, галенит, халькопирит, гранат, торит, ильменит, магнетит. Для пород характерна позднемагматическая калишпатизация. По петрохимическим особенностям (табл. I) породы третьей фазы ближе всего соответствуют средним типам гранитов, по Р.Дэли, но отличаются меньшим количеством кремнекислоты, содержат больше глинозема и щелочей, преимущественно за счет натрия.

IV фаза мелкозернистые гранодиориты -  $\gamma\delta_{4,53-Vt}$ . Образуют пластовые и жилобразные залежи площадью до 4 км<sup>2</sup> преимущественно среди пород второй фазы. Имеют розовато-серую окраску, иногда слабо порфиroidны и огнейсованы. Состав: слабо зонального плагиоклаза 46-47%, микропертита 19-20%, кварца 26-27%. Акцессории: сфен, апатит, ортит, циркон, рудные минералы.

Породами тасакеминского комплекса сложены массивы: Тасакеминский, Чонкеминский, Джночолпонатинский, Атамкулский, Боординский, Аспаринский и др. Тасакеминский массив, площадью около 120 км<sup>2</sup>, в плане имеет овальную форму, несколько вытянут в северо-восточном направлении, относится к группе дискордантных тел. Массив сложен породами всех четырех фаз. Прорывание гранодиоритов второй фазы порфиroidными адамеллитами третьей фазы установлено Е.Л.Бутаковой в 1951 г. В зоне экзоконтакта в амфиболовых сланцах куперлисайской свиты в полосе шириной 200-300 м отмечается орго-

викование и пиритизация, актинолит превращен в темно-зеленую роговую обманку, местами появляются полоски и линзочки гранат-эпидотового скарна мощностью до нескольких сантиметров. Гнейсы она-рыжской и тегерментинской свит в зоне шириной от 1-2 до 400-600 м преобразованы в своеобразные роговиковые породы, по внешнему облику напоминающие интрузивные образования. Они имеют такой же состав, как и гнейсы: плагиоклаз (андезин), микропертит, кварц, роговая обманка, биотит, - но характер структур в них иной: преобладает роговиковая структура, встречается гломеробластовая, пойкилобластовая, структура наполненных полевых шпатов.

Гранодиоритами второй фазы тасакеминского комплекса в основном сложены Чонкеминский (70 км<sup>2</sup>), Южночолпантинский (60 км<sup>2</sup>), Атамкулский (23 км<sup>2</sup>) массивы. Южночолпантинский массив, расположенный в приводораздельной части хр.Кунгей Алатау, по данным В.А.Грищенко, - широтно вытянутое батолитоподобное тело с умеренно крутыми контактами (55-70°) и, возможно, общим падением на север. Сложен он порфировидными гранодиоритами, кварцевыми монцонитами, адамеллитами и гранитами, среди которых В.А.Грищенко выделяет три субфазы с изменчивыми взаимоотношениями: то интрузивными, то фашиальными. Атамкулский массив находится на южном склоне хр.Кунгей Алатау. Представляет собой удлиненное тело, вытянутое в северо-восточном направлении, контакты крутые, имеют преимущественно северо-западное падение. Массив сложен мелко-среднезернистыми гнейсовидными гранодиоритами, гнейсовидность обусловлена неравномерным распределением темноцветных минералов. Вмещающие интрузив сланцы в ореоле 250-350 м роговикованы.

В Аспаринском массиве, расположенном в Киргизском хребте, гнейсовидные габбро и диориты первой фазы образуют крупные ксенолиты и останцы кровли среди гранитоидов пестрого состава, представленных гранодиоритами, кварцевыми монцонитами, кварцевыми диоритами и гранитами, которые связаны между собой фашиальными переходами. Внешне породы довольно однообразны, имеют серую или зеленовато-серую окраску, среднезернистое равномернокристаллическое сложение, слабо гнейсовидны. Гнейсовидность под различными углами чаще всего наклонена в южных румбах. Адамеллиты последующей фазы слагают мелкие (до 1 км<sup>2</sup>) обособленные пологие и штокообразные тела. Завершается формирование Аспаринского массива об-



разованием даек и пологих залежей лейкократовых гранитов мощностью от 10 до 200 м. Ширина контактового ореола достигает 1,5 км. Алевролиты, сланцы и песчаники превращены в роговики и амфиболиты. Непосредственно у контакта отмечается зона инъецирования, характеризующаяся развитием послонных даек, жил и прожилков.

Северокарабулакский (10 км<sup>2</sup>) и Боординский (24 км<sup>2</sup>) массивы сложены порфиридовидными адамеллитами и гранодиоритами третьей фазы. В Боординском массиве распространены также граниты, в породах широко развит катаклиз. Контактное воздействие проявлено слабо. Вмещающие амфиболовые сланцы куперлисайской свиты в пределах 100 м ороговикованы. Контакты массивов крутые, а сами они имеют форму штоков.

Гранитоиды тасакеминского комплекса прорывают из наиболее молодых верхнерифейские туускую и торайгырскую свиты. Гранодиориты Джночолпонатинского массива интродуцируют гранитоиды поздне-рифейского долонатинского комплекса, и, по данным В.А.Гриценко, прорываются позднеордовикскими гранитами. Галька порфиридовидных гранитов Боординского массива, по данным В.А.Макарова, встречается в конгломератах курсайской свиты (аналог караатинской свиты нижнего кембрия (?). Таким образом, можно заключить, что образование данного комплекса произошло в период времени от позднего рифея до начала кембрия. Породы комплекса относятся к габбро-монцит-гранодиоритовой формации и, вероятно, связаны с началом байкальских орогенических движений, которые имели место на границе рифея и венда. Т.А.Додонова в 1974 г. часть интрузий рассматриваемого комплекса включила в состав диорит-плагиогранитового позднепротерозойско-кембрийского комплекса, другие - в позднекембрийско-раннеордовикский монцитовый или в позднеордовикский гранитоидный комплекс. М.П.Кузнецов (1978) тасакеминский комплекс параллелизует с позднерифейским иртышским. Определение возраста по биотиту калий-аргоновым методом дало большой разброс значений, что лишней раз подтверждает ненадежность этого метода датировки интрузивных образований в районах с многократным проявлением тектоно-магматических процессов. Результаты такие: Аспаринский массив (В.П.Морозов) - 590 млн. лет (I фаза) и 510 и 570 млн. лет (2 фаза); Джночолпонатинский массив (В.А.Гриценко) -

## ВЕНДСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

**ТЕРЕКСКИЙ КОМПЛЕКС:** диориты, кварцевые диориты -6, V ?t. К этому комплексу относятся несколько небольших (до 7 км<sup>2</sup>) дискордантных и субогласных интрузивов (Среднетерекский, Кумбельташский, Кочкоратинский), обнажающихся на южном склоне Чаткальского хребта в бассейнах правых притоков р.Кассансай. Впервые он выделен М.Д.Гесем и Г.И.Макарычевым (Гесь, 1971, 1972; Макарычев, Гесь, 1971) под названием "среднетерекский раннепалеозойский интрузивный комплекс".

Рассматриваемый комплекс внедрился в одну фазу и представлен средне- и мелкозернистыми серыми и зеленовато-серыми породами диоритового облика, состоящими из плагиоклаза № 36-44, роговой обманки, биотита, кварца, иногда калиевого полевого шпата и акцессорных минералов (ортит, апатит, сфен, циркон, рутил, магнетит, титаномagnetит). По количественным соотношениям породообразующих минералов установлены постепенные переходы от диоритов до кварцевых диоритов или до амфиболового габбро. Химический состав пород комплекса (табл.6) соответствует эталонным составам амфибол-биотитового диорита или габбро, по Ноккольдс.

Контактные изменения вмещающих сланцевых пород выразились в ороговиковании и местами в образовании в них мелких порфиробластов плагиоклаза. Вендский (?) возраст терекского комплекса определяется тем, что его интрузивные образования прорывают отложения рифейской штамбердинской толщи и дубурсайской толщи рифея-венда, а сами в виде ксенолитов находятся среди гранитоидов вендского (?) зексайского комплекса.

**ЗЕКСАЙСКИЙ КОМПЛЕКС.** Распространен на юго-восточном склоне Чаткальского хребта, в бассейне р.Кассансай. К нему относятся Зексайский, Саярдыкский массивы и несколько мелких тел. С процессом формирования зексайского комплекса Г.И.Макарычев и М.Д.Гесь (Гесь, 1971, 1972; Макарычев, Гесь, 1971) связывают образование зон фельдшпатизации в кристаллических сланцах нижнего протерозоя (?) и рифея (или рифея и нижнего палеозоя в датировке этих авто-

ров). Крупные массивы комплекса сформировались в две фазы.

I фаза гранодиориты, тоналиты, часто гнейсовидные  $\gamma_2$  и  $\gamma_1$ . Наибольшее развитие образования этой фазы получили в Зексайском и Саардыкском массивах; большая часть которых сложена светло-серыми, розовато-серыми крупно-среднезернистыми неравномернозернистыми, часто порфиробластовыми, гнейсовидными гранитоидного облика породами, среди которых определяются гранодиориты, тоналиты и участками гранодиорито-гнейсы и тоналито-гнейсы. Для них характерны ярко выраженные такситовые микроструктуры, обусловленные непостоянством зернистости (от сотых долей миллиметра до 3-7 мм) и неравномерным распределением породообразующих минералов. Микроструктуры варьируют даже в пределах одного шлифа от бластических (гранолепидобластовая, гетеробластовая, гломеробластовая) до гипидиоморфнозернистой и монзонитовой. Это разнообразие текстурно-структурных свойств создает частые переходы от пород гнейсового к породам интрузивного облика.

Непостоянны также количественные соотношения породообразующих минералов, несколько различные для Зексайского и Саардыкского массивов. Содержания породообразующих минералов колеблются в следующих пределах (в объемных %): а) Саардыкский массив: плагиоклаз (№ 24-40) 46-70 (средн. 54,2), микроклин-пертит 0-14,5 (4,9), кварц 24-37 (27,2), биотит 5-18 (11,7), роговая обманка 0-5 (1,0); б) Зексайский массив: плагиоклаз 50-64 (средн. 58,4), микроклин-пертит 3-18,5 (8,7), кварц 21-39 (28,0), биотит 2-6 (3,8), роговая обманка 0-4 (1). Аксессуары минералы в обоих массивах содержатся в количествах до 1% и представлены цирконом, апатитом, магнетитом, сфеном, ильменитом, титаномagnetитом, реже гематитом и пиритом. Изменчивость содержаний породообразующих минералов приводит к постепенным переходам от тоналитов к гранодиоритам, а с приближением - к контактам с вмещающими породами и к кварцевым диоритам. В петрохимическом отношении (табл. 6) гранитоиды первой фазы зексайского комплекса принадлежат паназитовому и нормальному рядам пород. Большинство анализов из этих образований близко к типовым гранодиориту, тоналиту, реже адамеллиту, по Ноккольдс.

II фаза: лейкократовые среднезернистые граниты  $\gamma_2$  и  $\gamma_1$ . Эти массивные розоватые граниты внедрились вдоль западно-

го контакта Саардыкского массива и прорвали гранитоиды первой фазы и вмещающие сланцы рифея. Они обнаруживают гипидиоморфнозернистую структуру и следующий минеральный состав: плагиоклаза (№ 10-15) 30%, микроклин-пертита 35, кварца около 35%, незначительное количество мусковита и акцессорных минералов (циркон, апатит, магнетит). По химическому составу они наиболее близки к эталонному щелочному риолиту, по Ноккольдс, но отличаются от него меньшей суммой щелочей (за счет натрия) и большим содержанием калия.

Наиболее крупный массив рассматриваемого комплекса - Зексайский представляет собой куполовидное тело, современный эрозийный срез которого имеет форму слабо вытянутого в северо-северо-западном направлении овала площадью около 150 км<sup>2</sup>. Он сложен гранитоидами первой фазы. Контакты массива и гнейсовидность его пород следуют согласно залеганию вмещающих сланцев нижнего протерозоя (?) и рифея. Массив окружен ореолом послышних мигматитов шириной от 100 м до 1 км с постепенным переходом от гранитоидов к вмещающим породам в последовательности: гранитоиды-небулиты - послышные мигматиты со все увеличивающимся количеством "прослов" сланцев, содержащих порфиробласты плагиоклаза и микроклина.

Саардыкский массив имеет неправильную слабо вытянутую в северо-западном направлении форму с площадью современного эрозийного среза в 35 км<sup>2</sup>. Очертания его контактов в плане очень извилисты, что обусловлено сложными взаимоотношениями гранитоидов первой фазы, слагающих большую часть массива, со складчатой структурой сланцев рифея. На большем протяжении контакты субсогласны слоистости. На некоторых участках граница массива с вмещающими породами проходит вкрест простирания последних. В таких случаях слоистость сланцев как бы продолжается гнейсовидностью гранитоидов. При этом там, где вмещающие сланцы биотитовые, директивные текстуры гранитоидов образованы биотитом и, наоборот, у контакта с амфиболсодержащими породами гранитоиды обогащены амфиболом, что указывает на влияние состава вмещающих пород на состав гранодиоритов массива.

Учитывая такие характерные признаки зексайского комплекса, как унаследованность текстур и тесную зависимость состава гранитоидов от состава вмещающих пород, постепенные переходы между

вмещающими породами и гранитоидами, смену бластических микро-структур интрузивными, приходим к выводу об автохтонном характере его массивов. По составу и особенностям строения зексайский комплекс относится к формации гранодиорит-тоналитовых батолитов (по В.А.Кузнецову, 1964). Вендский возраст зексайского комплекса определяется следующими соображениями. Его образования имеют горячие контакты с семизсайской свитой нижнего протерозоя (?), иштамбердинской толщей рифея и дубырсайской толщей рифея-венда, а продукты их размыва находятся в конгломератах нижнего силура.

**ДЛАЙЛМИНСКИЙ КОМПЛЕКС** - щелочнополевошпатовые амфиболовые и биотитовые граниты - **г. 1**. Распространен в Заилийском хребте. Протерозойские граниты в этом районе впервые выделены и подробно описаны В.А.Грищенко и В.И.Киселевым в 1977 г.

Граниты слагают Длайлминский массив триангльной формы площадью более 36 км<sup>2</sup>. Породы имеют розовато-серую и розово-бурую окраску, крупно- и грубокристаллическое сложение. Состав: микроклин-пертит (30-70%), альбит-олигоклаз (5-30%), кварц (20-25%), роговая обманка (1-5%), биотит (1-8%). Местами количество амфиболов увеличивается до 20%, а кварца уменьшается до 10-15% и породы переходят в меланократовые граносиениты. Структура гранитовая. Аксессуары: магнетит, ортит, ильменит, циркон, флюорит, апатит, торит, пирит, арсенопирит, галенит, молибденит. В химическом отношении (табл.1) граниты ближе всего к щелочным гранитам, они характеризуются высоким содержанием щелочей и пониженным - полевошпатовой извести. Среди крупнозернистых гранитов встречаются единичные пологие жилы мощностью 0,2-12 м аплитовидных гранитов и гранит-порфиров жильной фазы.

Граниты длайлминского комплекса прорывают гнейсы и амфиболиты тегерментинской свиты нижнего протерозоя (?) и позднерифейскую ичкесуйскую толщу: ксенолиты гнейсов превращены в биотит-магнетит-эпидот-альбитовые роговики. Сами граниты прорываются гранитоидами позднеордовикского сусамырского комплекса. Определение возраста калий-аргоновым методом по роговой обманке дало цифры 600 и 710 млн. лет (В.А.Грищенко), что соответствует позднему рифею и венду. Породы комплекса относятся к аляскитовой формации. Внешне и по петрохимическим особенностям они близки айторским гра-

нитам, для которых получены сходные радиологические определения возраста. По-видимому, эти комплексы синхронны, и время образования джайльминских гранитов также относится к позднеорогенной стадии байкальского цикла.

В.А.Грищенко и В.И.Киселев в 1977 г. в пределах Джайльминского массива выделили граниты двух разновозрастных комплексов ("ранний и поздний верхнепротерозойские гранитоидные комплексы"), между которыми отмечают интрузивные взаимоотношения.

**АЙТОРСКИЙ КОМПЛЕКС** - щелочнополевошпатовые биотитовые и амазонитовые граниты -  $\gamma$  а. Распространен на северном склоне хр.Терской Алагау. Как "граниты и гранодиориты атдлайлуского типа" выделены Д.М.Шендоровичем и В.А.Макаровым в 1960 г. К докембрийскому возрасту впервые отнесены М.П.Кузнецовым в 1972 г.

Граниты имеют крупнозернистое до грубозернистого сложение, светло-серый, розовато-серый и розовый цвет. Состав: микроклин (40-60%), кварц (30-35%), плагиоклаз № 14-20 (10-20%), биотит 3-5%), амфибол (0-5%). Структура гипидiomорфнозернистая. Микроклин содержит от 10 до 40% пятнистых и петельчатых пертитов замещения. Акцессории: циркон, магнетит, ортит, флюорит, торит, монацит, сфен, апатит, турмалин, ильменит, гранат, пирит, рутил, топаз. Для гранитов характерна интенсивная серицитизация, местами альбитизация плагиоклаза и замещение его калишпатом; отмечается мусковитизация биотита. В петрохимическом отношении породы лейкократовые, пересыщены кремнеземом и слабо пересыщены глиноземом (табл. I).

Породы комплекса слагают Айторский, Верхнетонский и северо-восточную часть Джаргылчакского массива. Айторский массив протягивается вдоль Айтор-Керегеташского разлома на расстояние 35 км при ширине 2-4 км. С.А.Лесков в 1977 г. выделил в нем гранитоиды трех фаз. Первая фаза представлена равномерно-крупнозернистыми лейкократовыми биотитовыми гранитами серого и светло-серого цвета; в резко подчиненном количестве присутствуют граниты с незначительным содержанием роговой обманки. Породы первой фазы слагают основную часть массива. По направлению к кровле они постепенно переходят в средние- и мелкозернистые розовые граниты, в которых развиты линзовидные тела пегматоидного сложения с турмалином,

флюоритом, топазом. Граниты приапикальной части мусковитизированы и содержат повышенное количество флюорита. Вторая фаза — серые мелкозернистые биотитовые и лейкократовые граниты, в которых развиты зоны альбитизации, грейзенизации, содержащие турмалин и топаз. Контакт с крупнозернистыми гранитами нестчетливый, без зоны закалки. К третьей фазе С.А.Лесков отнес дайкообразные тела гранит-порфиров. Но последние, возможно, являются девонскими и связаны с проявлениями девонского вулканизма вдоль Айтор-Керегеташского разлома. В южном эндоконтакте крупнозернистые граниты Айторского массива в полосе шириной от нескольких сотен метров до 1-1,5 км становятся мелкозернистыми, приобретают порфировидное сложение. Вкрапленники размером 1-2 см представлены голубовато-серым или розовым микроклином; реже встречаются порфировидные выделения кварца.

Верхнетонский массив размером около 90 км<sup>2</sup> имеет форму трещинной интрузии, приуроченной к зоне Айтор-Керегеташского разлома. Сложен крупно-среднезернистыми розовато-серыми гранитами следующего состава: решетчатого микроклина с пертитамы замещения 30-40%, кварца 25-35%, 25-30% альбит-олигоклаза, 4-5% высокожелезистого биотита; в количестве до 0,5-1% присутствует флюорит. Акцессории: ортит, циркон, торит. Структура гранитовая с почти повсеместным проявлением катаклаза. Иногда отмечается слабая гнейсовидность. В гранитах наблюдается позднемагматическая калишпатизация и связанная с пневматолитовыми процессами альбитизация и мусковитизация, встречаются тонкие (до 1 мм) прожилки чистого альбита. Среди крупнозернистых гранитов располагаются рвущие их тела неправильной формы до нескольких сотен метров в поперечнике, сложенные мелкозернистыми гранитами такого же состава, имеющими порфировидную аплитовидную структуру. Вдоль северного эруптивного контакта Верхнетонского массива с гранодиоритами второй фазы позднеэрифейского ирдыкского комплекса в гранитах отмечается зона амазонитизации шириной до 100 м, в которой они приобретают светлый голубовато-зеленый цвет и состоят из примерно равных количеств кварца, слабо пелитизированного решетчатого микроклина и таблечек альбита; биотит в таких участках замещен светло-зеленой слюдой. Помимо зон амазонитизации встречаются жилы амазонитовых

пегматитов мощностью от 10-50 см до 2-3 м.

Контактовое воздействие Интрузии айторского комплекса изучено очень слабо. Контакты массивов в большинстве случаев тектонические. Граниты прорывают метаморфические образования нижнепротерозойской (?) алдайлауской толщи, терсейскую свиту верхнего рифея и позднерифейские гранитоиды ирдыкского комплекса. Граниты Айторского массива трансгрессивно перекрываются вулканитами талдысуйской свиты среднего - верхнего девона и вулканогенно-терригенными породами визейского возраста. Определение возраста айторских гранитов из долины р. Чон-Кызылсу по биотиту дало цифру  $706 \pm 10$  млн. лет (данные М.П. Кузнецова). Наряду с этим из того же массива имеются определения по биотиту 426 млн. лет и по амфиболу 382 млн. лет (Т.А. Додонова). Граниты айторского комплекса относятся к формации лейкократовых гранитов и, вероятно всего, образовались в период орогенетических движений, завершающих формирование байкалид в Северном Тянь-Шане. С.А. Лесков считает возраст комплекса ранне-среднедевонским. Т.А. Додонова датировала мелкозернистые граниты краевой фации Айторского массива поздним девоном - ранним карбоном.

**БАБАХАНСКИЙ КОМПЛЕКС** - плагиограниты, плагиогранит-порфиры -  $\gamma$  и  $\beta$ . Распространен в западной части Таласского хребта, где слагает одноименный массив, сопровождаемый серией более мелких тел. Выделен Ш.Ш. Сабдушевым в 1964 г.

Разные исследователи в формировании комплекса устанавливают разное количество фаз. По мнению В.Н. Кривошуйской и Ш.Ш. Сабдушева, их четыре, Т.А. Додонова выделяет две фазы. Самыми ранними являются плагиогранит-порфиры, в более крупных телах переходящие в мелкозернистые плагиограниты. Они образуют послойные залежи мощностью от 15 см до 150 м в экзоконтактовой зоне Бабаханского массива и встречаются в виде ксенолитов в его прикровельной части. Т.А. Додонова относит их к корковой фации. Мелкозернистые плагиограниты состоят из плагиоклаза (50-70%), кварца (20-35%), микроклина (5-15%), биотита (0,5-1%), мусковита (0,5-1%). Структура порфировидная, вкрапленники образованы плагиоклазом, реже кварцем и биотитом. Основная масса характеризуется аллотриформной и гипидиоморфной структурой. Плагиоклаз во вкрапленниках представлен



олигоклазом № 25-30, а в основной массе соответствует альбиту № 8-10. Основная часть Бабаханского интрузива сложена серыми среднезернистыми плагиогранитами с план-параллельной текстурой за счет ориентированного расположения пластинок биотита. В центре массива, где предполагается прогиб кровли, среднезернистые породы постепенно сменяются мелкозернистыми. Состав плагиогранитов: зональный плагиоклаз № 20-30 (55-70%), кварц (18-30%), решетчатый микроклин (3-7%), биотит (3-6%), мусковит (до 1%), единичные зерна роговой обманки. Аксессуары: ортит, сфен, апатит, циркон, рутил, магнетит, пирит, галенит. Структура гипиноморфнозернистая до порфировидной в мелкозернистых разностях. По периферии на западе и востоке массив окаймлен полукольцевыми оторочками среднезернистых плагиогранитов с неориентированными чешуйками биотита. Эти плагиограниты имеют такой же состав, как и в основной части массива, но отделены кольцевым разломом. В заключительную стадию образовались жильные аплиты, пегматиты и гранит-порфиры. По химическому составу (табл. I) породы комплекса соответствуют гранитам, они отличаются невысоким содержанием железа и резким преобладанием натрия над калием.

Бабаханский массив (6х10 км) в плане характеризуется овальными очертаниями. Он имеет воронкообразную этмолитоподобную форму с прогнутой в центральной части кровлей и небольшой общей наклон к юго-западу. Контакты падают под массив под углом 60-80°, южный контакт осложнен кольцевым разломом. С южной и восточной стороны массив окаймлен полукольцом даек и линзовидных залежей, сложенных плагиогранитами и плагиогранит-порфирами. Ширина ореола ороговикования колеблется от 200-300 м до 4 км, достигая максимума в северо-восточном экзоконтакте. Преобладают кварц-биотитовые, меньше распространены биотит-кварц-амфиболовые роговики. К юго-западу от Бабаханского массива на расстоянии 3-4 км во вмещающих сланцах отмечаются серицитизация, окварцевание, альбитизация, наблюдаются кварцевые жилы.

Плагиограниты бабаханского комплекса приурочены к Каратау-Таласской многоэпизинаклинали. Возраст их проблематичен. Они прорывают сарыджонскую и чаткарагайскую свиты верхнего рифея и рифей-вендскую князьбельскую свиту. Формирование их, скорее всего, про-

исходило в условиях платформенного режима в близповерхностной обстановке. Вполне вероятно их парагенетическая связь с кислыми эффузивами курганской свиты вендского возраста. Ш.Ш.Сабдошев и Е.Н.Горецкая (1968) связывают образования бабаханского комплекса с раннекаледонскими тектоническими движениями: по мнению Ш.Ш.Сабдошева, их возраст ранне-среднекембрийский, Е.Н.Горецкая считает, что их внедрение происходило на границе кембрия и ордовика. Т.А.Додонова датирует их поздним протерозоем-кембрием. При определении возраста биотита из Бабаханского массива калий-аргоновым методом были получены цифры 442, 452 и 490 млн. лет, соответствующие ордовика. Но для Северного Тянь-Шаня, где были очень интенсивны каледонские движения, определение возраста более древних образований калий-аргоновым методом не всегда дают надежные результаты.

**ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ АМФИБОЛИЗИРОВАННЫЕ И ЭКЛОГИТИЗИРОВАННЫЕ ГАББРО И ГАББРО-ДИАБАЗЫ - УРВ.** Распространены в западной части Киргизского хребта и встречаются во всех докембрийских толщах Макбальского поднятия, включая макбальскую, нельдинскую, ачикташскую и каиндинскую свиты. Эти породы образуют несколько сотен согласных, субсогласных, реже секущих тел. Длина их варьирует от первых десятков метров до 8,5 км при мощности 0,5-500 м. Более мелкие маломощные тела часто будинированы. Отчетливой закономерности в их локализации не отмечается, но наиболее значительные скопления этих массивов приурочены к крыльям и ядерным частям крупных складчатых структур.

По составу преобладают амфиболиты, в отдельных телах в них наблюдаются реликты габбровой и диабазовой структуры, а также сохранившиеся остатки амфиболитизированного габбро. В.А.Макаровым и А.Г.Разбойниковым в редких случаях были отмечены реликты миндалекаменной текстуры. Эклогиты разной степени измененности встречены только на участке Ачикташ, где отсутствуют крупные тела амфиболитов и широко развиты явления будинажа. Все эти породы имеют близкий химический состав и связаны между собой постепенными переходами. По мнению Т.А.Додоновой, описываемые образования представляют собой в различной степени метаморфизованные породы корневых час-

тей протерозойской трапповой формации. Контакты с вмещающими метаморфическими породами резкие, обычно прямолинейные, реже слегка извилистые. Контактные изменения в большинстве случаев практически отсутствуют, лишь на участках Сарыбулак и Курганташ в экзоконтакте крупных линзообразных залежей амфиболитов доломиты нельдинской свиты в полосе шириной 50–200 м превращены в белые и розовые мраморы, а на левобережье р. Утур наблюдались маломощные (3 м) пироксеновые скарны.

По данным В.А. Макарова, среди амфиболитов выделяются гранатовые, альбитовые, альбит-поизитовые и гранат-поизитовые разновидности. Границы между ними весьма условны. Тела амфиболитов иногда окаймлены узкими (0,2–0,8 м) оторочками эпидот-альбит-хлоритовых, поизит-карбонатно-альбитовых и антофиллит-мусковит-альбитовых пород, которые являются зеленосланцевыми диафторитами.

Эклогиты в этом районе впервые обнаружены И.Е. Медведевой в 1957–1960 гг. Это темно-зеленые и темно-серые плотные породы. Текстура массивная либо грубополосчатая с характерным развитием линзовидных обособлений кварца, местами наблюдается слабая сланцеватость. Состав наименее измененного эклогита: розовый пироп-альмандиновый гранат (35–45%), омфацит (25–40%), амфибол (0–20%), мусковит (10–25%), кварц (10–30%), рутил (до 4–5%). Гранаты содержат 23–36% пироповой составляющей. По эклогитам развиваются гранатовые амфиболиты, которые состоят из граната и роговой обманки, представленной ферроактинолитом и глаукофаном. Кроме того, амфиболиты содержат клинопоизит, альбит, прохлорит, биотит, кварц, кальцит, рутил.

Мнения исследователей о происхождении макбальских эклогитов самые различные. И.Е. Медведева предполагает, что они образовались за счет метаморфического преобразования мергелей. И.А. Ефимов считает их отторженцами мантии. Н.Л. Добрецов и Н.В. Соболев (1970), Х. Лемм, В.А. Макаров, А.Г. Разбойников, В.П. Морозов наблюдали небольшие (мощность 1–2 м) секущие тела и апофизы крупных тел эклогитов во вмещающие породы. По их мнению, эклогиты образовались по основным породам. Н.Л. Добрецов и Н.В. Соболев (1970), а также А.Б. Бакиров (1978) не исключают возможность кристаллизации эклогитов непосредственно из магмы при особых режимах давления и температуры.

Тела амфиболитов и эклогитов подверглись метаморфизму совместно с вмещающими породами и образуют единый метаморфический комплекс. Возраст цирконов из эклогитов и нижней части макбальского метаморфического комплекса, полученный свинцово-изохронным и ураноторий-свинцово-изотопными методами Б.М.Найденовым и др. (1981), оказался равным  $2010 \pm 100$  млн. лет, что соответствует нижнему протерозою. В то же время для верхней части комплекса (каиндинская свита) ими получен возраст 665 млн.лет, соответствующий венду. Поэтому нами для описываемых амфиболизированных и эклогитизированных основных пород принят протерозойский возраст, ближе неопределенный.

## КЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

**КАРАКАТТИНСКИЙ КОМПЛЕКС** - апоперидотитовые серпентиниты, габбро-нориты, габбро -  $\epsilon$ fk. На территории Северного Тянь-Шаня они образуют изолированные цепочки или группы небольших по размеру тел в Сусамырском, Джумгалском, Джетымбельском хребтах и горах Каракатты. Эти массивы приурочены к зонам разломов в пределах Киргизско-Тескейского района и парагенетически связаны с кремнисто-спилит-диабазовыми толщами, относящимися с различной степенью достоверности к нижнему кембрию (?).

Наибольшим распространением ультрамафиты пользуются в восточной части гор Каракатты, где они были обнаружены и описаны В.Г.Королевым, М.А.Строниным, Л.Н.Орловым, Б.А.Асаналиевым и другими в 1948-1969 гг.

В восточной части гор Каракатты преимущественно распространены кембрийские и верхнепротерозойские толщи, к которым и приурочены все известные ультрамафитовые тела. Большинство массивов залегает среди отложений каракаттинской свиты нижнего кембрия (?). Только на правом берегу р.Тюлек ультрамафиты приурочены к разломам, разделяющим кембрийские и верхнепротерозойские отложения. В Каракаттинской группе известно около 20 небольших тел. Наиболее крупное из них, расположенное на северном склоне гор Каракатты, вытянуто на 3,5 км при максимальной ширине выходов 450-500 м, размеры остальных тел не превышают первых сотен мет-

ров по длине и десятков метров по мощности. Все ультрамафитовые массивы Каракаттинской группы сложены бацитовыми хризотил-лизардитовыми и серпофит-лизардитовыми серпентинитами решетчатой структуры, в которых постоянно отмечаются редкие зерна хромшпинелида и тонкие прожилки хризотил-асбеста. В периферических частях массивов, особенно в зонах разломов, серпентиниты рассланцованы и карбонатизированы. Химический состав серпентинитов приведен в табл.2. Кроме серпентинитов в массивах Каракаттинской группы сравнительно широко распространены габброиды, крупные тела длиной 0,5-0,8 км известны на правом берегу р.Толек. Значительно чаще они слагают небольшие дайки и штоки среди серпентинитов. Габбро состоят из сосеритизированного и пренитизированного плагиоклаза, амфиболизированного моноклинного пироксена (вероятно диопсида) и редких вкрапленников титаномагнетита, замещенного лейкоксомом. Структура реликтовая габбровая или габбро-офитовая. Наряду с габброидами в серпентинитах отмечаются отдельные выходы плагиоклазовых веридитов и небольшие жилы метасоматических пироксен-гранатовых пород-родингитов. В зонах разломов, ограничивающих ультрамафитовые массивы, а иногда и внутри них, встречаются линзовидные тела лиственитов протяженностью 20-30 м. Листвениты состоят из карбоната и кварца, среди которых изредка отмечаются реликты серпентина и хромшпинелида. Контакты массивов в большинстве случаев тектонические или скрыты под осыпями.

Арчалинская группа массивов расположена восточнее Каракаттинской на влжнх склонах хр.Джетымбель. По данным В.Г.Королева, А.Б.Бакирова, В.В.Киселева, В.М.Рожанца, Л.Н.Мозолева и других геологов, работавших в этом районе в 1959-1961 гг. ультрамафитовые массивы приурочены к разломам в северном крыле и ядерной части Сарыбулакского антиклинория, сложенного докембрийскими и кембрийскими породами. Наиболее крупное тело имеет размер 1,7 x 0,2 км. Ультрамафитовые массивы Арчалинской группы сложены серпентинитами решетчатой и петельчатой структуры, состоящими из антигорита, хризотила, бацита и реликтов олявина, расположенных в центральных частях петель. В серпентинитах отмечается тонкая вкрапленность магнетита и трещинки, выполненные хризотил-асбестом.

Кроме этих двух сравнительно крупных групп массивов, мелкие тела ультрамафитов имеются и в других районах Северного Тянь-Шаня.

Так, несколько серпентинитовых линз длиной от 20 до 200 и более метров, ранее отмеченных К.Д.Помазковым, расположены в горах Чолома, на северном склоне хр.Терской Алатау. Они приурочены к разломам, ограничивающим блок сланцево-терригенных отложений караджоргинской свиты среднего кембрия - нижнего ордовика и пересекающим метаморфические породы нижнего протерозоя (?). Все тела сложены рассланцованными и карбонатизированными хризотил-антозитовыми баститовыми серпентинитами перекрещенно-листоватой структуры. В серпентинитах наблюдаются маломощные зоны и прожилки хризотил-асбеста. По данным К.Д.Помазкова, серпентиниты прорывают караджоргинскую свиту.

В водораздельной части Джумгальского хребта у перевала Учтор два небольших линзовидных тела серпентинитов залегают среди метаморфических сланцев нижнего протерозоя и вулканогенных отложений каракаттинской свиты нижнего кембрия (?). Эти тела прорваны гранитами позднеордовикского Джумгальского гранитного массива.

Наиболее западная группа ультрамафитовых тел каракаттинского комплекса расположена на северном склоне Сусамырского хребта в долине р.Алмалы. По данным В.В.Киселева, В.И.Тольского, В.А.Колесникова, М.П.Христовой и других геологов, здесь известно пять серпентинитовых линз, залегающих среди вулканогенно-осадочных отложений караарчинской свиты нижнего кембрия (?). В этом же районе, на правобережье р.Арамсу, расположено несколько тел среди эффузивов среднедевонской аральской свиты (мадылбекская свита, по В.А.Колесникову). Они условно отнесены к среднему палеозою, но, возможно, имеют протрузивный характер и связаны с процессами выжимания вдоль зоны тектонических нарушений.

Приуроченность ультрамафитовых массивов к площадям распространения кембрийских осадочно-вулканогенных толщ, инъецирование ультрамафитов позднеордовикскими гранитоидами позволяет отнести время внедрения интрузий комплекса к кембрию. Преимущественно серпентинитовый алогарцбургитовый состав массивов, наличие в них габброидов и тесная парагенетическая связь с раннегеосинклинальными кремнисто-спилит-диабазовыми толщами свидетельствуют о принадлежности интрузий комплекса к альпийской габбро-перидотитовой формации.

**ТАШТАМБЕКТОРСКИЙ КОМПЛЕКС** - габбро, габбро-нориты, габбро-диориты, диориты -  $\text{Hft}$ . Выделен в 1974 г. Т.А.Додоновой. Распространен на востоке и западе Киргизско-Таскеской зоны: в восточной части в узкой полосе между Айтор-Керегеташским разломом и "Важнейшей структурной линией" В.А.Николаева, на западе же локализация интрузий выражена менее четко, но, в общем, они тяготеют к участкам развития эффузивов нижнего кембрия (?).

Для большинства массивов характерна трещинная лентовидная форма: длина их 2-30 км при мощности 0,5-5 км. Породы имеют темно-серую, зеленовато-серую окраску, среднезернистое сложение, местами в них наблюдается полосчатая тахитовая текстура. Восточный участок распространения описываемых габброидов, где расположен и Таштамбекторский массив, находится в труднодоступной части хр. Терской Алатау и слабо изучен. По данным В.А.Макарова, там преобладают габбро-диориты и диориты, встречаются амфиболизированные пироксениты, горнблендиты, габбро-диориты и "другие основные породы". Состав пород: плагиоклаз № 42-60 (40-60%), моноклинный пироксен (0-30%), зеленый амфибол и актинолит (20-40%), биотит (0-10%), кварц (0-12%). В протолочках обнаружены магнетит, циркон, апатит, ильменит, пирит, единичные зерна сфена, рутила. Структура габбровая, офитовая, призматически-зернистая. Т.А.Додонова отмечает широкое распространение в Таштамбекторском интрузиве биотитовых габбро-норитов и оливин-биотитовых норитов. В эндоконтакте массивов развиты мелкозернистые породы. Ширина экзоконтактового ореола 0,1-2 км, в его пределах отмечается ороговикование терригенных отложений и мраморизация известняков. Т.А.Додоновой описаны биотит-кордиерит-гиперстеновые роговики.

Каркарчинский массив, расположенный в западной части Киргизского хребта, имеет протяженность свыше 25 км при ширине 0,2-2 км. Он значительно дифференцирован и имеет сложное строение. Преобладающими породами являются габбро, габбро-нориты, пироксениты, в различной степени серпентинизированные перidotиты, серпентиниты, лейкократовые габбро (типа анортозита). В породах развита амфиболизация, в горнблендитах (по пироксенитам) в повышенном количестве содержатся апатит и титаномагнетит. Оливин в породах полностью замещен серпентином, в габбро по плагиоклазу развивается соспри-

товый агрегат, цоизит, изредка - пренит. В перидотитах из вторичных минералов помимо серпентина наблюдаются также тремолит и карбонат.

Возраст комплекса недостаточно обоснован, что связано с проблематичностью возраста прорываемых эффузивов. Одни и те же выходы основных эффузивов некоторые исследователи условно относят к нижнему кембрию (каракаттинская и караарчинская свиты), в то время как другие - к верхнему рифею (терскойская, ириторская и другие свиты). В хр. Терской Алатау, в верховье реки Аксу, габброиды прорывают диабазы, сопоставляемые с каракаттинской свитой нижнего кембрия (?). Караарчинский массив (западная часть Киргизского хребта) имеет тектонические контакты, но многие исследователи (М.Т. Козицкая и др.) отмечают его пространственную связь с распространяемыми в этом районе основными эффузивами. Работы В.Г. Королева и В.В. Киселева (1964) показали, что здесь существуют две разновозрастные диабазовые толщи: позднерифейская и условно нижнекембрийская. Крупномасштабные геолого-съемочные работы В.А. Макарова и А.Г. Разбойникова в 1979 г. подтвердили эти наблюдения. Таким образом, вопрос о нижней возрастной границе Караарчинской интрузии остается открытым: это может быть как ранний кембрий, так и поздний рифей. Верхний предел достаточно определен: обломки габбро содержатся в песчаниках котуджанской (аналог караджоргинской) свиты среднего кембрия - нижнего ордовика. На карте 1:500000 масштаба сопредельной территории Казахстана массив датирован ранним ордовиком.

## ОРДОВИКСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

**НОГАЙСАЛСКИЙ КОМПЛЕКС** - кварцевые диориты -  $\delta\sigma_1$ ; плагиограциты, гранодиориты -  $\gamma\sigma_0$ , п. Распространен в Киргизско-Тескейской зоне; в западном окончании Киргизского хребта, в хребтах Сонкультау и Кавактау.

Кварцевые диориты - средне- и крупнозернистые породы серой и зеленовато-серой окраски, обладающие гнейсовидной текстурой. Состав: андезит № 30-37 (50-80%), кварц (10-20%), амфибол (обычно преобладает) и биотит (6-36%); в количестве до 1-3% иногда появ-



ляется калишпат. Акцессории: магнетит, апатит, циркон, сфен, ортит, пирит. Структура гипидиоморфнозернистая, иногда со следами катаклаза. Плагноклаз значительно серицитизирован, темноцветные часто замещены хлоритом и эпидотом. С уменьшением содержания кварца породы переходят в диориты. Плагнограниты имеют, в общем, более светлую окраску, плагноклаз в них представлен олигоклазом № 24-26, количество кварца увеличивается до 25-35%, а темноцветных не превышает 15%, калишпат встречается в количестве 1-5%. В зонах эндоконтакта породы переходят в мелкозернистые разновидности, становясь более меланократовыми. Во вмещающих породах отмечена амфиболизация, местами широко распространены инъекции жил гнейсовидных диоритов.

Породами комплекса сложены Ногайсайский, Сонкультауский массивы, а также ряд более мелких тел. Они имеют форму согласных пластовых интрузивов и являются синскладчатыми образованиями. Ногайсайский массив площадью около 15 км<sup>2</sup> расположен на водоразделе западного окончания Киргизского хребта и на территории Киргизии практически не попадает. Он сложен гнейсовидными диоритами и кварцевыми диоритами. Массив выделен и описан в 1960 г. Г.Н.Кокаревым, который включал эти диориты в качестве одной из фаз в сложный кембрийский интрузивный комплекс. Наиболее крупным является Сонкультауский массив, длина которого около 50 км при ширине 0,5-6 км. Как интрузивное тело выделен и впервые описан в 1938 г. Е.Л.Бутовой. В его составе преобладают гнейсовидные кварцевые диориты, местами переходящие в плагнограниты. Размер тел, обнажающихся на южном склоне хр.Кавак-Тау, отнесенных к данному комплексу, колеблется от 1 и менее квадратного километра до 6 км<sup>2</sup>. Они сложены серыми среднеравномернозернистыми гнейсовидными плагногранитами и гранодиоритами; средний состав пород: плагноклаза 40-45%, калишпата 18-20, кварца 25-30, биотита 5-8%; структура гипидиоморфнозернистая и мирмекитовая.

Наиболее уверенно можно говорить о возрасте Ногайсайского массива. На прилегающей территории Казахстана диориты прорывают нижнекембрийскую (?) караарчинскую свиту и котуджанскую свиту среднего кембрия - нижнего ордовика, а сами перекрываются среднеордовикскими отложениями. Таким образом, раннеордовикский возраст

ногайсайских диоритов вполне достоверен. Менее определенно положение Сонкультауского массива, что связано с неясностью возраста прорываемых эффузивов. Л.Н.Орлов в 1969 г. отнес их к нижнекембрийской (?) каракаттинской свите. По мнению Т.А.Додоновой, возраст эффузивов верхнепротерозойский. На геологической карте Киргизской ССР масштаба 1:500000 они датированы верхним рифеем (?). Так что нижний возрастной предел Сонкультауского массива спорен. Верхний предел обусловлен тем, что, по данным Е.И.Зубцова, в районе перевала Шимбель галька гнейсовидных кварцевых диоритов в изобилии содержится в базальных слоях перекрывающей массив толщи среднего ордовика. Не исключена возможность более древнего возраста Сонкультауского массива, по сравнению с Ногайсайским. В горах Кавактау тела гнейсовидных плагиогранитов-гранодиоритов прорывают гнейсы и метаморфические сланцы турагаинской толщи нижнего протерозоя (?), а галька их встречена в ордовикских отложениях. Кроме того, они прорваны гранитоидами расположенного севернее позднеордовикского батолита. Ногайсайский комплекс является представителем диорит-плагиогранитовой формации, становление его связано с ранними стадиями каледонского тектоно-магматического цикла.

**АЛМАЛИНСКИЙ КОМПЛЕКС** – гранодиориты, гранодиорит-порфиры, кварцевые монцититы –  $\gamma\delta_1$ а. Распространены в западной части Киргизского хребта, в пределах Киргизско-Тескейского района. Массивы этого комплекса Т.А.Додоновой в 1974 г. описаны в составе позднекембрийско-раннеордовикского интрузивного монцититового комплекса. Характерной особенностью ряда массивов комплекса является формирование в гипабиссальных условиях, что придает отдельным телам некоторое своеобразие.

Алмалинский массив занимает площадь около 60 км<sup>2</sup> (значительная часть его находится на территории Казахстана). По данным Г.Н.Кокарева, он является синскладчатым телом, залегающим в ядре брахиантиклинали. В основном сложен среднезернистыми розово-серыми гранодиоритами, которые содержат от 25 до 50% мелких вкрапленников белого плагиоклаза с квадратным и прямоугольным сечением (2-3 x 3-7 мм); встречаются также порфировидные выделения игольчатого амфибола, реже – кварца, а также единичные более крупные вкрапленники плагиоклаза размером 1-1,5 см с пойкилитовыми вклю-

чениями амфибола. Иногда в породах, особенно на выветрелой поверхности, наблюдается слабая трахитоидность. Состав: плагиоклаза № 29-35 32-54%, нерешетчатого микроклина 8-20, кварца 14-26, биотита 8-14, зеленой роговой обманки 7-13%. Структура гипидиоморфнозернистая. Из аксессуарных минералов в протоочках обнаружены апатит, циркон, ортит, торит, сфен, анатаз, магнетит, пирит, галенит. Породы характеризуются в общем высоким содержанием темноцветных: от 15 до 25%. При уменьшении количества кварца состав пород от гранодиоритового изменяется до кварцевого монцонита. В апикальных частях массива, вблизи контакта с эффузивами караарчинской свиты и около ксенолитов встречаются кварцевые диориты. В зоне эндоконтакта шириной 100-200 м в породах резко выражена трахитоидность за счет субпараллельного расположения полевошпатовых вкрапленников и темноцветных. При наложении катаклаза породы приобретают гнейсовидность. Изменяется также окраска гранитоидов: в непосредственном контакте (и около ксенолитов) она темно-красная с зеленоватым оттенком и через розово-серую (при удалении на 100-200 м) переходит в розовато-серую. В зоне контакта в гранитоидах отмечается альбитизация, окварцевание, хлоритизация, эпидотизация, серицитизация и карбонатизация, увеличивается содержание сфена. Вмещающие породы почти не изменены. В Алмалинском массиве в очень большом количестве располагаются дайки и штоки гранодиорит-порфиров до нескольких десятков метров в поперечнике. Гранодиорит-порфиры имеют такой же состав, как и окружающие породы. Они содержат вкрапленники плагиоклаза, амфибола, хлоритизированного биотита; основная масса микрозернистая с участками микроферролитовой структуры. В химическом отношении (табл.2) породы Алмалинского массива характеризуются относительно высоким содержанием щелочей при значительном количестве фемических окислов и умеренном - кремнезема.

Сулуторский (более 30 км<sup>2</sup>) и Чахойский (25 км<sup>2</sup>) массивы, расположенные в приводораздельной части Киргизского хребта, сложены весьма неоднородными породами (Жильцов, 1958, 1960). Для первого характерны средне-крупнозернистые разновидности, а во втором породы имеют среднезернистое сложение до тонкокристаллического в юго-восточном окончании массива. По составу преобладают кварцевые монцониты, встречаются гранодиориты и граниты. Состав центральных

частей массивов: андезина (№ 46-49) 37-48%, ортоклаза 10-35, кварца 10-20, биотита 8-14, зеленой роговой обманки 7-11%, нередко присутствует моноклинный пироксен. Аксессуары: магнетит, апатит, циркон, сфен, пирит, галенит, торит, анатаз, флюорит, шеддит. Структура монцонитовая и гипидиоморфнозернистая. В эндоконтактных частях количество темноцветных увеличивается до 40-50%, основность плагиоклаза повышается до № 48-60, а содержание кварца уменьшается. Для данных массивов характерно большое количество ксенолитов и относительно широкое развитие гибридности. Оба массива, по-видимому, образуют единое интрузивное тело, протягивающееся в северо-западном направлении согласно со структурой вмещающих образований, которое разделено более молодым Кенкольским плутоном на две части. На границе с Кенкольскими гранитами увеличивается количество кварца, плагиоклаз раскисляется до № 34-36, уменьшается содержание темноцветных, особенно амфибола. В химическом отношении (табл.2) основное отличие пород Сулутурского и Чахойского массивов от Алмалинского заключается в том, что в первых преобладает калий над натрием, а последние существенно натриевые.

Каиндинский массив является самым крупным (около 100 км<sup>2</sup>) и наиболее эродированным в алмалинском комплексе. Он сложен среднекрупнозернистыми порфиридовидными гранитоидами розовой и розово-серой окраски. Порфиридовидные выделения представлены плагиоклазом (1-3 см) и амфиболом (до 0,7 см). Состав: олигоклаза (№ 22-30) 34-47%, калишпата со слабо выраженной микроклиновой решеткой 12-27, кварца 16-30, биотита 3-14, буровато-зеленой роговой обманки 4-14%. Аксессуары: апатит, сфен, торит, рутил, магнетит, галенит, молибденит. Структура гипидиоморфнозернистая и монцонитовая. В эндоконтакте появляется трахитоидная текстура со следами огневосования, согласно с которой располагаются вкрапленники и ксенолиты. По результатам силикатных анализов (табл.2) каиндинские гранитоиды, по сравнению с породами вышеописанных массивов, в среднем несколько более кислые и лейкократные. Каиндинский интрузив приурочен к границе макбальского поднятия и караарчинского прогиба и, по данным Г.Н.Кокарева (1958), представляет собой межформационное тело, наклоненное под углом 60-70° к северо-востоку.

К этому же комплексу отнесен также интрузивный массив, обнаружившийся в западной части Сусамырского хребта. По существу, он

представляет собой целую группу сближенных тел со сложной конфигурацией, штоков и даек, расположенных преимущественно среди эффузивов караарчинской свиты и прорывающих также терригенные образования среднего кембрия – нижнего ордовика. Среди отложений находящегося рядом среднего ордовика они не встречены. Тела сложены розово-серыми мелкозернистыми кварцевыми монцитит-порфирами, которые состоят на 30–35% из таблитчатых фенокристов размером до 3 мм, представленных альбитом № 7–II с микроклиновыми каемками и микроклином, реже встречаются оплавленные выделения кварца. Основная масса имеет микрогранитовую структуру и сложена кварцем, альбитом и микроклином, среди которых наблюдаются псевдоморфозы хлорита по роговой обманке. Местами породы более раскристаллизованы и имеют такой состав: плагиоклаза 38%, микроклина 39%, кварца 18%, роговой обманки 5%; акцессории – апатит и магнетит.

Массивы комплекса прорывают нижнекембрийскую (?) караарчинскую свиту, а Алмалинский массив, кроме того, интрузирует также котуджанскую свиту среднего кембрия – нижнего ордовика. В то же время Алмалинский массив в юго-западном контакте перекрывается фаунистически охарактеризованным средним ордовиком. Радиологические определения калий-аргоновым методом дали следующие результаты: по биотиту 470 и 480 млн. лет, по амфиболу 450 и 490 млн. лет (Т.А. Додонова), что в общем согласуется с раннеордовикским возрастом комплекса по геологическим данным. Породы комплекса относятся к монцитит-гранодиоритовой формации, образование их связано с интрузивной деятельностью в раннекаледонский этап.

**СИЕНИТО-ДИОРИТЫ, ТОНАЛИТЫ –  $\text{SiO}_2$ ?** В эту группу включены массивы, обнажающиеся в северо-восточных отрогах Киргизского хребта и в бассейне р. Кичи-Кемин (Зайлийский район). Несмотря на то, что существенную роль в строении всех тел играют породы сиенито-диоритового ряда, многие из этих интрузий имеют свои специфические особенности. Геологические и радиологические материалы для датировки этих интрузий немногочисленны.

Наиболее определенно положение Джильярлыкского массива (около 7 км<sup>2</sup>). Он прорывает основные эффузивы, сопоставляемые с нижнекембрийской (?) курсайской свитой и интрузирован гранитами Байсичесоорского массива. Правда, возраст последних неоднозначен:

ранее они считались пермскими, но в последнее время появились данные, свидетельствующие в пользу их силурийского или девонского возраста. Дильяркский массив сложен средне- мелкозернистыми кварцевыми монцодиоритами (сиенито-диоритами) и гранодиоритами. Состав пород: андезин (45-70%), который иногда образует мелкие порфиroidные выделения размером 0,8-1 см, микропертит (14-23%), кварц (2-25%) и нацело измененный темноцветный (7-22%), который, по-видимому, был представлен преимущественно амфиболом. Породы Дильяркского массива обнаруживают некоторые черты сходства с породами, относимыми к раннеордовикскому алмалинскому комплексу.

Массивы, приуроченные к северо-восточному Кичикеминскому разлому, имеют форму линейно-вытянутых и штокообразных тел размером 0,5-4 км<sup>2</sup>. Они прослеживаются на расстояние 35 км, уходя на территорию Казахстана. Массивы прорывают актюзскую (архей?) и куперлисайскую (нижний протерозой?) свиты и интродуцированы позднепермскими гранитами. Тела сложены породами переменного состава, что связано с процессами ассимиляции вмещающих толщ. Состав варьирует от сиенитового до диоритового с преобладанием сиенито-диоритов. Для пород характерна гнейсовидная текстура, часто проявлен катаклиз.

Карабулакский массив (около 4 км<sup>2</sup>), расположенный у подножия южного склона Кастекского хребта, в своей северо-западной части сложен крупнозернистыми розовато-зеленовато-серыми монцонитами и сиенитами, связанными между собой постепенными переходами. Местами в них встречаются порфиroidные выделения плагиоклаза и калишпата размером 2-2,5 см и крупные пластинки биотита. Монцониты состоят из слабозонального андезин-лабрадора № 40-56 (45-50%), микропертита (30-35%), диоксида (8-15%), ярко-зеленой роговой обманки (до 10%) и биотита (5-10%), в количестве до 2% встречается кварц. Структура монцонитовая или гипидиоморфнозернистая. В сиенитах плагиоклаз соответствует андезину № 35-45, его количество уменьшается до 30-35%, а содержание калишпата повышается до 50-55%, из темноцветных минералов (5-15%) преобладает амфибол, кварц иногда достигает 5%. В протолочках обнаружены магнетит, циркон, апатит, ильменит, цирколит, гранат, брейнерит, флюорит; в акцессориях торит, галенит, киноварь. В юго-восточной части массива обнажаются габбро-диориты, монцониты и кварцевые диориты несколь-

ко иного облика. Они имеют мелко-среднезернистое сложение, слабо выраженную полосчатую текстуру и, вероятно, являются более ранними образованиями. В Карабулакском массиве широко распространена жильная фаза, представленная дайками и мелкими штоками розовых мелкозернистых граносиенитов и гранитов. Массив прорывает сланцы куперлисайской свиты нижнего протерозоя (?) и прорывается Айтийским штоком мелкозернистых гранитов неясного возраста, укладываемого в диапазон времени от девона до перми. При определении возраста монцититов калий-аргоновым методом по биотиту было получено 484 млн. лет (Каталог, 1972), что соответствует низам ордовика.

Из вышеизложенного вполне вероятно, что охарактеризованные массивы являются разновозрастными образованиями. Объединены они в одну группу из-за недостатка геологических данных.

**ДЖЫРГАЛАНСКИЙ КОМПЛЕКС** - гранодиориты, кварцевые монцититы -  $\gamma$   $\delta$   $\epsilon$ . Распространен в восточной части хр. Терской Алатау, где слагает одноименный массив. Как каладонские "гранитоиды тотогульского типа" описаны В.Г. Королевым в 1954 г., а из состава позднеордовикских гранитоидов впервые выделены Т.А. Додоновой в 1974 г.

Породы комплекса имеют средне-крупнозернистое равномерное сложение, серую, реже розовато-серую окраску; характерной особенностью, которую отмечают многие исследователи, является наличие правильных шестиугольных пластинок биотита. Состав: андезит, иногда зональный № 30-40 (30-60%), калишпат (15-50%), кварц (10-25%), зеленая роговая обманка (4-15%), биотит (4-10%). Акцессории: циркон, апатит, сфен, магнетит, пирит, флюорит, ильменит. Структура гипидиоморфнозернистая и монцититовая. Среди пород распространены гранодиориты, кварцевые монцититы и кварцевые монцититы. По химическим особенностям (табл. 2) породы в среднем соответствуют кварцевому монцититу, по Р. Дзю, незначительно differing более кислым составом, меньшим содержанием полевошпатовой извести, а также преобладанием калия над натрием.

Геология и контакты Джыргаланского массива изучены крайне слабо. В плане он имеет неправильную форму, и вероятно, является штоком. Размер его составляет примерно 75 км<sup>2</sup>. Интрузия прорывает образования нижнепротерозойской (?) атдайкауской толщи, взаимоотношения с нижнепалеозойскими осадками и другими интрузивными

комплексами не установлены; перекрывается эффузивами среднего-верхнего девона и песчаниками среднекаменноугольной топской свиты. По минералогическим особенностям (кроме гранодиоритов часто встречаются гранитоиды с пониженным содержанием кварца, соответствующие монцонитам) породы Джыргаланского массива близки гранитоидам раннеордовикского алмалинского комплекса. Определение возраста по биотиту дало цифры 468-484 млн. лет (Т.А.Додонова), что соответствует нижней половине ордовика. Слагающие Джыргаланский массив породы относятся к гранодиорит-монцонитовой формации, внедрение их происходило на ранних стадиях каледонской складчатости, скорее всего в раннем ордовике.

**ГРАНОДИОРИТЫ** -  $\gamma_{80}$ ?. Этим возрастом датирован ряд гранитоидных массивов в центральной части Северного Тянь-Шаня, которые по ряду признаков образовались раньше позднеордовикских батолитов и обладают некоторыми чертами сходства с раннеордовикскими интрузивными образованиями, но из-за слабой изученности или из-за недостаточности геологических данных возраст их остается проблематичным. К раннему ордовика отнесены гранодиориты Акташкоринского, Айкольского, Майторского и Кызартского массивов, из них наиболее изучен последний.

Кызартский массив (около 25 км<sup>2</sup>) как самостоятельное интрузивное тело из окружающих гранитоидов Дзубанарькского массива впервые выделен в 1974 г. Т.А.Додоновой, а более детально изучен А.Ф.Лопиным в 1975-1978 гг. А.Ф.Лопин выделяет в нем две фазы: кварцевые монцодиориты и гранодиориты. Кварцевые монцодиориты - массивные среднезернистые биотит-амфиболовые меланократовые породы с редкими порфирами калишпата размером до 0,5 см. В роговой обманке встречаются реликты моноклинного широксена. Средний состав: часто зональный андезит № 32-36 (48%), кварц (14%), калишпат (17%), биотит (11%), роговая обманка (10%). Структура гипидиоморфнозернистая и монцонитовая. В протоолочках обнаружены акцессории: циркон, апатит, офен, магнетит, ильменит, шприт, торит, халькопирит, турмалин, гранат. Средний состав гранодиоритов: олигоклаза 46%, кварца 27, калишпата 16, биотита 7, амфибола 4%. По химическому составу (табл.2) кварцевые монцодиориты соответствуют диориту Электрик-Пик (по Р.Дэли), а гранодиориты близки среднему тя-



пу гранодиорита. В полосе эндоконтакта шириной 5-15 м породы становятся мелкозернистыми, местами в них возникают криповые структуры. В экзоконтакте в полосе шириной 100-700 м развиты биотитовые роговики, вблизи контакта встречаются андалузитовые разности. Массив прорывает позднерифейскую улахольскую свиту и, по данным А.Ф.Лопина, интрузируется позднеордовикским гранитоидом, на основании чего этот исследователь условно относил породы Кызартского массива к позднему протерозою (джуанарыкский комплекс). Т.А.Доднова датировала их поздним кембрием - ранним ордовиком, сопоставляя с гранитоидами Алмалынского массива. Данные этих исследователей по определению возраста калий-аргоновым методом по биотиту показывают разброс цифр от 400 до 478 млн.лет при среднем значении по шести пробам 450 млн.лет, что соответствует позднему ордовику. Но, судя по относительно низкому содержанию калия в ряде проб биотита, последний частично гидратизирован.

Акташкоринский массив площадью около 23 кв. км, расположенный к северу от с.Кочкорка, в плане имеет форму овала, вытянутого в северо-западном направлении. Он приурочен к контакту толщ докембрия с палеозоем. Эрозионный срез массива неглубок, часто встречаются останцы кровли. По периферии развиты равномернoзернистые гранодиориты, а центральная часть сложена порфириовидными разностями; характерна слабо выраженная гнейсовидная текстура. Породы имеют среднезернистое сложение, серо-розовую окраску, содержат порфиобласты микроклина размером 2-2,5 см и более мелкие единичные порфириовидные выделения плагиоклаза, реже - кварца. Гранодиориты состоят из преобладающего олигоклаза, решетчатого микроклина, кварца (20-25%), зеленовато-коричневого биотита (5-7%). Структура гипидиоморфнозернистая, участками монцитовая, сильно развит катаклиз. Аксессуары: сфен, апатит, циркон, флюорит, пирит, анатаз, галенит. Эндоконтактовые изменения проявлены слабо. Вмещающие гнейсы не изменены, а песчано-сланцевые отложения ороговикованы на расстоянии до 0,5-1,5 км, особенно к северу от интрузии, где контакт падает в сторону вмещающих пород под углом 25-60°. Акташкоринский массив прорывает арсийскую свиту (аналог караджоргинской свиты) среднего кембрия - нижнего ордовика и интрузирован силурийскими гранитами. По химическому составу (табл.2) ближе всего к докембрийским гранитам, по Р.Дэли.

Айкольский массив, расположенный в западном окончании хр. Суек, состоит из разновозрастных интрузивных образований. В его южной и северной частях значительные площади сложены раннекаледонскими гранодиоритами. Это серые и розовато-серые средне- и крупнозернистые породы. Для них обычны небольших размеров порфирировидные выделения роговой обманки, реже - полевых шпатов. В ряде мест наблюдается плоскостная ориентировка темноцветных минералов, шлиров и ксенолитов. Состав: олигоклаз № 26-28 (45-60%), микроклин (4-18%), кварц (23-30%), биотит (8-12%), амфибол (0-4%). Структура гипидиоморфнозернистая. С уменьшением содержания калишпата гранодиориты переходят в плагиограниты, наблюдался также переход в кварцевые диориты. По сведениям В.Г. Королева, изучавшего этот район в 1950-1958 гг., характеризуемые гранодиориты прорывают отложения докембрия и плагиопорфиры, условно параллелизуемые с эффузивами предположительно нижнего кембрия; в свою очередь, гранодиориты интродированы гранитоидами, датированными поздним ордовиком, и трансгрессивно перекрыты визейскими отложениями. Однако В.Г. Королев не исключает возможности более молодого возраста айкольских гранодиоритов, так как считает, что интродированные плагиопорфиры могут оказаться аналогами баркольской свиты нижнего девона.

Майторский массив (70 км<sup>2</sup>) расположен в восточном окончании хр. Суек, в междуречье Тарагай-Арабельсу. Контакты его под углом 60° падают в сторону массива. Сведения о составе пород массива весьма противоречивы. По данным М.М. Пуркина, описавшего его под названием Джетымбельского, массив сложен преимущественно гранодиоритами со средним составом: зональный андезин (47%), микроклин (20%), кварц (20%), роговая обманка (7%), биотит (5%). В аликальных частях массива и на контакте с известняками сукесской свиты развиты габбро либо кварцевые монцониты, постепенно переходящие в гранодиориты. Ширина эндоконтактной оболочки не превышает первых десятков метров. По сведениям Т.А. Додоновой, массив сложен монцонитами, переходящими в сиениты, а в эндоконтакте развиты мелкозернистые монцониты и эссексит-монцониты. Определение возраста по биотиту из кварцевого монцонита калий-аргоновым методом дало значение 476±14 млн. лет (Каталог, 1972). Недостаточно изучены грани-

тоиды в северной части Иссыккатынского плутона, которые М.П.Кузнецов (1975) выделяет в Аламединский массив. От расположенных южнее позднерифейских гранитоидов они отделены либо разломом, либо полосой рифейских отложений. В составе Аламединского массива М.П.Кузнецов описал гранодиориты, кварцевые диориты, монцититы и граносиениты, отметил явления гибридизма и метасоматоза, местами слабо выраженную плоскостную ориентировку темноцветных. Массив прорывает песчаники и сланцы, сопоставляемые со среднерифейской чонкеминской свитой, которые ороговикованы, а иногда в полосе шириной до 150 м мигматизированы. Определение возраста по калий-аргоновому соотношению в биотитах по р.Аламедин дало цифры 510 и 530 млн.лет (Кузнецов, 1975), соответствующие кембрию. В этой долине обнажаются равномерно-среднезернистые биотит-амфиболовые гранодиориты светло-серой окраски, на фоне которой выделяются розовато-кремовые зерна калишпата; в шлифах наряду с гипидиоморфнозернистой отмечаются участки монцититовой структуры. По своим особенностям гранитоиды массива ближе всего к раннеордовикским.

**ТОКАЙЛУАШУЙСКИЙ КОМПЛЕКС** - шонкиниты -  $\epsilon 6 O_2 t$ . Пользуется небольшим распространением в центральной части Киргизского хребта. Породы комплекса образуют Токайлуашуйский (Булакашинский) массив, расположенный западнее перевала Тюя-Ашу, кроме того, ряд мелких штоков встречен в верховье р.Каракол (Таласский).

Токайлуашуйский массив имеет сложную конфигурацию, вытянут в широтном направлении на 12 км и занимает площадь около 17 км<sup>2</sup>. В.И.Тольский и Т.А.Додонова устанавливают в формировании массива несколько стадий. В основном он сложен буровато-черными мелко- и среднезернистыми шонкинитами, местами породы обладают трахитоидной текстурой. Состав: решетчатый микроклин (20-60%), бледно-зеленый авгит (30-60%), биотит (5-25%), буро-зеленая роговая обманка (0-20%), изредка встречаются реликты плагиоклаза, а также псевдоморфозы хризотила и рудного минерала по оливину. Аксессуары: апатит (1-5%), циркон, пирит, сфен, мартит, ильменит, галенит, халькопирит. Из вторичных минералов широко распространены альбит, актинолит и хлорит; для массива характерна калишпатизация, особенно в эндоконтактных частях. Структура гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая, иногда гранобластовая, часто развит катаклаз. Нередко

наблюдается директивная структура, обусловленная ориентированным расположением лейст калишпата и призматических выделений пироксена. В химическом отношении (табл.2) по сравнению со средним типом шонкинита, по Р.Дэли, содержит больше кремнезема, магния и калия и меньше - железа, алюминия, натрия. С уменьшением содержания в породах темноцветных шонкинитов через меланократовые сиениты переходят в сиениты. В последних, как правило, появляется плагиоклаз, иногда кварц, а темноцветные представлены биотитом и амфиболом. В краевых частях массива породы становятся мелкозернистыми и приобретают порфириовидность. В северо-западном эндоконтакте Т.А.Додонова в 1974 г. описала эссекситы и эссексит-диабазы. К жильной фазе относятся дайки и штоки кварцевых монзонит-порфиров, щелочных сиенитов, сиенит-порфиров, трахитов.

Тела шонкинитов в верховьях р.Каракол очень мелкие: размер самого крупного штока 400 x 500 м. По данным В.А.Макарова, они сложены розовато-зелеными мелкозернистыми породами, содержащими до 20-25% вкрапленников ярко-розового ортоклаза. Размер вкрапленников колеблется от 1,5 до 4 см. Состав шонкинитов: ортоклаз-пертит (60%), зеленоватый авгит (24%), биотит (12%), альбит (3%), акцессории (апатит, циркон, сфен, магнетит, ильменит, торит, флюорит, пирит, галенит). Структура гипидиоморфнозернистая, близкая к призматическизернистой. В штоке на левобережье р.Каракол шонкиниты имеют иной облик и состав. В них отсутствуют вкрапленники, и они сложены эпидейцитом (30%), авгитом (40%), каликатровым полевым шпатом (25%), биотитом (2%), около 3% составляют рудные минералы и скопления мелкочешуйчатой слюдки, которая, возможно, образовалась по нефелину.

Шонкиниты Токайлуашуйского массива прорывают токайлинскую свиту среднего ордовика, а в верховье р.Каракол тела шонкинитов встречены в виде ксенолитов среди силурийских гранитов, которые внедрялись непосредственно вслед за позднеордовикскими гранитоидами. Поэтому возраст токайлуашуйского комплекса, скорее всего, средний ордовик. В.И.Тольский в 1972 г. шонкиниты Токайлуашуйского массива и эффузивы повышенной щелочности токайлинской свиты объединил в единый "среднеордовикский субщелочной плутоно-вулканический комплекс". Е.Н.Горещкая (1968) шонкинитовую интрузию То-

кайлаушу генетически связывает со щелочными базальтоидами средне-девонской (?) кольбашинской свиты. Определение возраста Токайлаушуйского массива калий-аргоновым методом дало такие результаты: по биотиту - 397,462,480 млн. лет, по амфиболу - 475,585 млн. лет. И хотя разброс величин довольно значительный, но большинство цифр указывает на ордовикский возраст пород.

**ШЫРГЫЙСКИЙ КОМПЛЕКС** - гранодиорит-порфиры, тоналиты, кварцевые монадиориты, дацитовые порфиры -  $\text{SiO}_2$  ? $\bar{\bar{}}$ . Распространен в пределах Северного Тянь-Шаня. В.А.Иордан и В.А.Макаров в 1965 г. включали их в состав каледонского гранитоидного (батолитового) комплекса, объединяя с диоритами первой фазы, В.М.Рожанец и Р.М.Израилева в 1968-1969 гг. выделили их в самостоятельную фазу этого же комплекса, а В.И.Киселев в 1967 г. аналогичные образования в Сусамырском хребте отнес к средне-позднеордовикскому субвулканическому комплексу.

Шыргыйский массив (25 км<sup>2</sup>) и значительное количество более мелких тел обнажаются в западном окончании хр.Кунгей Алатау. Они имеют форму штоков, даек и тел с неправильной конфигурацией. Подавляющее большинство их расположено среди эффузивов среднеордовикской (?) шыргыйской свиты, реже они встречаются среди диабазов курсайской свиты нижнего кембрия (?), единичные дайки обнаружены среди диоритов, отнесенных к позднему рифею. В более крупных телах породы среднезернистые, зеленовато-серой окраски с характерными призмочками амфибола и мелкими пластинками биотита. Состоят из зонального андезина (37-42%), кварца (20-25%), микроклина (II-14%), амфибола (12-15%), биотита (8-14%). Акцессории: циркон, апатит, ортит, рудные. Структура гипидиоморфнозернистая, участками пойкилитовая и микропегматитовая. В мелких дайках породы становятся мелкозернистыми, плотными и внешне часто очень похожи на андезиты шыргыйской свиты; структура порфировидная, нередко переходит в криптовую, в роговой обманке заметны следы опацизации. По химическим особенностям занимают промежуточное положение между средними типами кварцевого диорита и авгитового андезита, по Р.Дэли, отличаясь большим содержанием калия и меньшим - натрия и полевошпатовой извести. Во вмещающих толщах на расстоянии до 10 м, в отдельных случаях до нескольких сотен метров, наблюдается сла-

бое ороговикование и эпидотизация. Гранитоиды Шыргыйской группы тел прорывают эффузивы шыргыйской свиты среднего ордовика (?) и в водораздельной части хр. Кунгей Алатау интродуцированы позднеордовикскими гранодиоритами.

Кичинемузторский массив (25 км<sup>2</sup>), расположенный на южном склоне Сусамырского хребта, в плане имеет форму овала, вытянутого в северо-западном направлении. Массив сформировался в две фазы. В первую внедрились диорит-порфиры, а в последующую - тоналит-порфиры, тоналиты, кварцевые монодиориты. Породы мелкозернистые, имеют гипабиссальный облик, серую и розовато-серую окраску, содержат вкрапления андезина, роговой обманки, иногда биотита. Состав диорит-порфиров: плагиоклаз (42-60%), амфибол (20-30%), биотит (5-25%), кварц (0-12%), диопсид (0-2%); структура порфировидная, нередко криптовая. Состав пород второй фазы: плагиоклаз (40-58%), микроклин (5-25%), кварц (5-20%), амфибол (10-25%), биотит (3-13%), реликты диопсида; акцессории - циркон, сфен, апатит, ортит, магнетит. Характерна слабая альбитизация, количество вторичного альбита достигает 5%. Массив прорывает отложения среднего ордовика, контакты извилистые со сложной конфигурацией, и в свою очередь прорван позднеордовикскими гранитоидами.

К этому комплексу условно отнесен Донускудукский массив (38 км<sup>2</sup>), обнажающийся в северо-западных предгорьях хр. Терской Алатау. Пространственно с ним тесно связаны эффузивы андезит-дацитового состава, которые при проведении среднemasштабных съемочных работ не были откартированы и включены в состав массива. Интрузивные образования представлены мелкозернистыми темно-серыми кварцевыми монодиоритами и гранодиорит-порфирами. Состав: плагиоклаз (44-58%), микроклин (8-12%), кварц (10-18%), темноцветные (12-37%), обычно преобладает амфибол, но встречаются и чисто биотитовые разновидности; акцессории: сфен, апатит, ортит, лейкоксен. Структура гипидиоморфнозернистая, участками микропегматитовая. Развита серицитизация, хлоритизация, актинолитизация, карбонатизация. Эффузивы, отмеченные в пределах массива, имеют близкий состав и, возможно, составляют единый вулканоплутонический комплекс. Массив практически не изучен, взаимоотношения с контактирующими отложениями среднего кембрия - нижнего ордовика не установлены, и возраст его проблематичен.

**СУСАМЫРСКИЙ КОМПЛЕКС.** Распространен на территории Северного Тянь-Шаня, где занимает обширные площади, слагая крупные батолиты. Все массивы вытянуты в общем в субширотном направлении параллельно главным каледонским складчатым структурам. К числу крупнейших массивов относятся Заилийский, Кунгейские, Чичкано-Колбинский, Сусамырский, Джумгальский, Западно-Терскайский, Каракуджурский. Размеры отдельных массивов от десятков до 2500 км<sup>2</sup>. Изучением данных интрузий при проведении геолого-съёмочных работ различного масштаба и разнообразных тематических исследований занимались многие геологи, в том числе Е.Л.Бутова, Е.Н.Грещенко, В.Н.Гаврилова, Т.А.Додонова, Е.Н.Зубцов, А.Д.Захаров, И.Л.Захаров, Н.С.Каткова, В.И.Киселев, В.Д.Никитин, К.Д.Помазков, Л.В.Тасон и др.

В отношении деления комплекса на фазы мнения отдельных исследователей часто расходятся. К.Д.Помазков выделил три фазы: 1) габбро и диориты, 2) порфировидные гранодиориты, тоналиты и граниты, 3) лейкократовые граниты (Геология СССР, 1954, т. XXV). Е.И.Зубцов и Е.Л.Бутова среди собственно гранитоидов (вторая фаза, по К.Д.Помазкову), в свою очередь, выделили две фазы: резкопорфировидные и прорывающие их равномернозернистые граниты. М.П.Христова и Б.В.Семенов вторую фазу, по К.Д.Помазкову, подразделили на четыре субфазы. В.А.Грищенко в центральной части хр.Кунгей Алатау описываемые образования разделил на два самостоятельных комплекса по четыре фазы в каждом. Что касается лейкократовых гранитов, то часть исследователей, вслед за К.Д.Помазковым, включает их в качестве третьей фазы в позднеордовикский комплекс, а другие относят к самостоятельному силурийскому комплексу. При обобщении материалов, имеющихся по позднеордовикским гранитоидам, было установлено, что почти повсеместно в качестве первой фазы фиксируются диориты, габбро-диориты. Во многих случаях выделяются также (с интрузивными взаимоотношениями друг с другом) резкопорфировидные граниты и гранодиориты, крупнозернистые биотитовые граниты (с нечетко выраженными вкрапленниками), мелкозернистые граниты и гранодиориты. Такое четырехфазное членение и принято в настоящей работе. В тех районах, где гранитоиды не были разделены и описаны их схематично, они показаны как нерасчленен-

ные. Лейкократовые граниты отнесены к силурийскому (джыналачскому) комплексу, хотя вполне вероятно, что часть мелких тел лейкогранитов, пространственно тесно связанных с характеризуемыми гранитоидами, могла сформироваться в заключительную фазу становления батолитового комплекса.

**I ф а з а** диориты, кварцевые диориты -  $\delta_1 O_3$ . Большой частью они содержатся в виде ксенолитов размером от десятков квадратных метров до 1-5 км<sup>2</sup> среди гранитоидов последующих фаз. Реже образуют самостоятельные мелкие штоки в окружающих породах. Диориты представляют собой серые и темно-серые равномерно-среднезернистые породы, состоящие из примерно равных количеств андезина и роговой обманки. В небольших количествах наблюдаются биотит, иногда кварц, калишпат, реликты моноклинового пироксена. Породы часто изменены: плагиоклаз серицитизирован, либо сосаритизирован или карбонатизирован, биотит хлоритизирован, появляется актинолит. В кварцевых диоритах количество кварца достигает 10-15%. В некоторых участках диориты сменяются габбро-диоритами и габбро, которые макроскопически практически не отличаются от диоритов. В габброидных разностях основность плагиоклаза повышается до лабрадора, увеличивается содержание темноцветных, которые представлены в основном моноклиновым пироксеном. На контакте с гранитоидами в диоритах и габбро местами наблюдаются окварцевание и калишпатизация. Это дало основание Т.А.Додоновой считать все диориты в блок-ксенолитах гранитизированными габбро, что вряд ли соответствует действительности. Кроме того, все интрузивные образования основного и среднего состава, встречающиеся в виде ксенолитов среди каледонских гранитоидов, Т.А.Доднова отнесла к докембрийским комплексам. Вероятнее всего, как и в других районах, становление батолитовой формации каледонид в Северном Тянь-Шане начиналось с образования дифференциатов более основного состава. Другое дело, что вопрос различия разновозрастных диоритов и габбро изучен слабо и еще ждет своего решения.

**II ф а з а**: порфиридные граниты, адамеллиты, гранодиориты -  $\gamma_2 O_3$ . Наиболее распространены среди пород комплекса. Имеют серую и розовато-серую окраску, средне-крупнозернистое сложение. Порфиридные выделения характеризуются четкой прямоугольной



формой. Они представлены микроклином, количество их колеблется обычно от 20 до 35%, а размер составляет 1-2 x 2-4 см. Изредка вблизи контактов с вмещающими породами в порфириовидных гранитах наблюдается трахитоидность, обусловленная субпараллельной ориентировкой вкрапленников калишпата. Состав гранитоидов второй фазы: олигоклаз либо кислый андезит (22-45%), микроклин (20-40%), кварц (25-35%), биотит (4-12%), роговая обманка (0-6%). Из аксессуаров в протолочках присутствуют апатит, сфен, циркон, пирит, мартит, магнетит, ортит, встречаются также галенит, флюорит, анагас. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая либо гранитовая. Преобладают граниты с почти равными соотношениями кварца и полевых шпатов, но наблюдаются переходы в адамеллиты и гранодиориты. По химическому составу (табл.2) породы соответствуют граниту, по Р.Дэли.

III фаза крупно- и среднезернистые граниты -  $\gamma_3 O_3^g$ . Граниты третьей фазы слагают обычно крупные тела площадью 50-180 км<sup>2</sup> в пределах батолитовых массивов совместно с породами других фаз и крайне редко образуют обособленные интрузии. Породы имеют светло-серую, чаще розово-серую и розовую окраску. Местами в них встречаются не очень четко выраженные порфириовидные выделения калишпата размером 1-1,5 см. Граниты состоят из микроклина (35-50%), олигоклаза № 10-20 (20-30%), кварца (25-35%), из темных обычно биотит (до 2-10%), очень редко встречается роговая обманка (1-3%). Аксессуары: циркон, апатит, пирит, сфен, ортит, галенит, флюорит, мартит. Структура гранитовая, отмечены участки пойкилитовой и монзонитовой. По данным силикатного анализа (табл.2) граниты третьей фазы более кислые, содержат меньше феррических элементов и больше калия, по сравнению с гранитами второй фазы.

IV фаза: мелко- и среднезернистые граниты -  $\gamma_4 O_3^g$ . Они обычно образуют вытянутые тела шириной 0,5-4 км и длиной 4-10 км, реже встречается штокообразные выходы размером 1-5 км в поперечнике. Породы характеризуются неравномернозернистой, иногда слабо порфириовидной структурой. Окраска также неоднородная: серая, розовато-серая, розовая. Состав: микроклин (25-40%), олигоклаз № 25-27 (20-30%), кварц (30-38%), биотит (6-12%), очень редко

встречается роговая обманка (1-4%). Аксессуары: циркон, пирит, апатит, ортит, сфен, магнетит, галенит, анатаз. Структура гипидиоморфнозернистая и аллотриоморфнозернистая.

Завершают комплекс дайки аплитов и изредка встречающихся пегматитов. Дайки аплитов часто имеют ветвящуюся форму. Мощность их от нескольких сантиметров до 5-10 м, протяженность 5-20 до 300 м, часты раздувы и пережимы. Пегматиты почти всегда тесно связаны с аплитами. Они образуют гнездообразные тела и жилы мощностью 0,1-0,5 м, редко до 3,5 м и длиной 5-20 м, иногда до 150-200 м. Пегматиты имеют блоковую структуру, в зальбандовых частях встречается оторочка мелкозернистого письменного гранита. Состоит из кварца, калишпата и небольших количеств слюды, встречается турмалин.

Позднеордовикские гранитоиды очень часто приобретают красный цвет вблизи зон тектонических нарушений, вдоль трещин, а местами и на отдельных площадях, иногда значительных. Это явление отмечено в гранитоидах и других возрастов, но особенно характерно для позднеордовикских. Такое изменение окраски в основном обусловлено частичным окислением двухвалентного железа до трехвалентного и появлением тонко распыленного гематита. Кроме того, в участках покраснения местами отмечены калишпатизация (Помазков, 1960) и альбитизация.

В зоне эндоконтакта, особенно в порфиroidных гранитах, наблюдается большое количество ксенолитов и шпировых обособлений, зачастую ориентированных параллельно контакту. Значительно реже отмечается плоскостная ориентировка темноцветных минералов и порфиroidных выделений полевого шпата. Изредка в приконтактовых частях в небольшом объеме появляются тоналиты, плагиограниты, граносиениты. Ширина контактового воздействия интрузий в зависимости от размеров plutонов, конфигурации контактов, состава вмещающих толщ колеблется от 0,5 до 3-4 км. Преимущественным развитием пользуются разнообразные роговики, значительно реже встречаются скарны, в редких случаях отмечены преобразования пород в гнейсы, явления гранитизации и мигматизации. Вблизи контакта обычно расположены пироксен-биотитовые, кордиерит-биотитовые, пироксен-амфибол-плагиоклазовые, скаполит-амфиболовые роговики, по периферии контактового ореола развиты актинолит-эпидотовые и эпидотовые роговики.

Для многих массивов форму тел установить трудно из-за того, что они часто разбиты тектоническими нарушениями на отдельные блоки, а последние смещены относительно друг друга. В общем, большинство интрузивов имеют форму плоских моноклинально наклоненных тел с пологой кровлей. Висячие контакты обычно падают более круто, чем лежащие. Кровля массивов образует ряд пологих куполов и мульд. В провесах кровли нередко сохраняются останцы вмещающих пород. Многие исследователи отмечают, что батолиты часто обнаруживают слабо выраженное зональное строение: порфировидные гранитоиды второй фазы развиты преимущественно в краевых частях плутонов, а равномернозернистые граниты тяготеют к их более глубинным частям.

Гранитоиды, слагающие отдельные массивы в основном однотипны, но различия имеются. Так, в Джумгальском и Кунгейских интрузивах несколько преобладают гранодиориты, в Сусамырском и Чичкано-Колбинском массивах – граниты, в Зайлийском – адамеллиты своеобразной бело-розовой окраски. Порфировидные амфибол-биотитовые граниты Утмекского массива (80 км<sup>2</sup>), кроме вкрапленников микроклина, содержат гомеокристаллические скопления кварца размером до 1 см. В этом массиве наблюдается эндоконтактовая гранит-порфировая оторочка шириной от 20 до 500 м, что в других плутонах позднеордовикских гранитоидов не отмечалось. К северо-западу от массива прослеживается рой гранит-порфировых даек, причем некоторые из них, по данным В.А.Макарова, отвечают непосредственно от контакта. В северо-западном продолжении дайки гранит-порфиров прорывают эффузивы среднедевонской аральской свиты, на основании чего В.А.Макаров в 1979 г. отнес граниты Утмекского массива к девонскому возрасту. В то же время радиохронологические определения биотита из Утмекского массива, приведенные этим исследователем, равны 466 и 410 млн.лет, что соответствует середине ордовика-концу силура. Чонкаиндинский интрузив (Киргизский хребет), по данным В.А.Макарова, сложен крупнозернистыми порфировидными гранитами, переходящими в гранодиориты и прорывающими их среднекрупнозернистыми кварцевыми сиенитами и сиенито-диоритами. При детальном специализированном исследовании позднеордовикские гранитоиды различных районов и зон в области Северного Тянь-Шаня

можно будет разделить на отдельные самостоятельные интрузивные комплексы. Пока же данных мало.

Гранитоиды каледонской батолитовой формации в Северном Тянь-Шане имеют активные контакты с отложениями фаунистически охарактеризованного среднего ордовика, а также карамойнокской и чонкаиндинской свит, отнесенных к верхнему ордовика. В свою очередь, они интродуцируются лейкократовыми гранитами, датируемыми силуром. По данным Н.М. Чабдарова, в Заилийском Алатау, на территории Казахстана, гранитоиды перекрываются верхнеордовикской красноцветной толщей, содержащей фауну ашгилия. Определение радиологического возраста калий-аргоновым методом по биотиту и амфиболу дало в среднем значении 450-460 млн. лет, что также соответствует позднему ордовика (Геология СССР, т. XXV).

**КАРАКОЛСКИЙ КОМПЛЕКС.** Распространен на северном склоне хр. Терской Алатау между реками Джетьюгуз и Арашан. Как гранодиориты "арашанского типа" выделены В.Г. Королевым в 1954 г.

**I фаза** порфиридные гранодиориты, граниты -  $\gamma$   $S_{1,0}$   $Zk$ . Породы имеют своеобразный облик: на фоне светло-серой, почти белой, средне-крупнозернистой основной массы эффектно выделяются вкрапленники светло-коричневого калишпата. По количеству и размерам порфиридных выделений различаются две фациальные разновидности, переход между которыми происходит в интервале 20-100 м: крупнопорфиридные гранитоиды с размером вкрапленников в среднем 4-5 x 2,5 см (максимальный - 10 x 5 см) и густопорфиридные, в которых средняя величина вкрапленников составляет 2 x 1,5 см, а содержание их - 30-70%. Встречаются участки размером в первые квадратные метры, где количество вкрапленников увеличивается до 80-85% и порода приобретает пегматочный облик. Закономерности в расположении вкрапленников не отмечаются, в то же время местами наблюдается план - параллельная ориентировка темноцветных. Состав основной массы: микроклин (15-20%), плагиоклаз № 26-40 (40-50%), кварц (20-25%), биотит (5-10%), роговая обманка (3-7%). Структура гранитовая. Характерно замещение плагиоклаза калишпатом. Аксессуары: рудные минералы, офен, апатит, ортит, циркон. По химическому составу (табл. 2) породы ближе всего к среднему типу щелочноземельного гранита, по Р. Дэли, но отличаются

высоким содержанием калия, что связано с присутствием в породе большого количества калишпатовых вкрапленников. В зонах разломов и вдоль отдельных трещин гранитоиды приобретают яркочерную окраску.

**П ф а з а :** граниты -  $\gamma_2 O_3$ ?к. Породы имеют равномерно-крупнозернистое или слабопорфировидное сложение, светло-серую или бледно-розовую окраску. Состав: микроклин (35-40%), плагиоклаз № 18-30 (25-30%), кварц (25-35%), биотит (4-8%). Аксессуары: сфен, рудные минералы, ортит, апатит, циркон. Структура гранитовая. В калишпате содержится до 15-20% пертитов распада. По данным В.И.Киселева, в междуречье Аксу-Арашан наблюдалось прорывание порфировидных гранодиоритов равномернозернистыми гранитами второй фазы.

Среди порфировидных гранодиоритов первой фазы встречаются единичные дайки и штоки до нескольких десятков метров в поперечнике, сложенные среднезернистыми биотит-роговообманковыми адамеллитами. Породы имеют пеструю окраску благодаря белому плагиоклазу и светло-коричневому калишпату, что придает им внешнее сходство с гранитоидами первой фазы. Адамеллиты содержат вкрапленники калишпата размером 0,5 x 1 см и обладают слабо выраженной трахитоидной текстурой. В эндоконтакте они становятся лейкократовыми и мелкозернистыми.

Породами комплекса сложен Караколский (Арашанский) массив площадью около 220 км<sup>2</sup> и тектонический блок в районе горы Джеты-Огуз. Караколский массив в плане имеет овальные очертания. Большинство его контактов осложнено разломами, поэтому о форме судить трудно. Скорее всего, она штокообразная.

Гранитоиды первой и второй фаз комплекса прорывают атджайлаускую толщу нижнего протерозоя (?), сами же прорываются мелкозернистыми гранитами и гранит-порфирами среднего - позднего девона и перекрываются башкирскими отложениями (топская свита). Возраст караколского комплекса, как поздний ордовик, принят условно на основании радиологического определения калий-аргоновым методом по биотиту, давшего цифру 446±6 млн. лет (М.П.Кузнецов). Д.М.Шендерович граниты второй фазы комплекса сопоставляет с гранитами Айторского массива, которые нами датируются вендом.

## СИЛУРИЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

*возможно*

**ДЫНАЛАЧСКИЙ КОМПЛЕКС** - лейкократовые граниты, аляскиты, щелочные граниты -  $\gamma$  Sd. Имеют широкое распространение в Северном Тянь-Шане, встречаются практически во всех хребтах региона. Обычно этот комплекс рассматривался просто как силурийский интрузивный гранитовый комплекс и только в настоящей работе получил собственное имя. По минеральному составу породы комплекса Т.А.Додонова разделила на три группы: лейкократовые граниты, аляскиты и щелочные граниты.

Лейкократовые граниты слагают основные массивы комплекса: Дыналачский, Ортокугандинский, Жетногузский, Ортотауский, Итагарский, Ортокский, Окгоркойский, Аксуйский и др. Лейкократовые граниты имеют розовую, серовато-розовую и серую окраску и средне-, крупнозернистое сложение, иногда порфиридовидную структуру. Они состоят из переменного количества кварца (25-40%), микроклин-перти-та, реже ортоклаза (35-60%), олигоклаза (15-35%), биотита (1-5%). Акцессорные минералы: магнетит, циркон, флюорит, апатит, ортит, торит, турмалин, топаз, касситерит, базовисмутин. Структура пород гранитовая. Химический состав лейкократовых гранитов характеризуется высоким содержанием кремнезема и незначительной пересыщенностью глиноземом (табл.3). Сумма щелочей колеблется в пределах 8-9%, содержание извести обычное для щелочно-известковистых гранитов.

Размеры массивов, сложенных лейкократовыми гранитами, колеблются в широких пределах. Наиболее мелкие обнажаются на площадях, составляющих доли квадратного километра, крупные достигают размеров в первые сотни квадратных километров. Форма массивов штокообразная, гарполитообразная, лакколитообразная. Строение преимущественно однородное. Они сложены лейкократовыми гранитами, которые часто окружены маломощной (2-12 м) эндоконтактной оторочкой аплитовидных гранитов. В нескольких массивах (Ортотауский, Дыналачский и др.) появляются биотитовые разности с содержанием биотита, достигающим 10%. Лейкократовые граниты секутся мелкими телами и дайками гранит-порфиров и аплитов. В апикальных частях массивов и

вдоль зон дробления нередко развиваются грейзенизированные граниты и грейзены, в которых отмечаются повышенные концентрации висмутовой, вольфрамовой, молибденовой, медной минерализации (Ортоковский, Ортокугандинский и другие массивы).

Особняком стоят Кумьштагский и Кенкольский массивы, в которых, по данным А.А.Козюка (1951, 1966, 1967), Г.Н.Кокарева (1958, 1961), А.Г.Жильцова (1958, 1960), развита вертикальная зональность. Зональность выражена в постепенной смене крупнозернистых лейкократовых гранитов вверх по разрезу массивов порфиroidными или среднезернистыми гранитами и затем мелкозернистыми, аплитовидными гранитами или аляскитами. С этими массивами связано формирование многочисленных аплитов, перматитов, кварцевых жил. В связи с кумьштагскими лейкократовыми гранитами развиты гранатовые, гранат-диопсидовые, гранат-аксинитовые и гранат-магнетитовые скарны, с которыми ассоциирует шеелитовое оруденение.

Аляскиты составляют ограниченное число массивов комплекса. Внешне они представляют собой средние-, реже крупнозернистые породы розовой или красной окраски. Они обладают гранитовой или аллотриоморфнозернистой структурами и состоят из микроклин-пертита (45-60%), кварца (30-40%), альбита (до 10%), биотита (0-3%). В апикальных частях массивов иногда аляскиты с появлением рибекита или другой щелочной роговой обманки переходят в щелочные граниты. Акцессорные минералы: магнетит, циркон, флюорит, сфен, апатит, молибденит, галенит. Типичным для этой группы пород является Байбичесоорский массив. По данным Р.М.Израйлевой, Я.И.Колесникова, К.Д.Бокомбаева, С.А.Лескова, Байбичесоорский массив представляет собой штокообразное тело размером 30 км<sup>2</sup>. В строении массива участвуют аляскиты, которые в приапикальной части постепенно переходят в аляскиты с повышенным содержанием альбита (до 30%) и участками в щелочные граниты с рибекитом. Здесь же развиты пластообразные тела аплитов. К верхним частям массива приурочены также альбитизированные и грейзенизированные аляскиты. По химическому составу породы Байбичесоорского массива относятся к ультракислым типам гранитов (табл.3). Их спецификой является низкое содержание глинозема (9,1-12,5%) при нормальных концентрациях суммы щелочей для данного типа пород (8,2%). Дефицит глинозема в приапикальных

частях массива объясняет появление щелочных гранитов. Низкое же содержание извести (0,47%), обычное для щелочнополевошпатовых гранитов, отличает их от группы лейкократовых гранитов. По этому принципу к группе аляскитов близко стоят породы Ортожского и Ок-торкойского массивов.

Щелочные граниты слагают только один Чимбулакский массив. Они имеют красный, розовый, серый цвет и средне-, крупнозернистое сложение, структура гилцидоморфнозернистая, местами аллотриоморфнозернистая. Состав: микроклин-пертит (55-75%), кварц (20-43%), щелочная роговая обманка или рибекит (0,5-10%), альбит (0-7%), иногда присутствует биотит. Аксессуары: ильменит, циркон, ортит, флюорит, магнетит, сфен, апатит, молибденит. Щелочные граниты ассоциируют с граносиенитами, с которыми имеют постепенные переходы. Граносиениты отличаются меньшим содержанием кварца и увеличением количества микроклина и роговой обманки. Химический состав щелочных гранитов характеризуется широкими вариациями содержания кремнезема (от 65,5 до 75,5% при среднем значении 69,16%) и высокими концентрациями щелочей - до II,7%. Повышенные содержания, не свойственные для данного типа пород, установлены для окиси титана, окиси магния и окиси кальция. Чимбулакский массив расположен в среднем течении р. Чонкемин, где он обнажается на площади около 30 км<sup>2</sup>. В плане он имеет изометрические очертания. Центральную часть массива слагают щелочные граниты, которые по направлению к контактам постепенно сменяются граносиенитами, тем самым намечая концентрическую зональность массива.

По геологическим данным, возраст гранитов джыналачского комплекса определяется для большинства массивов как послеордовикский по прорыванию гранитоидов позднего ордовика и отложений карамай-нокской (Джыналачский массив) и чонкаиндинской (Аламынский массив) свит верхнего ордовика. Верхняя возрастная граница устанавливается только для небольшого числа интрузивных тел по перекрытию их отложениями верхнего девона - нижнего карбона (Ортожский массив) или нижнего карбона (Ортокугандинский, Карабашский, Джетыгузский массивы). Геохронологические исследования гранитов джыналачского комплекса, проведенные под руководством Т.А. Додоновой (Геохронология СССР, 1971; Каталог..., 1972), показали, что большинство дати-



рвовок гранитов, полученных аргоновым методом по биотитам, находится в интервале 440–405 млн.лет, что отвечает силурийскому возрасту. К этой же возрастной группе Т.А.Додонова отнесла и лейкократовые граниты, соответствующие, по радиологическим данным, девонскому времени (385–340 млн.лет). Широкий возрастной интервал для гранитов комплекса, установленный как геологическими, так и радиологическими методами, вариации состава входящих в комплекс пород от лейкократовых до щелочных гранитов позволяют предполагать, что объем джыналачского комплекса нуждается в уточнении. Безусловно, в настоящее время он объединяет два более самостоятельных комплекса. Нельзя игнорировать имеющиеся факты прорывания лейкократовыми гранитами нижне-среднедевонских эффузивных толщ. Например, граниты Ортокугандинского массива, по данным С.А.Лескова (1961), прорывает девонские эффузивы и перекрываются каменноугольными отложениями. Это позволило С.А.Лескову в 1977 г. выделить из числа массивов джыналачского комплекса самостоятельный раннесреднедевонский ортокугандинский комплекс.

Не совсем ясно возрастное положение группы щелочных гранитов, в которую Т.А.Додонова включает Байбичесоорский, Кичикеминский и Чимбулакский массивы. Несмотря на то, что в строении этих массивов участвуют щелочные граниты, вряд ли их можно объединить в одну группу. Щелочные граниты первых двух массивов ассоциируют с типичными аляскитами, тогда как щелочные граниты Чимбулакского массива дают постепенные переходы к граносиенитам и кварцевым сиенитам. Существенные отличия обнаруживают щелочные граниты и в химическом составе. В первой группе (Байбичесоорский массив) избыток щелочей возникает из-за дефицита глинозема при нормальной общей щелочности пород, тогда как во второй группе избыток щелочей вызван высокой общей щелочностью при нормальной для данного типа пород концентрации глинозема. Сравнение с гранитоидами сопредельных районов Казахстана показывает, что Чимбулакский массив является аналогом интрузий талгарского комплекса Заилийского хребта, породы которого дают устойчивые цифры радиологического возраста, соответствующие позднему девону (345–395 млн.лет). Аляскиты Байбичесоорского и Кичикеминского массивов также находят своих аналогов в сопредельном районе Кастекского хребта и образуют са-

мостоятельный комплекс, возраст которого требует уточнения.

**АЛАБУКИНСКИЙ КОМПЛЕКС:** гранодиориты  $\gamma$  &  $\delta$   $S_{2a}$ . К этому комплексу относятся Алабукинский, Караагацский и Джалпакташский массивы, расположенные на южном склоне Чаткальского хребта, в долинах рек Алабука, Кассансай и в междуречье Сумсар-Коксарек. Эти интрузивы считались ранее позднепалеозойскими (Турбин, 1960). Однако, позже стал уверенно доказываться их более древний (каледонский) возраст (Макарычев, 1964; Штрейс, Макарычев, 1969; Макарычев, Гесь, 1970). Дополнительные геологические, петрографические и петрохимические исследования помогли уточнить возраст этих интрузивных образований и объединить их в самостоятельный комплекс под собственным названием алабукинский (Гесь, 1971; Макарычев, Гесь, 1971).

Наиболее представительным массивом этого комплекса является Алабукинский. Этот интрузив типа моногенного штока размером II x 6 км внедрился в антиклинальную структуру северо-восточного простирания, сложенную породами рифей-венда, и вытянут согласно ее простиранию с крутым (50-70°) погружением контактов под вмещающие породы, а местами и под массив. На размытом своде этой структуры и эродированной апикальной части массива у его северо-западного контакта залегают вулканогенные образования арчаконушской свиты нижнего девона (?) и терригенные отложения тилькубашской свиты среднего-верхнего девона. Последние залегают и на юго-восточной части интрузива.

Алабукинский массив сложен светло-серыми, розоватыми или зеленоватыми гранодиоритами среднезернистой гипидиоморфнозернистой или монотонитовой структуры и массивной текстуры. Породы состоят из плагиоклаза № 40-50 (37-63% , среднее 44,5%), калиевого полевого шпата (5-14% , среднее 10,0%), кварца (20-38% , среднее 29,8%), биотита (3-15% , среднее 8,6%), роговой обманки (1-15% , среднее 5,5%) и аксессуарных минералов (ильменит, титаномagnetит, апатит, сфен, ортит, гематит, пирит) - от единичных зерен до 3%. Формирование Алабукинского интрузива закончилось образованием жил и мелких штоков аллитов и аллитовидных гранитов. Протяженность жил - десятки метров (в единичных случаях до 1,8 км), мощность - от 2-3 см до 2-3 м. Штоки имеют форму вытянутого овала, площадь их не превышает 0,03 км<sup>2</sup>. В петрохимическом отношении гранитоиды

алабукинского комплекса относятся к нормальному и реже плазмативному ряду изверженных пород. Большинство составов пород комплекса близки к дациту с колебаниями по щелочности то в одну, то в другую сторону. Некоторые из них соответствуют гранодиориту или риодациту. Усредненный состав по семи анализам приближается к типовому гранодиориту, по Ноккольдс, но несколько более меланократовый. Контактный метаморфизм Алабукинского массива выразился в ороговикании сланцевых толщ и амфиболитизации вулканитов основного состава.

Другие небольшие (до 2 км<sup>2</sup>) массивы (Карагаачский и Джалпакташский) алабукинского комплекса рвут отложения нижнего силура. По составу пород они ничем практически не отличаются от описанного выше интрузива. Позднесилурийский возраст комплекса определяется на основании прорывания его интрузивами отложений нижнего силура и перекрывания их базальными конгломератами арчакоушской свиты нижнего девона (?) (Алабукинский и Джалпакташский массивы). Радиологический возраст Джалпакташского штока по биотиту  $422 \pm 7$  млн. лет (Макарычев, Гесь, 1971), что соответствует силуру. Для Алабукинского массива установлены цифры возраста в 475 и 485 млн. лет, датирующие его ордовиком. Такой разнородной цифр радиологического возраста, возможно, указывает на принадлежность упомянутых массивов к разновозрастным образованиям, что и побудило в последнее время Г.И. Макарычева (1978) выделить два интрузивных комплекса: алабукинский раннепалеозойский и сумсарский силурийский.

## ПОЗДНЕСИЛУРИЙСКО — ДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

АРПАПАТСКИЙ КОМПЛЕКС — габбро-диабазы, кварцевые габбро-диабазы, габбро —  $\mu$  S<sub>2</sub>-Da. В этот комплекс на территории Киргизии Т.А. Додонова и И.Л. Захаров в 1976 г. объединили полосу небольших силлов и штоков габброидного состава, прослеживавшихся вдоль северного склона Туркестанского хребта от района пос. Исфана до долины р. Сох. Эти тела являются восточным окончанием широко известного в Средней Азии среднепалеозойского мальгузарского габбро-диабазового комплекса, описанного в работе В.В. Баранова, \*

Интрузии арпапаятского комплекса представлены силами и штоками, сложенными габбро-диабазами, габбро и диабазами, среди которых изредка встречаются кварцсодержащие разновидности. Они залегают в песчано-сланцевых толщах, возраст которых определяется в пределах силура - нижнего девона. Размеры силлов варьируют в широких пределах от 100-200 м до 1-1,5 км в длину, хотя встречаются отдельные тела протяженностью в несколько километров. Обычная мощность силлов 10-60 м, а в крупных телах она достигает 100-300 м. Наибольшие скопления силлов, местами до 10 тел на 300-500 м разреза, наблюдаются на трех участках: междуречья Арпапаят-Сарыкунгей, междуречья Ляйляк-Каравшин и южном склоне хр.Шалтай. Центральные части силлов сложены габбро-диабазами или габбро, которые к краям сменяются мелкозернистыми диабазовыми порфиритами и диабазами; вмещающие терригенные породы в контакте с последними ороговикованы в полосе 20-30 см. Е наиболее крупных силах наблюдается слабая дифференциация на меланократовые и лейкократовые разновидности габбро и габбро-диабазов. Более ясно дифференциация проявлена в расположенных западнее интрузиях мальгузарского комплекса, где наряду с меланократовыми габброидами в подошве силлов отмечаются пироксениты, а в центральных частях - шпировые обособления пегматоидных габбро-диабазов и габбро.

Состав габбро-диабазов и габбро арпапаятского комплекса довольно постоянен. Они сложены сосеритизированным плагиоклазом (40-60%) и амфиболитизированным авгитом (30-40%), образующими габбровую или габбро-офитовую структуры. В подчиненном количестве присутствуют ильменит (3-8%), бурая роговая обманка (1-3%) и апатит, а в лейкократовых разновидностях отмечается кварц (2-15%). В редких случаях наблюдаются мирмекитовые срастания кварца и плагиоклаза, указывающие на присутствие в породах незначительного количества калиевого полевого шпата. По химическому составу (табл.8) габбро-диабазы арпапаятского комплекса близки к таковым из других районов Южного Тянь-Шаня, отличаясь несколько повышенным содержанием калия и фосфора.

Габброидные интрузии прорывают терригенные отложения нижнего-верхнего силура и даундинскую толщу верхнего силура - нижнего де-

вона, перекрывающих отложений не установлено. Внедрение интрузий арпапаятского комплекса, вероятно, следует связывать с раннегеосинклинальной вулканической деятельностью в верхнем силуре - девоне, широко проявленной в Туркестано-Алайской зоне Южного Тянь-Шаня.

## ДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

КЫЗЫЛСУЙСКИЙ КОМПЛЕКС - граносиениты  $\gamma \xi D_{1-2}k$ , сиенито-диориты  $-\xi \delta D_{1-2}k$ . Распространен в западной части Северного Тянь-Шаня, в хребтах Киргизском и Таласском (в западной части Киргизского хребта известен под названием каракистакского (Гореевская, Лесков, 1968). Сюда же включены массивы терекского комплекса (Додонова, 1965).

Характерной особенностью пород комплекса является кристаллизация в гипабиссальных условиях и резкая изменчивость состава как от массива к массиву, так и в пределах одного интрузивного тела. Породы имеют розовую и розовато-серую окраску, средне-, мелкозернистое, иногда порфириновидное сложение, в эндоконтактах часто развиты порфириновидные и фельзитовые фации и эруптивные брекчии. Наиболее распространены граносиениты и кварцевые сиенито-диориты (кварцевые монцитониты), наблюдаются также переходы к диоритам, гранодиоритам, гранитам и сиенитам. Кварцевые монцитониты характеризуются преобладанием плагиоклаза, представленного андезином № 35-42, над калишпатом, количество кварца в них составляет 3-17%, а темноцветных колеблется от 5 до 30%. Темноцветные представлены биотитом, роговой обманкой и нередко также моноклинным пироксеном; соотношения этих минералов самые различные (табл. 12). Аксессуары: апатит, сфен, циркон, ильменит, ортит. Плагиоклаз часто окружен каемкой калишпата. Структура гипидиоморфнозернистая, монцитонитовая, нередко криптовая, обусловленная тем, что основную ткань породы составляют идиоморфные таблички плагиоклаза и отдельные более крупные выделения темноцветов, между которыми располагаются остальные минералы. В граносиенитах резко уменьшается содержание плагиоклаза и он более кислый (олигоклаз), мало темноцветных. С возрастанием в порце роли кварца при различных коли-

чественных вариациях полевых шпатов наблюдаются постепенные переходы к гранодиоритам и гранитам. По химическим особенностям породы довольно разнообразны, но в среднем (табл.3) ближе всего к кварцевым латитам и акеритам, по Р.Дэли, в большинстве случаев натрий в них преобладает над калием. В каракистакском комплексе Е.Н.Горецкая и С.А.Лесков (1968) выделяют две фазы: в первую выделены сиенито-диориты, иногда переходящие в монкинитовое габбро, во вторую - граносиениты.

Размер массивов кызылсуйского комплекса колеблется от сотен квадратных метров до 20 и более квадратных километров. Чаще всего пространственно они тяготеют к областям посткаледонской активизации или приурочены к зонам разломов. Форма массивов различна: штоки, дайки, лакколиты, дискордантные тела неправильной конфигурации. В Кызылсуйском, Терекском и Малококкинской массивах преобладают сиенито-диориты и граносиениты, Ирисуйский массив сложен преимущественно граносиенитами и кварцевыми сиенитами, в Чонмазарском массиве граносиениты переходят в гранодиориты и граниты, а массив Шекуле сложен в основном кварцевыми монцонитами и гранодиоритами. В экзоконтакте вмещающие образования слабо ороговикованы, в основных эффузивах отмечена эпидотизация.

Кызылсуйский массив прорывает вулканиты нижнего девона (аналоги баркольской свиты) и перекрывается вулканогенными образованиями, параллелизуемыми со среднедевонской аральской свитой. Чонмазарский массив также прорывает вулканиты нижнего девона, а перекрывается красноцветами верхнего девона - нижнего карбона. В западной части Киргизского хребта, по данным Е.Н.Горецкой и С.А.Лескова, массивы каракистакского комплекса прорывают нижнепалеозойские отложения и ниже-среднедевонские вулканогенные толщи, а сами интродуцируются субвулканическими телами средне-позднедевонского талдысуйского комплекса. Радиологические определения по калий-аргоновому соотношению в биотите имеются для Шекулинского (470 млн.лет) и Терекского (338 млн.лет) массивов (Каталог, 1972). Кызылсуйский комплекс относится к габбро-монцонит-граносиенитовой формации и вероятно парагенетически связан с вулканитами нижне-среднего девона, характеризующимися довольно пестрым составом. Т.А.Додонова интрузии рассматриваемого комплекса включала в позд-

некембрийско-раннеордовикский монцонитовый комплекс (Шекулинский массив), в позднедевонский талдысуйский комплекс (Чонмзарский массив) и раннекаменноугольный сиенито-диоритовый комплекс (Терекский и Кызылсуйский массивы).

**ВОЗБУТАУСКИЙ КОМПЛЕКС** - фельзиты, гранит-порфиры, кварцевые диорит-порфириты  $\mu_{\text{A}} D_2$  в. Включает Учкуртское штокообразное субвулканическое тело площадью около  $5 \text{ км}^2$  на северном склоне гор Возбутау, Возбутауский шток и целый ряд более мелких штокообразных и дайковых тел, расположенных в поле развития условно среднедевонской вулканогенной толщи.

Возбутауский комплекс - сложное полифациальное субвулканическое образование, тесно связанное с развитыми здесь же покровными экструзиями, выделенными в самостоятельную вулканогенную толщу.

Субвулканический Учкуртский шток вскрыт в центральной эродированной части экструзивной купольной структуры. В его пределах выделяется три фазы. Наиболее ранняя фаза, развитая в южной и юго-западной части массива, представлена гранит-порфирами среднезернистого облика. Породы имеют бледно-розовый цвет. Вкрапленники размером до 2 см принадлежат серицитизированному и альбитизированному плагиоклазу. Основная масса гипидиоморфнозернистая, сложена таблитчатым плагиоклазом (55-65%), ксеноморфным микропертитом (5-10%), кварцем (25%). Породы интенсивно биотитизированы, количество чешуек биотита 5-10%. Аксессуары: апатит, циркон, сфен, отмечены ортит и гранат. По химическому составу наиболее близки к среднему составу щелочноземельного гранита, по Р.Дэли, отличаюсь чуть более натровым составом (табл.6).

Породы второй фазы развиты в северо-восточной части стока. Они представлены кварцевыми диорит-порфиритами, варьирующими по минеральному составу до кварцевых монцодиоритов и гранодиоритов. Это среднекристаллические порфиривидные породы светло-серого или розового цвета, в центральных частях массивные. В приконтактных зонах они становятся полосчатыми, такситовыми. Полосчатость образована разделением лейкократового и меланократового материала. Вкрапленники принадлежат таблитчатому зональному андезину и нерешетчатому калинатровому полевому шпату. Количество вкрапленников

достигает 15-20%. Основная масса гипидиоморфнозернистая, сложена плагиоклазом (60-75%), микроклином (5-10%), гастингситовой роговой обманкой (7-15%), замещаемой биотитом. В меланократовых прослоях полосчатых разновидностей количество роговой обманки может достигать 30-40%. Аксессуары - апатит, циркон, сфен, магнетит, по-видимому, титанистый. По химическим особенностям породы отличаются от типичных кварцевых диоритов, по Р.Дэли, более натровым составом и несколько повышенной глиноземистостью.

Интрузивные образования третьей фазы, прорывающие породы двух первых, представлены двумя телами неравномернозернистых, среднекристаллических лейкократовых гранит-порфиров, которые расположены в юго-восточной и северо-западной частях штока. Площадь их 0,1-0,2 км<sup>2</sup>. Контакты осложнены многочисленными апофизами. Гранит-порфиры сложены решетчатыми микролин-пертитом (около 50%, включая таблитчатые вкрапленники), ксеноморфным кварцем (25-30%) и таблитчатыми зернами андезин-олигоклаза (около 20%). Зеленобурий биотит, по-видимому, вторичный, присутствует в количестве до 5%. Аксессуары: апатит, циркон, гранат. Структуры пород от гипидиоморфной до аплитовой. Химический состав гранит-порфиров значительно отличается от среднего типа гранитов, по Р.Дэли, он отражает их лейкократовый характер и резкое преобладание калишпата.

Жильная фаза представлена мелкими штокообразными телами фельзит-порфиров и кварцевых порфиров, а также реже встречающимися жилами пегматитов и аплитов. Вкрапленники в кварцевых порфирах составляют 10-30% объема пород. Они представлены кварцем, пертитом, олигоклазом. Фельзит-порфиры отличаются отсутствием кварца во вкрапленниках. Основная масса микроаплитовая, микрофельзитовая; иногда псевдосферолитовая или микропегматитовая. Аксессуары: апатит, циркон, рудный минерал (магнетит?).

Возраст комплекса определяется по аналогии с возрастом сингенетичной ему вулканогенной толщи. Для вулканогенной толщи установлено, что она перекрыта без углового несогласия известняковой толщей живецкого возраста, причем, отдельные тела жильной фазы прорывают нижние горизонты известняковой толщи. И.Л.Захаровым были получены цифры радиологического возраста калий-аргоновым мето-



дом для пород Учкуртского штока: 257 млн. лет по биотиту и 266 млн. лет по амфиболу, а также для пород жильной фазы: 267 и 276 млн. лет по биотиту. Эти значения соответствуют пермскому возрасту и, вероятно, отражают время метасоматических преобразований, вызвавших появление вторичного биотита и амфибола.

Формационная принадлежность комплекса определяется его связью с экзрузивными фельзитами и липаритовыми порфирами, для которых он является субвулканической фазой.

**КЫТАЙУЛЬДИНСКИЙ КОМПЛЕКС:** лейкократовые плагиограниты -  $\gamma$   $оD_2$ ? и. В этот комплекс объединена группа плагиогранитных массивов (Гесь, 1971; Макарычев, Гесь, 1971<sub>1</sub>), предживетский возраст которых впервые установил в 1960 г. А.С. Аделунг. Они расположены на правом борту долины р. Терс (Чаткальский хребет) и локализованы в западном замыкании Кассанского антиклинория. Среди них выделяются два интрузивных тела, вытнутых в северо-западном направлении на 6-7 км при ширине от нескольких десятков до 650 м, а также несколько более мелких штоков, внедрившихся субсогласно в нижнесилурийскую и нижнедевонскую (?) толща. Центральные части наиболее крупных массивов комплекса сложены среднезернистыми светлосерыми, иногда с зеленоватым оттенком плагиогранитами, состоящими из альбит-олигоклаза № 10-15 (57%), кварца (37%), роговой обманки и биотита (4%), гидроокислов железа и кальцита (2%). Акцессории: циркон, апатит, титаномагнетит. Структура гипидиоморфнозернистая. Местами отмечен переход в кварцевые диориты.

Мелкие тела и эндоконтактные разности крупных штоков сложены мелкозернистыми разностями плагиогранитов. Почти повсеместно плагиограниты катаклазированы и брекчированы. Зеленая роговая обманка и биотит в них замещены хлоритом, эпидотом и мусковитом с выделением гидроокислов железа. Многочисленные трещины в породах выполнены кальцитом, хлоритом, эпидотом и кварцем. Интенсивные гидротермальные изменения не позволяют изучить петрохимические особенности пород кытайульдинского комплекса.

Контактное влияние кытайульдинских плагиогранитов на вмещающие породы выразилось в интенсивном ороговикании песчаников и цемента конгломератов силура и нижнего девона (?).

Возраст комплекса определяется прорыванием отложений нижнего силура и арчаконушской свиты нижнего девона (?) и присутствием в базальных конгломератах живетского яруса продуктов размыва этих интрузивов. И.Л.Захаров кытайульдинские гранитоиды параллелизует с раннепротерозойским (?) бешторским комплексом, а вмещающие отложения выделяет в качестве блока докембрийских пород. Галька плагиогранитов, обнаруженная в конгломератах нижнего силура, по его мнению, образовалась за счет размыва кытайульдинских массивов.

**БАУБАШАТИНСКИЙ КОМПЛЕКС** – габбро–диабазы, диабазы  $-M)D_2b$ . В баубашатинский комплекс объединяются широко распространенные в горах Баубашата и на западном окончании Ферганского хребта силлы, дайки и небольшие штоки габбро–диабазов, габбро и диабазов. Эти образования впервые были описаны в 1958–1959 гг. Л.И.Турбиным и Т.А.Додоновой. Силлы габбро и габбро–диабазов упомянутые исследователи рассматривали совместно с другими основными интрузиями района, для которых принимался ранне–среднекарбонный возраст. В 1970–1973 гг. Ю.Л.Семенов и В.Ф.Бородаенко уточнили размещение, форму и состав этих тел, которые группируются главным образом на двух участках: междуречье Шайдан–Сересу (Шайданская группа) и междуречье Карасу (вост.) – Караункур (Уюнкурская группа).

Наиболее крупные силлы баубашатинского комплекса имеют протяженность 1,5–2 км при максимальной мощности 100–150 м. Размеры мелких тел изменяются от нескольких метров до первых десятков метров. Часто можно наблюдать серии параллельных силлов, залегающих согласно со складчатостью пород. В крупных телах отмечаются явления дифференциации по зернистости и реже по составу пород. Центральные части их сложены хорошо раскристаллизованными габбро и габбро–диабазами, а краевые – более мелкозернистыми породами. Непосредственно у контактов наблюдаются зоны закалки шириной 15–20 см, представленные диабазовыми порфиритами или тонкозернистыми диабазами. Донные части силлов иногда сложены меланократовыми габбро–диабазами, которые постепенно к височему боку сменяются лейкократовыми разностями. Наиболее ярко процессы дифференциации проявлены в крупном меридиональном силле, обнажающемся в верховьях р.Шайдан, где от подошвы к кровле наблюдалась следующая смена

пород: пикрит-диабазы (15 м), оливковые габбро-диабазы (20–25 м) и лейкократовые габбро-диабазы (около 50 м).

Преобладающей разновидностью пород в силлах являются мелко- и среднезернистые габбро-диабазы, обнаруживающие габбро-офитовую с участками пойкилитовой структуру. Они состоят из лабрадора (60–70%), авгита (20–30%) и титаномагнетита (до 3%), иногда отмечаются редкие зерна оливина; акцессории: апатит и сфен. Следует отметить, что в большинстве случаев породы интенсивно изменены постмагматическими процессами: плагиоклазы сосситритизированы, моноклинный пироксен замещен зеленой или бурой роговой обманкой, что указывает на его несколько щелочной характер, а оливин серпентинизирован. Диабазы, слагающие отдельные мелкие тела или краевые части более крупных силлов, отличаются от описанных габбро-диабазов лишь мелкозернистым сложением и ярко выраженной офитовой структурой.

Пикрит-диабазы Шайданского силла состоят из крупных кристаллов серпентинизированного оливина (60–65%) и мелкозернистой основной массы, сложенной титанистым авгитом с подчиненным количеством плагиоклаза, бурой роговой обманки, биотита и титаномагнетита. Следует отметить, что штоки пикритов и пикритовых порфиров отмечаются также среди покровов основных девонских эффузивов на южном склоне хр. Алаштау в верховьях ручьев Шаркратма и Алашсай.

По химическому составу (табл. 8) габбро-диабазы баубашатинского комплекса мало отличаются от пород других габбро-диабазовых комплексов Южного Тянь-Шаня, а пикрит-диабазы характеризуются пониженным содержанием магния, что указывает на их переходный характер между оливковыми габбро-диабазами и пикритами.

Силлы габбро-диабазов в горах Баубашата приурочены преимущественно к отложениям сересуйской вулканогенно-осадочной толщи, возраст которой определяется в пределах венлока-нижнего девона. На западном окончании Ферганского хребта они локализируются среди терригенных отложений шалдыракской и уюнкурской свит силурийского возраста. Время внедрения баубашатинского комплекса следует связывать с ниже-среднедевонским этапом вулканизма Северной Ферганы, который проявился в образовании мощных толщ основных эффузивов (сересуйская, каракорумская, айрыташская, босоготашская и др. свиты) и комагматических им гипабиссальных интрузий габбро-диабаз-

зов в сопредельных районах.

**ТАШРАБАТСКИЙ КОМПЛЕКС** – габбро-диабазы, пикрит-диабазы, пикриты  $-m \setminus D_2 t$ . В ташрабатский комплекс объединяются две группы силлов, штоков и даек габбро-диабазов, оливиновых диабазов и пикритовых порфиритов, расположенные в различных районах восточной части Южного Тянь-Шаня.

Ташрабатская группа представлена многочисленными силами габбро-диабазов, которые обнажаются на ограниченной площади (15 км x 5 км) в верховьях ручьев Джинишке и Ташрабат в Атбашинском хребте. Впервые габброидные интрузии в этом районе отмечены О.И.Сергуньковой. В 1961 г. Е.И.Карпович и В.А.Колесников установили, что габбро и габбро-диабазы слагают силы и штоки, залегающие в зеленых сланцах верхнего силура. Т.А.Додонова и И.Л.Захаров в 1967 г. рассматривали эти силы как субвулканические аналоги исфаринских покровных излияний основных эффузивов и, соответственно, по возрасту отнесли их к верхнему силуру. А.Г.Конюхов, Е.В.Христов и М.П.Христова в 1973 г. установили, что габброидные силы залегают согласно со складчатостью пород и часто дифференцированы от перидотитов и габбро-пироксенитов до долеритов. По мнению упомянутых авторов, они находятся в тесной генетической связи с вулканогенно-кремнистой толщей живетско-верхнедевонского возраста.

Каиндинская группа габбро-диабазовых силлов расположена в бассейне р.Каинды в восточной части Южного Тянь-Шаня. При проведении геологических съемок в 1966-1971 гг. Ж.А.Борубаевым, В.А.Иорданом, И.Л.Захаровым и другими полоса силлов и штоков габбро-диабазов, среди которых были отмечены мелкие линзы ультрамафитов, была прослежена на 35-40 км по обоим бортам долины р.Каинды – от ее верховьев до впадения в р.Сарыджаз. Эти габброидные тела залегают в вулканогенно-осадочной толще, сложенной преимущественно кремнистыми, кремнисто-хлоритовыми сланцами, диабазовыми порфиритами и спилитами, возраст которой определяется в пределах верхнего силура – нижнего девона. Ж.А.Борубаев, В.А.Иордан и другие рассматривают габброидные тела Каиндинской группы как субвулканические интрузии, связанные с вмещающими основными эффузивами. Эти представления разделяют Т.А.Додонова и И.Л.Захаров, которые

считают основные и ультраосновные породы хр.Иньльчек дифференциатами базальтовой магмы позднесилурийского вулканоплутонического комплекса. Ю.Л.Семеновым и Б.А.Медведевым ультрамафитовые дифференциаты, описанные предыдущими исследователями как серпентинизированные перидотиты, в 1973 г. были определены как пикритовые порфириты.

В целом по составу, строению и возрасту силлы обеих групп близки между собой и могут быть отнесены к единому ташрабатскому пикрит-габбро-диабазовому комплексу.

На обоих участках отдельные тела габбро-диабазов прослеживаются на 2-3 км, но чаще имеют длину в первые десятки или сотни метров. Мощность их варьирует в пределах от 2-3 м до 30-50 м, хотя в случае пологого залегания силлов ширина выходов габброидов достигает 100-120 м. На правом склоне долины р.Каинды наблюдались неправильные по форме тела габбро-диабазов площадью до 0,5 км<sup>2</sup>.

Большинство силлов сложено габбро-диабазами, оливиновыми диабазами и диабазами, имеющими четкие интрузивные контакты с вмещающими породами. Габбро-диабазы и диабазы имеют у контактов тонкозернистое сложение, а вмещающие сланцы на протяжении 0,5-1 м превращены в плотные слюдястые роговики. В дифференцированных силлах наряду с габбро-диабазами и диабазами отмечаются пикрит-диабазы и пикритовые порфириты, которые иногда слагают самостоятельные тела, протяженностью от 30-50 м до 500-1000 м, как например в долинах ручьев Камышты и Текесай на южном склоне хр.Иньльчек или на правом берегу р.Учгара в Атбашинском хребте. Наиболее дифференцированные силлы отмечены в верховьях р.Джинишке (Ташрабатская группа) и на водоразделе между р.Каинды и ручьем Байш (Каиндинская группа). В последнем случае от подошвы к кровле наблюдалась следующая смена пород: крупнозернистые оливиновые габбро-диабазы с полосами (шириной 0,5-1,5 м) пикритовых порфиритов (10-15 м), среднезернистые меланократовые габбро-диабазы (25-30 м) и лейкократовые габбро-диабазы (10-15 м). Взаимопереходы между отмеченными разновидностями пород постепенные, только у контактов отмечается зона мелкозернистых диабазов шириной 0,5-0,8 м.

Габбро-диабазы состоят из сосеритизированного лабрадора и амфиболитизированного авгита, образующих офитовую структуру. В под-

чиненном количестве (5-10%) в породах присутствуют бурая роговая обманка, биотит и титаномагнетит; акцессорные минералы представлены апатитом и сфеном. В оливиновых габбро-диабазы и диабазы к этим минералам добавляется оливин (до 10%), в значительной степени замещенный серпентином и тальком. Отдельные тела или краевые части крупных силлов сложены диабазовыми порфиритами, состоящими из вкрапленников авгита и мелкозернистой диабазовой основной массы, в которой встречаются миндалины, выполненные хлоритом.

Ультрамафиты Ташрабатской и Каиндинской групп в большинстве случаев представлены алопикритовыми серпентинитами, первичный оливин в которых замещен серпентиновыми или тальково-серпентиновыми псевдоморфозами, составляющими 60-80% объема породы. Все пространство между серпентиновыми псевдоморфозами заполнено соспирит-хлоритовой основной массой, среди которой располагаются многочисленные зерна титанистого авгита, таблички бурой роговой обманки, пластинки биотита и мелкие кристаллы титаномагнетита. Судя по порфириной структуре, составу и реликтам оливина внутри серпентиновых псевдоморфоз, первичные ультрамафиты были представлены пикритовыми порфиритами.

По химическому составу габбро-диабазы и пикритовые порфири-ты Ташрабатской и Каиндинской групп близки между собой и с другими пикрит-габбро-диабазовыми комплексами Южного Тянь-Шаня (табл. 7).

Среднедевонский возраст ташрабатского комплекса принимается в значительной степени условно: для Каиндинской группы по пространственной и генетической связи с силурийско-нижнедевонской эффузивно-сланцевой толщей, а для Ташрабатской группы по парагенетической связи с эффузивами живетско-верхнедевонского возраста, обналичившимися южнее поля развития габбро-диабазовых силлов.

**НАДИРСКИЙ КОМПЛЕКС** - габбро-диабазы, пикриты, пикритовые порфири-ты, алопикритовые серпентиниты, диабазы -  $n \setminus D_2 n$ . Породы этого комплекса распространены в Сарталинской долине на северном склоне Алайского хребта, где прослеживаются на протяжении 30 км от пос. Сатале до левобережья р. Сох, а также образуют несколько групп мелких массивов в горах Карачатыр. Ранее пикриты и пикритовые порфири-ты определялись как перидотиты и объединялись с альпий-

нотипными ультрамафитовыми интрузиями Южно-Ферганского пояса (Висьневский, Халматов и др., 1965; Полякова, 1970; Макарычев, 1975), хотя отдельные описания и упоминания о находках пикритовых порфиритов имеются в ряде предшествующих работ (Мушкетов, 1928; Халматов, 1962; Гамадеев, Хамрабаев и др., 1967). В 1968-1975 гг. Ю.Л.Семеновым эти образования были выделены из альпинотипного габбро-перидотитового комплекса Южного Тянь-Шаня и кратко описаны в ряде работ (Михайлов, Семенов, 1976<sub>1</sub>; Семенов, 1978).

Пикриты, пикритовые порфириты, пикрит-диабазы и диабазы залегают в осадочно-вулканогенных толщах ордовика - нижнего силура и киргизатинской серии нижнего - среднего девона. Они образуют либо согласные дифференцированные и недифференцированные силлы размерами от 100-200 м до 1-3 км по простиранию, либо мелкие секущие дайкообразные и штокообразные тела. Наиболее крупным среди них является Надырский пикрит-габбро-диабазовый силл, вытянутый в субширотном направлении на 5 км и имеющий мощность от 500 м в центральной части до 100-200 м на флангах. На всем протяжении Надырского силла устанавливается его четкая дифференциация. Нижняя часть силла мощностью 100-300 м сложена чередующимися полосами пикритов и апопикритовых серпентинитов, а верхняя часть состоит из меланократовых и лейкократовых габбро-диабазов. В зоне перехода шириной 0,3-1,2 м пикриты постепенно через пикрит-диабазы сменяются габбро-диабазами. Подобные хорошо дифференцированные силлы отмечены в 1972 г. И.Л.Тесленко в центральной части гор Карачатыр. Однако гораздо чаще встречаются недифференцированные силлы мощностью 5-20 м, сложенные только пикритами или габбро-диабазами. В отдельных случаях пикритовые порфириты отмечаются в составе покровов оливиновых диабазов, с которыми они образуют постепенные переходы. В северной части гор Карачатыр и на левобережье р.Сох среди основных эффузивов араванской свиты залегают штоки пикритовых порфиритов размерами до 20-60 м в поперечнике, имеющие секущие контакты с вмещающими породами. В эндоконтактовых частях таких тел пикритовые порфириты имеют мелкозернистое сложение и обогащены глаукоклазом, а сами контакты пересекают полосчатость вмещающих эффузивов.

Пикриты представляют собой темно-зеленые или черные массивные породы с шаровой отдельностью. Состав: оливин-хризолит (70-

90%), титанистый авгит (3-15%), бурая роговая обманка (3-15%), соспоритизированный плагиоклаз (до 2%) и биотит (до 2%). Акцессории: титаномагнетит и редкая вкрапленность сульфидов. Наряду с более крупными кристаллами оливина (2-3 мм) отмечаются мелкие (0,1-0,5 мм) округлые вростки оливина в пироксене. Биотит, соспоритизированный плагиоклаз и титаномагнетит располагаются в интерстициях между оливином и пироксеном. В апопикритовых серпентинитах оливин полностью замещен псевдоморфозами серпентина и талька. Структура порфиroidная криптовая или пойкилитовая. Пикритовые порфириты состоят из хорошо ограненных кристаллов оливина (60-80%) и диабазовой мелкозернистой основной массы, в которой встречаются миндалины, сложенные хлоритом. Характерно, что в крупных кристаллах оливина пикритов и пикритовых порфиритов отмечаются овальные включения (до 0,3 мм), состоящие из лейцитовидных выделений пироксена и плагиоклаза и хлоритового базиса. Габбро-диабазы верхних частей силлов сложены соспоритизированным лабрадором и авгитом, структура офитовая или пойкилоофитовая. В подчиненном количестве встречаются олизин, бурая и зеленая роговые обманки, биотит и титаномагнетит. В зависимости от количественных соотношений этих компонентов выделяются лейкократовые и меланократовые разности габбро-диабазов.

Средний химический состав пород комплекса приведен в табл. 8. В отличие от расположенных севернее Каракольского и Заркарского габбро-перидотитовых массивов пикриты Надирского силла характеризуются резко повышенными содержаниями алюминия, кальция, титана и щелочей. Спектральными анализами обнаружены хром, медь, никель, кобальт, титан и ванадий, из которых никель и кобальт содержатся в кларковых количествах, а содержание остальных элементов превышает 2-3 кларка. Такая геохимическая специализация указывает на родство пикритов и пикритовых порфиритов как с ультрамафитами (Cr, Ca), так и с базальтоидными породами (Ti, V).

Пикриты и пикритовые порфириты надирского комплекса являются, вероятно, ультрамафитовыми дифференциатами основных эффузивов араванской свиты, с которыми они встречаются в единых покровах, имеют близкий минеральный состав и геохимическую специализацию. Так, пикрит-диабазы переходной зоны Надирского силла или



обогащенные плагиоклазом части других силлов и штоков петрографически и геохимически не отличимы от оливиновых диабазов, встречающихся в составе вмещающих толщ.

Возраст пикрит-габбро-диабазового надирского комплекса, пространственно и генетически связанного с основными эффузивами арванской свиты, входящей в киргизатинскую серию, определяется как среднедевонский.

СРЕДНЕДЕВОНСКИЕ ГРАНОДИОРИТ-ПОРФИРЫ  $\gamma$  и  $\delta$  D<sub>2</sub>, АНДЕЗИТОВЫЕ ПОРФИРИТЫ  $\mu$  и  $\lambda$  D<sub>2</sub>, ДИОРИТЫ  $\rho$  и  $\delta$  D<sub>2</sub>. Эти породы распространены в областях развития девонского вулканизма и представляют собой субвулканическую фацию соответствующих образований. Они встречаются в Северной Киргизии и в Кассанском районе.

Тела имеют форму штоков, некков, даек, реже силлов. Размер подавляющего большинства из них составляет менее 1 км<sup>2</sup>, редко достигая 2-3 км<sup>2</sup>. В западной части Киргизского хребта расположено несколько подобных тел, самым крупным из которых является Баркольский шток (около 3 км<sup>2</sup>). Он сформировался в два этапа. В первый образовались диориты, кварцевые диориты и гранодиориты. К заключительной стадии относятся дайкообразные тела диорит-порфиритов и микродиоритов. В массиве преобладают серые и светло-серые мелко-среднезернистые диориты и кварцевые диориты. Состав пород: андезин № 33-35 (60%), калишпат (от 0 до 15%), кварц (до 15%), биотит (до 15%), амфибол (1-2%). Структура гипидиоморфнозернистая. Темноцветные минералы, как правило, опацифицированы и хлоритизированы. Из вторичных минералов широко распространены хлорит, эпидот, серицит, кальцит. В протоочках установлены апатит, циркон, сфен, анатаз, турмалин, пирит, халькопирит, золото, шеелит, висмутин, барит. Диоритовые порфириты дайковой фазы содержат вкрапленники андезина и роговой обманки; основная масса в них слабо раскристаллизована. В эндоконтактных частях Баркольского штока диориты становятся более мелкозернистыми, в них появляются порфиритовидные выделения плагиоклаза размером до 1,5-2 см. Во вмещающих породах на расстоянии до 50-60 м отмечено слабое ороговикование. Расположенный в развилке р.Таддыбулак, примерно в 20 км к ЮВ от Баркольского, Таддыбулакский некк (около 1 км<sup>2</sup>) сложен диоритовыми порфиритами, местами брекчированными и цементированными

фельзитами. Породы интенсивно изменены: в краевых частях отмечена пропилитизация, к центру некка сменяющаяся серицитизацией, а затем – окварцеванием. Описываемые тела диоритов и диоритовых порфиритов прорывают отложения ордовика и эффузивы баркольской свиты нижнего девона. Данные о взаимоотношении с конгломератами среднедевонской каракольской свиты противоречивы. По сведениям А.А.Черепанова, в конгломератах среднего девона содержится галька кварцевых диоритов, сходных с баркольскими. В то же время, по мнению А.Я.Коляды, интенсивная эпидотизация этих конгломератов вблизи Талдыбулакского некка может быть обусловлена контактовым воздействием данной интрузии.

В центральной части Киргизского хребта, в долине р.Аксу, характеризующие субинтрузивные штоки и дайки сложены массивными серо-зелеными микродиоритами с призматическизернистой структурой и андезитовыми порфиритами, в которых вкрапленники плагиоклаза и темноцветных располагаются в пилотакситовой или микрозернистой основной массе. Породы состоят из андезина № 33–40 и сильно измененной роговой обманки, встречается до 6% кварца; много вторичных минералов: хлорита, эпидота, серицита, карбоната. Массивы прорывают баркольскую свиту нижнего девона, а обломки их пород содержатся в конгломератах верхнего девона – нижнего карбона.

В Кассанском районе встречаются субвулканические образования, связанные с эффузивами арчакоушской свиты нижнего девона (?) и чарканакской свиты среднего девона (эйфеля?). Они образуют дайки, нежки и силлы, сложенные андезитовыми, андезито-дацитовыми реже диабазовыми порфиритами и дацитами. Породы имеют серую окраску разных оттенков, массивную, нередко брекчиевую текстуру, порфировую структуру. Вкрапленники чаще всего представлены андезином, в подчиненном количестве встречаются порфиновые выделения биотита, амфибола, пироксена и кварца; темноцветные в большинстве случаев замещены хлоритом и карбонатом.

**КВАРЦЕВЫЕ ПОРФИРЫ, ФЕЛЬЗИТЫ – М (D<sub>2-3</sub>), ГРАНИТ-ПОРФИРЫ – γ К D<sub>2-3</sub>, МЕЛКОЗЕРНИСТЫЕ ГРАНИТЫ γ D<sub>2-3</sub>** (субинтрузивная фацис талдысуйской свиты). Эти образования широко распространены в области Северного Тянь-Шаня, концентрируясь в районах проявления девонского вулканизма или трассируя крупные зоны нарушений. Сведения об этих породах содержатся во многих работах: Т.А.Додоновой

(1962, 1969<sub>1</sub>), Е.П.Зайченко (1963, 1967, 1977), О.Н.Грязнова (1967, 1968), Е.Н.Горецкой и С.А.Лескова (1968) и др.

Форма массивов очень разнообразна: штоки, дайки, necks, лакколиты, согласные залежи и интрузивы сложных неправильных очертаний. Значительно варьируют и размеры тел: от десятков квадратных метров до десятков квадратных километров. Характер пород в основном определяется глубиной эрозионного среза и величиной массивов. Наиболее распространены кварцевые порфиры и фельзиты, переходящие в гранит-порфиры; относительно редки мелко- и среднезернистые граниты. Породы имеют обычно розовую, красную или розовато-серую окраску. Количество вкрапленников в кварцевых порфирах и фельзитах невелико, а в гранит-порфирах достигает 25-40%. Они представлены полевыми шпатами, в меньшем количестве - кварцем. Состав пород вообще однотипен. Подсчитанный в мелкозернистых гранитах, он характеризуется такими соотношениями: калишпат (40-60%), кислый олигоклаз до олигоклаз-андезина (10-30%), кварц (27-40%), темноцветные (до 6%); последние представлены биотитом, часто присутствует амфибол. Аксессуары: апатит, циркон, сфен, пирит, ильменит. Структура основной массы в близповерхностных телах фельзитовая, микропыхилитовая, псевдосферолитовая, в более раскристаллизованных разностях - гранитовая. Часто в породах наблюдается микроиаролитовая текстура с заполнением пустот кварцем, серицитом, флюоритом, иногда в ассоциации с карбонатом и хлоритом. Местами отмечается грейзенизация, березитизация, обогащение флюоритом. В эндоконтакте рассматриваемых тел, как правило, развита маломощная зона закалки, в которой породы становятся еще более мелкозернистыми. Например, для гранит-порфиров характерна оторочка фельзитов.

По условиям образования в данной группе тел, по-видимому, присутствуют корневые части экструзий; собственно субвулканические образования и гипабиссальные интрузии с глубиной застывания до 2500 м. Наиболее детально они изучены в Аральской и Топской мульдах, в бассейне р.Арамсу, урочище Кадхисай и на северном склоне хр.Молдотау. Для химического состава пород (табл.3) характерно высокое содержание кремнекислоты и щелочей (при преобладании кальция над натрием) и бедность элементами группы железа, особенно магнием. Нередко в них отмечается переизбыток глинозема. При

сравнении со средними типами пород, по Р.Дэли, они оказываются близкими к аляскитам и риолитам. Возраст обусловлен связью, часто непосредственной, с кислыми эффузивами средне-верхнедевонской талдысуйской свиты. Массивы мелкозернистых гранитов и гранит-порфиров трансгрессивно перекрываются красноцветами верхнего девона (Боомское уезде) и верхнего девона - нижнего карбона (верховье р.Карабалты).

**ДЖИЛИСУЙСКИЙ КОМПЛЕКС** - средне-крупнозернистые лейкократовые граниты, аляскиты, порфировидные граниты -  $\gamma$  Da. Встречен на южном склоне хр. Терской Алатау, в долине р. Джилису, где слагает одноименный массив. По-видимому, в пределах Северного Тянь-Шаня эти породы пользуются более широким распространением.

Граниты имеют розово-серую и розовую окраску. Состав: кварц (25-40%), решетчатый микроклин-пертит (30-50%), олигоклаз № 20 (10-30%), биотит (3-5%), встречаются мусковит, изредка роговая обманка. Акцессории: циркон, торит, топаз, флюорит, турмалин, касситерит, сфен, кроме того, в отдельных случаях - магнетит, ильменит, апатит, ортит, молибденит. Структура гипидиоморфнозернистая. В эндоконтакте граниты переходят в мелкозернистые порфировидные разновидности, вкрапленники, в которых представлены решетчатым микроклином и кварцем; структура основной массы гранулитовая. В отдельных участках эндоконтакта развиты граносиениты. В химическом отношении (табл. 3) породы сильно пересыщены кремнеземом, часто пересыщены глиноземом, содержат мало магния, кальция, титана; при сравнении со средними типами пород, по Р.Дэли, ближе всего стоят к аляскитам и риолитам. Жильная фаза представлена секущими телами мелкозернистых лейкократовых гранитов и аплитов размером от 0,2 до 1 км<sup>2</sup>. Лейкократовые граниты отличаются более кислым плагиоклазом № 10, содержанием биотита в количестве 1-3% и наличием в микроклин-пертите микропоякитовых включений кварца; в аплитах темноцветные практически отсутствуют. Для гранитов Джилисуйского интрузива характерны альбитизация, грейзенизация, в большом количестве встречаются пегматитовые, кварц-флюоритовые и кварц-турмалиновые жилы и линзовидные обособления.

Площадь Джилисуйского массива около 50 км<sup>2</sup>. Он имеет форму штока, вскрытого эрозией на небольшую глубину. В зоне экзоконтак-

товых изменений, ширина которой колеблется от 50 до 500 м, кислые эффузивы ороговикованы, в порфиритах отмечается амфиболитизация и эпидотитизация, в известняках развивается мраморизация и образуются скарны с везувианом, гранатом, скаполитом, пироксеном, амфиболом и эпидотом. Джилисуйский массив прорывает известняки суекской свиты среднего рифея, а также эффузивы верхнего рифея (терскайская свита), нижнего девона (баркольская свита) и нижнего-среднего девона (альмерекская свита). Возраст биотита, полученный калий-аргоновым методом, оказался равным 440 млн. лет, что соответствует границе ордовика и силура. На этом основании Т.А.Додонова в 1974 г. датировала граниты силуром, но интрузивный характер контакта с девонскими эффузивами противоречит такому заключению. С.А.Лесков в 1977 г. параллелизовал граниты Джилисуйского массива с пермским керегеташским комплексом и отнес их к формации аляскитовых гранитов.

#### СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

СЕРПЕНТИНИТЫ, СЕРПЕНТИНИЗИРОВАННЫЕ ГАРЦБУРГИТЫ, ПЕРИДОТИТЫ И ВЕРЛИТЫ, ЛИСТВЕНИТЫ -  $\delta Pz_2$ , ГАБЕРО, ГАБЕРО-НОРИТЫ -  $\gamma Pz_2$ . Образуют самый крупный в Средней Азии Южно-Тяньшаньский ультрамафитовый пояс, прослеживающийся на протяжении 1500 км от гор Нурагау на западе до ледников Хан-Тенгри на востоке. На территории Киргизии расположена значительная часть этого пояса (1100 км), включающая около 300 больших и малых массивов. В пределах Киргизии намечаются три географически обособленные полосы ультрамафитов: Южно-Ферганская, Северо-Ферганская и Атбаш-Иньальчекская. В составе всех массивов преимущественно развиты серпентиниты. Слабо серпентинизированные гарцбургиты и дуниты отмечаются лишь в массивах Северо-Ферганской полосы. Почти во всех ультрамафитовых массивах широко распространены незначительные по площади мелкие неправильные тела, дайки и жилы сосеритовых габбро, габбро-пегматитов, родингитов, плагиоклазовых верлитов, лерцолитов и пироксенитов. Промышленные месторождения полезных ископаемых в связи с ультраосновными интрузиями неизвестны; отмечены небольшие рудопроявления хромита, хризотил-асбеста, магнезита и талька.

В Южно-Ферганской полосе ультрамафитовые массивы расположены на северных склонах Алайского хребта. Они образуют несколько параллельных или переходящих друг в друга по простиранию цепочек массивов, залегающих в осадочных, вулканогенных отложениях силура - среднего девона. Северная цепочка включает Канскую, Ходжагаирскую и Чонкойскую группы массивов. Средняя цепочка начинается Тауштамдыкскими массивами в междуречье Исфара-Сох, включает Сарталинскую и Абширскую группы массивов и заканчивается на востоке мелкими телами в горах Конуртубе. Южная-Актурская цепочка представлена серией небольших серпентинитовых тел, расположенных в верховьях рек Киргиз-Ата, Ак-Бура и Гульча. Наиболее крупными массивами в Южной Фергане являются: Канский, Чонкойский, Заркарский, Джейранбельский и Абширский. Все остальные представлены серпентинитовыми линзами длиной 50-1000 м, мощностью 10-200 м и площадью до 0,1-0,2 км<sup>2</sup>.

Канский массив расположен в северных предгорьях хр. Катрантау. На всем протяжении он сложен трещиноватыми, развальцованными апогартцбургитовыми хризотил-лизардитовыми серпентинитами, среди которых отмечаются глыбообразные выходы верлитов, лерцолитов и пироксенитов дайковой серии. Более широко распространены мелкие тела габбро, родингитов и жилы, протяженностью до 30-50 м, флогопитовых габбро-пегматитов. В центральной части массива известно несколько небольших тел диорит-порфиритов ("лампрофировидные диориты", по Я.С. Висьневскому, 1954), а в восточной части массива широко распространены листвениты, наиболее крупные тела которых достигают 1-2,5 км длины и 0,2-0,6 км мощности. Среди серпентинитов встречаются многочисленные «локи девонских пород, которые Ю.А. Семенов, И.П. Морозов, Г.Г. Кравченко, В.С. Сафин рассматривают как ксенолиты. Однако при последующих тектонических подвижках первичные взаимоотношения пород были нарушены и об их интрузивном характере можно судить лишь по жилам серпентинита, пересекающим ксенолиты, или по перекристаллизации краевых частей известняковых ксенолитов, в наиболее крупных из которых иногда сохраняются остатки девонской фауны.

Чонкойский и расположенный севернее Тогузбулакский массивы образуют пластины, вытянутые в широтном направлении на 3-4 км

при мощности до 100–300 м. Чонкойский массив падает на север под углом 70–80°, а Тогузбулакский – на юг, угол 60–70°. Эти массивы приурочены к широтным разломам, обрамляющим с юга и севера синклинали, образованную эффузивными и осадочными породами киргизатинской серии. Массивы сложены баститовыми антигорит-лизардитовыми и антигоритовыми серпентинитами с редкими реликтами бронзита и хромшпинелида. В серпентинитах залегают небольшие жилы родингитов и сосситовых габбро. С ультрамафитовыми массивами Чонкойской группы тесно связаны листовиты, образующие жилообразные и пластинчатые тела преимущественно в приконтактных частях. Наиболее крупные тела длиной до 1,5–2 км и мощностью до 60 м приурочены к Чонкойскому массиву, где хорошо видны постепенные переходы от неизменных серпентинитов через карбонатизированные серпентиниты в кварцево-карбонатные породы. Несколько отличается от остальных массивов Чонкойской группы Араванский массив размерами 4 x 0,8 км, расположенный в северо-восточной части гор Карачатыр. Он сложен полосчатыми антигоритовыми сланцами и серпентинитами, залегающими согласно с вмещающими метаморфическими породами канской свиты. В западной части массива среди серпентинитов обнажается блок рассланцованных перидотитов-гарцбургитов.

Каракольский и Заркарский ультрамафитовые массивы расположены в Сарталинской долине. Я.С.Висьневский, А.Х.Халматов и др. (1965) и Э.В.Пояркова (1970) рассматривают их совместно с Надирским пикритовым массивом в составе Сарталинской полосы ультраосновных и основных пород. Последующее изучение показало, что Каракольский и Заркарский массивы принадлежат к альпинотипной габбро-перидотитовой формации, а надирский является дифференцированным пикрит-габбро-диабазовым силлом (Михайлов, Семенов, 1976). Г.И.Макартчев (1978) рассматривает все ультрамафиты Сарталинской полосы как рифейское гипербазит-габбровое основание, перекрытое вулканогенно-кремнистой толщей, возраст которой не моложе раннего палеозоя. Каракольский массив вытянут в северо-восточном направлении на 6 км при мощности 0,5–0,8 км. В его южной части наблюдается чередование габбро и габбро-норитов с редкими полосами (10–12 м) баститовых серпентинитов. Границы между полосами габбро и серпентинитов нечеткие, породы постепенно переходят одна в дру-

гую. Местами в габброидах отмечается тонкая полосчатость, обусловленная чередованием слоев, обогащенных пироксеном и плагиоклазом. Северная часть массива сложена преимущественно алогардбургитовыми серпентинитами. Заркарский массив протягивается на 9 км при ширине выходов от 600 м в центре до 100-200 м на флангах. Центральная часть массива сложена серпентинитами и подчиненными габброидами, а краевые - серпентинитами. Тесная пространственная связь между серпентинитами и габбро, постепенные переходы между ними, указывающие на явления дифференциации в камере плутона, свидетельствуют о принадлежности всей гаммы пород Каракольского и Заркарского массивов к единому комплексу. Контакты серпентинитов с вмещающими породами имеют тектонический характер, в то время как между габброидами и эффузивами ордовика - нижнего силура в ряде мест установлены интрузивные взаимоотношения.

Среднепалеозойский возраст серпентинитов Джно-Берганской полосы основывается на том, что ультрамафиты прорывают эффузивы киргизатинской серии ( $D_{1-2}kw$ ) и фаунистически охарактеризованные отложения тахматдангинской свиты -  $D_{2-3}th$  (Канский массив), а в ряде мест перекрываются осадочными конгломерато-брекчиями и гравелитами с обломками серпентинитов, которые встречаются в основании коксарайской свиты визе-башкирского возраста. Определение возраста ультрамафитов Канского массива по флогопиту из габбро-пегматитовой жилы, сделанное в 1969 г. Г.А.Муриной в лаборатории ВСЕГЕИ, дало значение  $417 \pm 10$  млн. лет, соответствующее середине силура. Рассланцованные ультрамафиты Араванского массива, возможно, являются более древними, протерозойскими (?), в пользу чего свидетельствуют их согласное залегание среди метаморфических пород канской серии и одинаковая степень рассланцевания тех и других образований.

В Северо-Ферганскую полосу объединяются ультраосновные массивы Северной и Северо-Восточной Ферганы, которые образуют дугообразный прерывистый пояс длиной около 190 км. Эта полоса начинается рядом мелких линз серпентинитов на западных склонах Ферганского хребта, прослеживается через горы Баубашата на западные и южные склоны Атойнакского хребта и заканчивается небольшими телами ультрамафитов в районе слияния рек



Нарын и Узунмахмат. По размерам и насыщенности интрузиями Северо-Ферганская полоса является наиболее крупной во всей Средней Азии.

Интрузии залегают в метаморфических сланцах маңлисуьской свиты, вулканогенно-осадочных отложениях силура и кремнисто-спилит-диабазовых толщах нижнего-среднего девона. Наиболее крупными в пределах Северо-Ферганской полосы являются Мынаболдинский, Кезартский, Верхнетурдукский, Кумбельский и Атойнакский массивы. Остальные обычно представлены линзовидными или пластообразными телами длиной от 0,2-0,3 км до 1-2 км и площадью 0,1-0,5 км<sup>2</sup>.

Кезартский и Мынаболдинский массивы расположены на левобережье р. Карасу (Западная) и при мощности 0,3-2 км вытянуты на 14 км в северо-западном направлении вдоль Кызкурганского разлома. В целом это несомненно единое ультрамафитовое тело, разделенное узким перешейком в верховьях ручья Учкур. Северо-восточный контакт массива на всем протяжении перекрыт пологим (40-50°) надвигом верхнепалеозойских отложений. Характерным в строении этих массивов является наличие крупных ядер (0,5-1,5 км в поперечнике) серпентинизированных гарцбургитов. На отдельных участках внутри ядер отмечено чередование полос (шириной 0,2-2 м) гарцбургитов и дунитов или в редких случаях гарцбургитов, плагиоклазовых перцолитов и верлитов. Ядра и блоки гарцбургитов залегают среди хризотил-лизардитовых серпентинитов, с которыми имеют постепенные переходы.

Атойнакский массив имеет неправильную штокообразную форму (площадь 5,7 км<sup>2</sup>). Сложен слабо серпентинизированными перидотитами, слагающими крупное ядро (до 2 км в поперечнике) в его центральной части, окруженное по периферии хризотил-лизардитовыми серпентинитами. В юго-западной части массива на площади около 1 км<sup>2</sup> имеется обособление среднезернистого габбро. По ручью Кокджайляу в ультраосновных породах отмечена грубая и тонкая полосчатость. Первая обусловлена чередованием полос дунитов и гарцбургитов шириной 3-5 м, а вторая, проявленная в гарцбургитах, - чередованием слоев (3-10 см), более и менее обогащенных ромбическим пироксеном.

Нижняя граница возраста ультрамафитов Северо-Ферганской полосы определяется условно по парагенетической связи с кремнисто-спилит-диабазовыми, известняково-спилит-диабазовыми и кремнистыми

толщами верхнего силура – среднего девона. Ультрамафитовые массивы содержат ксенолиты этих толщ. Интрузивный контакт между гарнбургитами и амфиболитами майлисувской свиты наблюдался в западной части Менаболдинского массива. Верхняя граница возраста определяется достаточно достоверно по налеганию в ряде мест на ультрамафиты конгломератов с остатками фауны верхнего визе и московского яруса.

Следует отметить, что в составе массивов Северо-Ферганской полосы возможно присутствуют докембрийские (?) ультрамафитовые тела, приуроченные к блокам метаморфических пород майлисувской свиты. Так, в верховьях ручья Кызылбизит (правый приток р.Нарын) наблюдалась крупная линза (1,5 км x 0,2 км) полосчатых, местами плитчатых, антигоритовых сланцев, залегающих согласно с вмещающими хлорит-эпидот-актинолитовыми сланцами майлисувской свиты. По разлому антигоритовые сланцы и породы майлисувской свиты пересечены крупным телом неметаморфизованных хризотил-лизардитовых серпентинитов, содержащих небольшие штоки габбро и жилы габбро-пегматитов. Это пересечение различных по составу и степени метаморфизма серпентинитовых тел свидетельствует о наличии в Северной Фергане двух разновозрастных групп ультрамафитов.

В водораздельной части Чаткальского хребта расположено несколько небольших тел серпентинитов (Торгайсаяская группа), отнесенных по возрасту также к среднему палеозою. Они приурочены к разломам, пересекающим осадочно-вулканогенные толщи докембрия и нижнего силура, а обломки серпентинитов встречаются в конгломератах тилькубашской свиты (D<sub>2-3</sub>t1).

В А т б а ш и - И н ы л ь ч е к с к о й  п о л о с е , в восточной части Южного Тянь-Шаня, ультрамафитовые массивы образуют несколько разобщенных групп. Они приурочены к зоне Атбаш-Иныльчекского глубинного разлома и протягиваются от восточных склонов Ферганского хребта на западе до горного узла Хан-Тенгри на востоке. Здесь выделяются Арпинская, Атбашинская, Джанджержская, Бешмойнокская и Койкапская группы тел (табл.9).

Атбашинские и Арпинские массивы имеют форму вытянутых линз, самые крупные из которых достигают размера 0,5 x 4-5 км. Они приурочены к разломам среди вулканогенно-осадочных и метаморфических

образований силура - нижнего девона. Сложены рассланцованными антигорит-лизардитовыми серпентинитами, содержащими отдельные включения габбро-амфиболитов, амфиболитов и кристаллических сланцев. В серпентинитах, в зоне контактов и во вмещающих породах залегают многочисленные тела апосерпентинитовых лиственитов.

Ультраосновные массивы Джанджерской группы протягиваются вдоль северного склона Джанджерского хребта на 42 км. Самые крупные из них: Балыктинский (1,2 x 9 км), Арчалинский (0,6 x 9 км) и Джиланачский (0,6 x 8 км), - приурочены к разлому, разделяющему метаморфизованные породы балыктинской свиты нижнего - среднего девона (?) и вулканогенно-осадочные отложения верхнего силура - нижнего девона. Преимущественно развиты в составе массивов баститовые хризотил-лизардитовые и хризотил-антигоритовые серпентиниты, включающие небольшие штоки, дайки и жилы габбро, оливиновых габбро-норитов. Реже встречается глыбообразные выходы плагиоклазовых лерцолитов и верлитов, а также небольшие жилы габбро-пегматитов. Размеры этих тел обычно колеблются от первых метров до десятка метров и лишь в Арчалинском массиве отмечены обособления габбро длиной 200-500 м и мощностью до 50-100 м. Судя по размещению серпентинитовых тел среди вулканогенно-осадочных пород верхнего силура - нижнего девона и наличию крупных ксенолитов последних в Балыктинском массиве, можно предполагать посленижнедевонский возраст ультрамафитов Джанджерской группы.

Бешмойнокская группа расположена на южном склоне хр. Акшийряк (восточный). Пластообразные тела длиной от 0,5 до 2-4 км прослеживаются в зоне контакта между кремнисто-вулканогенной толщей верхнего силура - нижнего девона и осадочными отложениями девона-карбона. Все тела группы сложены серпентинитами, в которых местах сохранились реликтовые зерна ромбического пироксена.

Койкапские массивы находятся в водораздельной части гор Уч-Чат и приурочены к зоне сочленения Инильчекской и Кокшаальской структурно-формационных зон Южного Тянь-Шаня. Изучены только западная часть Койкапского массива и несколько небольших линзовидных тел в его окрестностях. Койкапский массив (20 км<sup>2</sup>) сложен крупнозернистыми габбро и габбро-диабазами, среди которых располагаются полосы порфиробластовых серпентинитов.

В составе характеризующих массивов резко преобладают ультраосновные породы, а габброиды имеют подчиненное значение. Ультрамафиты подвержены широко проявленным процессам серпентинизации. Среди серпентинитов преобладают хризотил-лизардитовые и антигорит-хризотил-лизардитовые разновидности, в которых постоянно присутствуют порфирировидные выделения бастита (10-40%) и редкие зерна хромшпинелида. Реже встречаются хризотил-антигоритовые и антигоритовые разновидности. В серпентинитах отмечаются небольшие скопления карбоната, талька, брусита и тонкие секущие жилки хризотил-асбеста. Остатки оливина и ромбического пироксена, а также реликто-псевдоморфные решетчатые и петельчатые бластопорфирировые структуры пород, указывают на существенно гарцбургитовый исходный состав серпентинитов. Среди апогарцбургитовых серпентинитов встречаются небольшие участки и полосы аподунитовых серпентинитов, лишенные бастита, а также аловерлитовых и аполерцолитовых серпентинитов, для которых характерно присутствие реликтов моноклинного пироксена, замещенного агрегатом хлорита, карбоната и амфибола. Непосредственно в зонах разломов и у контактов серпентиниты перемяты, развальцованы и часто имеют параллельно-волоконистую или параллельно-листоватую структуры. Здесь же обычно отмечаются линзы тальково-серпентиновых или карбонатно-серпентиновых сланцев. На участке Шамоталказы Канского массива среди тальково-серпентиновых сланцев присутствуют обособления чистого стеатита. Листвениты являются конечным продуктом преобразования серпентинитов. Они состоят из карбонатов (брейнерит, анкерит, кальцит, магнезит) и кварца (15-20%), образующих гранобластовую или гетеробластовую структуры; в значительных количествах присутствуют тальк, серпентин, магнетит и хромшпинелид.

Гарцбургиты состоят из форстерита (70-75%), энстатита (25-30%) и хромшпинелида (до 1-2%). Структура гипидиоморфнозернистая, иногда с участками пойкилитовой. Дуниты отличаются присутствием 2-5% ромбического пироксена.

Плагиоклазовые верлиты и лерцолиты отмечены в зоне перехода между габбро и серпентинитами. Они состоят из переменных количеств форстерита или хризолита (50-70%), диопсида (15-25%), ромбического пироксена (0-15%), сосаритизированного плагиоклаза (5-15%) и редких зерен хромшпинелида. Структура пород пойкилитовая.

Габбро состоят из лабрадора (№ 60-70) и диопсида, в зависимости от содержания которых выделяются меланократовые и лейкократовые разновидности. Акцессории: магнетит, апатит, ильменит, редко - зеленая шпинель. Структура габбровая или пойкилоофитовая. В мелких телах и краевых частях крупных тел отмечены габбро-диабазы. Оливиновые габбро встречаются только в крупных массивах. Они содержат серпентинизированный хризолит (5-15%), образующий пойкилитовые вростки в диопсиде и плагиоклазе. Габбро-нориты слагают отдельные полосы в зоне перехода между серпентинитами и габбро, состоят из плагиоклаза, диопсида и ромбического пироксена (5-15%), обычно полностью замещенного серпентином. Трактолиты, сложенные оливином (40-50%) и плагиоклазом, встречаются только в ассоциации с оливиновым габбро в центральной части Верхнетурдукского массива. Неизменные габброиды очень редки. Обычно первичные минералы в значительной степени замещены сосюритом, пренином, уралитом, хлоритом и серпентином. Особенностью дайковой серии ультрамафитов является расположение даек внутри массивов. Преимущественно развиты габброиды, основные и ультраосновные пегматиты, реже встречаются пироксениты, верлиты и лерцолиты. Во всех массивах широко распространены небольшие жилы и будинообразные тела родингитов - основных пород, полностью преобразованных метасоматическими процессами. Наиболее обычными среди них являются хлорит-амфибол-гранатовые и хлорит-амфибол-везувиановые родингиты, содержащие в переменном количестве эпидот, цоизит, пренит и пироксен. Пегматитовые тела характеризуются крупнозернистым или гигантозернистым сложением. Более широко распространены габбро-пегматиты, реже - амфиболовые и флогопитовые разновидности. Особенно насыщены габбро-пегматитами Каракольский, Заркарский и Тегерекский массивы. Размеры жил ультраосновных пегматитов обычно не превышают 3-5 м в длину, а габбро-пегматитов 10-15 м, хотя отдельные жилы в Канском и Каракольском массивах достигают 30-60 м длины и 2-5 м мощности. Габбро-пегматиты и ультраосновные пегматиты тесно связаны между собой и часто образуют сложные зональные тела.

Средний химический состав пород среднепалеозойских ультрамафитовых массивов (табл. 6-8) хорошо сопоставляется со средними составами по С.П. Соловьеву (1970). Серпентиниты из всех массивов по

содержанию основных пороодообразующих элементов близки к гарцбургитам.

Характеризуемые интрузии пространственно тесно связаны с системой глубинных краевых разломов, разделявших на протяжении среднего палеозоя сравнительно стабильную область Срединного Тянь-Шаня и геосинклинальную систему Южного Тянь-Шаня, что и обусловило линейное расположение массивов. Возраст ультрамафитовых интрузий тесно связан со временем заложения и ранними стадиями развития эвгеосинклинальных прогибов. Внедрение интрузий, вероятно, произошло в течение первой фазы складчатости среднепалеозойской геосинклинали Южного Тянь-Шаня, в конце формирования девонских спилит-диабазовых толщ. Наиболее вероятное время формирования интрузий ультрамафитов - средний девон-карбон, хотя не исключена возможность и более раннего внедрения, поскольку некоторые массивы приурочены к верхнесидурийским и более древним толщам. Мелкие тела серпентинитов, встречающиеся в среднекаменноугольных отложениях (Актурская группа), вероятно, были выжаты по разломам во время главной фазы складчатости.

Судя по всем приведенным выше особенностям, ультрамафитовые интрузии Южного Тянь-Шаня относятся к широко проявленной в складчатых областях альпинотипной габбро-перидотитовой формации и могут рассматриваться как единый среднепалеозойский габбро-перидотитовый комплекс Южного Тянь-Шаня.

**НАУКАТСКИЙ КОМПЛЕКС:** плагиограниты, плагиогранит-порфиры -  $\gamma_0$  PZ<sub>2</sub>п. Распространен в северной части зоны Высоких предгорий Алая. Два более крупных массива этого комплекса: Наукатский (3,5 км<sup>2</sup>) и Конуртубинский (1 км<sup>2</sup>), - находятся в горах Кызыл-Кунгей и Конур-Тюбе. Эти массивы и ряд более мелких массивов, предположительно относимых к этому же комплексу, тяготеют к районам развития среднепалеозойских ультрамафитовых тел. Комплекс выделен Т.А. Додоновой, И.Я. Захаровым и другими в 1976 г., но впервые на среднепалеозойский (силурийско-девонский) возраст плагиогранитов Наукатского массива, по радиологическим данным, было указано Д.П. Резвым (Проблемы..., 1973). Ранее Наукатский и Конуртубинский массивы объединялись вместе с интрузиями кичикалайского комплекса в раннепермский гранодиоритовый комплекс.

Наукатский массив сложен средне- крупнозернистыми плагиогранитами, у контакта переходящими в мелкозернистые разновидности и местами в плагиогранит-порфиры. Состав плагиогранитов, по Я.К.Помазкову: олигоклаз (55-61%), кварц (31-34%), хлоритизированный биотит (3-7%), амфибол (глаукофан) (0-3%), реликты обыкновенной роговой обманки и авгита. Акцессорные минералы: сфен, рудный и апатит. Структура гипидиоморфнозернистая, иногда катакlastическая. Плагиогранит-порфиры имеют аналогичный минеральный состав, в порфировых выделениях присутствуют плагиоклаз и кварц.

В строении Конуртубинского массива, по В.Б.Горянову, также отмечается постепенная смена средне- и крупнозернистых плагиогранитов центральной части массива мелкозернистыми, тонко- и скрыто-кристаллическими разновидностями к его периферии. Кварцевые альбитофиры в кровле Конуртубинского массива В.Б.Горянов рассматривает как фациальную разновидность плагиогранитов.

Петрохимически изучены только плагиограниты Наукатского массива (табл.8). В составе щелочей отмечается резкое преобладание натрия. В геохимическом отношении породы характеризуются повышенными класками никеля, кобальта, ванадия, скандия и пониженными бария и ртути.

Возраст комплекса определяется прорыванием плагиогранитами сидурийских отложений и ниже- среднедевонских вулканитов киргизатинской серии. Плагиограниты Конуртубинского массива, по В.Б.Горянову, содержат ксенолиты серпентинитов. А.Е.Осетров в 1965 г. указывал на прорывание плагиогранит-порфирами среднепалеозойских ультрамафитов Абширского массива. Радиологические данные (Резвой, 1973), полученные аргоновым методом, определяют возраст плагиогранитов Наукатского массива в  $413 \pm 8$  млн.лет, а гранодиоритов массива, вскрытого буровой скважиной около Чонкойского ультрамафитового массива, в  $345 \pm 10$  млн.лет. До уточнения объема комплекса и получения новых данных возраст наукатского комплекса принят как среднепалеозойский.

## КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

**ЧОНАШУЙСКИЙ КОМПЛЕКС:** щелочные и нефелиновые сиениты, метасоматиты -  $\xi C_2 \xi$ . Распространен в хребтах Терской Алатау и Куылтау. Выделен и описан Т.А.Додоновой и А.Д.Захаровым (1968).

Для пород комплекса характерна большая неоднородность как состава, так и структуры. Преимущественно развиты сиениты, состоящие из альбита (30-90%), нефелина (10-60%) и биотита (2-15%), почти постоянно присутствует кальцит (до 5%); в альбите наблюдаются реликты решетчатого микроклина (1-5%). Вторичные минералы: канкринит, содалит, либнерит, цеолиты. Аксессуары: циркон, магнетит, пирит, флюорит, сфен, апатит. Кроме того, отмечены сиениты такого состава: пертит (60-97%), биотит и амфибол (1-15%), альбит (0-20%), кварц (0-8%); аксессуары: циркон, циртолит, апатит, сфен, ортит, флюорит, гранат, магнетит, пирит, ильменит, шеллит. Породы имеют разнообразное сложение: мелко- и крупнозернистое до пегматоидного, равномерноезернистое и порфириновидное (овонды альбита и нефелина достигают 2-5 см). Иногда биотит образует линзовидно-полосчатые скопления, придавая породе гнейсовидный облик. Широко распространены метасоматиты альбит-биотитового состава, альбитизированные и нефелинизированные породы габбро-диоритового состава. По петрохимии (табл.5) нефелиновые сиениты характеризуются высоким содержанием кремнезема, глинозема и щелочей при резком преобладании натрия, а также низким содержанием железа. Они ближе всего к среднему типу фойяита, по Р.Дэли. Пертитовые сиениты соответствуют пуласкиту.

Чонашуйский массив, по мнению Т.А.Додоновой и А.Д.Захарова, не является интрузивным телом в обычном смысле (Геология СССР, т.ХХУ), а представляет собой совокупность в различной степени метасоматически преобразованных пород. Длина его около 15 км, ширина - 2,5 км. Он имеет сложное полосчато-линзовидное строение. Процессы щелочного метасоматоза наложились на породы различного состава: габброиды, плагиограниты, песчано-сланцевые отложения. В результате возникло большое разнообразие пород, связанных между собой постепенными переходами.



Ирташский массив находится в западном окончании хр. Куйлотау. Он имеет линзовидную форму. Длина его 3,5 км, ширина 0,8 км. В основании сложен щелочными и нефелиновыми сиенитами, в эндоконтакте развиты пергитовые сиениты.

Оба массива приурочены к крупным разломам северо-восточного простирания. Для пород Чонашуйского массива имеется несколько определений возраста калий-аргоновым методом. Из метасоматически измененного габбро по амфиболу получена цифра 552 млн. лет, по биотиту - 416 млн. лет; биотиты из нефелиновых сиенитов дали цифры 324 и 393 млн. лет. Поскольку метасоматозу были подвергнуты породы докембрия, то вполне естественно "удревнение" ряда цифр. И наиболее близкому значению времени щелочного метасоматоза, вероятно, отвечает цифра 324 млн. лет, что соответствует середине карбона.

**САНДАЛАШ-ЧАТКАЛЬСКИЙ КОМПЛЕКС.** Интрузивные образования комплекса широко распространены в Пскемском, Сандалашском и Чаткальском хребтах. К ним относятся такие крупные полигенные массивы как Чаткальский, Среднесандалашский, Ихнач-Каракорумский, Нижне-сандалашский и много небольших моногенных штоков, часть которых является сателлитами этих крупных плутонов (Чукурсуйский, Акташский, Таялмышский, Чакмакский, Баркраукский, Джаякторский, Джамалторский, Раватсайский, Андагульский, Чакирторский и др.).

Гранитоиды среднекарбонového возраста в Чаткало-Кураминском регионе впервые были выделены Н.П. Васильковским в 1946 г. (Васильковский, 1952) под названием "гранодиоритов карамазарского типа". В Чаткальском хребте эти гранодиориты впервые описаны А.С. Аделунгом и др. в 1947-1948 гг. Во всех последующих схемах магматизма так или иначе гранитоиды среднекарбонového возраста выделялись. Однако объем среднекарбонového комплекса, распространение его и принадлежность к нему конкретных интрузивов разными исследователями понимались по-разному.

Сандалаш-Чаткальский комплекс выделен и подробно описан М.Д. Гесем, Л.И. Громовой, Г.М. Ситкевич в 1968-1969 гг. При этом было установлено, что комплекс внедрился в четыре фазы. В 1977 г. И.Л. Захаров и другие этот комплекс разделили на несколько самостоятельных однофазных комплексов, соответствующих примерно каждой из фаз сандалаш-чаткальского комплекса.

I фаза диориты, кварцевые диориты, габбро-диориты -  $\delta_1 C_2 \text{ вб}$ . Наиболее типичными представителями во всех интрузивах первой фазы являются массивные, иногда пятнистые диориты и кварцевые диориты. В эндоконтактовой фации они часто переходят в габбро-диориты или монцониты. Эти породы состоят из андезина 50-80%, роговой обманки 0-35%, биотита 0-15%, пироксена 0-26%, кварца 0-20%, калиевого полевого шпата 0-6% и аксессуарных минералов (магнетит, апатит, сфен, циркон, титаномагнетит, ильменит) 0,5-2%. В диоритах Нижнесадалашского массива цветные минералы представлены моноклинным и ромбическим пироксеном и биотитом, во всех остальных телах - биотитом и роговой обманкой с преобладанием последней. Структура пород средне- и мелкозернистая, иногда крупнозернистая до гигантозернистой (Акташский массив), гипидиоморфнозернистая.

В петрохимическом отношении (табл.6) образования первой фазы принадлежат к нормальному ряду изверженных пород. Большинство анализов указывают на близость их к типовым, по Ноккольдс, биотитороговообманковому диориту, пироксен-слюдающему диориту, андезиту, андезито-латиту и монцодиориту (мангериту).

II фаза сиенито-диориты  $\delta_2 C_2 \text{ вб}$ . Главная интрузивная фация массивов этой фазы представлена в основном серыми с розовым или зеленоватым оттенком сиенито-диоритами, состоящими из плагиоклаза № 40-45 (38-73%), калиевого полевого шпата (12-33%), кварца (I-II%), биотита (I-10%), роговой обманки (0-23%) и аксессуарных минералов (магнетит, сфен, апатит, циркон, ортит, пирит) - I-3%. В некоторых участках массивов вместо роговой обманки присутствуют моноклинный пироксен. Структура среднезернистая неравномернозернистая (до порфировидной), гипидиоморфнозернистая или монцонитовая. В эндоконтактовой зоне интрузивов увеличивается содержание цветных минералов, и породы здесь представлены меланократовыми сиенито-диоритами и изредка габбро. При этом содержание калишпата резко уменьшается.

III фаза: гранодиориты -  $\delta_3 C_2 \text{ вб}$ . Состав пород этой фазы колеблется в следующих пределах: андезин № 30-47 (38-80%), калиевый полевой шпат (2-30%), кварц (3-28%), роговая обманка (2-18%), биотит (I-10%), аксессуарные минералы (магнетит, апатит,

сфен, ортит, циркон, ильменит, флюорит) - 0,3-2,5%. Среди них преобладают гранодиориты, часто в эндоконтактных зонах сменяющиеся кварцевыми диоритами и кварцевыми монцонитами. Структура пород среднезернистая равномерноезернистая, в эндоконтактных зонах нередко порфириовидная, гипидиоморфноезернистая или монцонитовая. Породы главной фации массивов третьей фазы сандалаш-чаткальского комплекса характеризуются сравнительно однородным химическим составом и относятся к нормальному ряду изверженных пород. Они близки к типовым составам дацита, риодацита и щелочного монцодиорита, по Ноккольде.

IV фаза мелко- и среднезернистые гранодиориты -  $\gamma_4 \delta_4 C_2 \alpha \beta$ . От гранодиоритов третьей фазы они отличаются более низким содержанием цветных минералов, более высоким - калиевого полевого шпата и неравномерным до порфириовидного строением с мелко- и среднезернистой основной массой. Структура гипидиоморфноезернистая, монцонитовая, микропегматитовая и микропойкилитовая. Гранодиориты четвертой фазы относятся к нормальному ряду изверженных пород. Они наиболее близки к типовому, по Ноккольде, гранодиориту, адамаллиту и риодациту, но отличаются более высокой щелочностью. По отношению к породам третьей фазы в них возрастает щелочность и кислотность и понижается известковистость. Общей особенностью химизма пород всех фаз сандалаш-чаткальского комплекса является их более щелочной характер по сравнению с эталонными породами известково-щелочного ряда.

Для интрузивов сандалаш-чаткальского комплекса характерна удлиненная в плане форма и дискордантные соотношения со складчатыми структурами. Чаткальский массив площадью около 350 км<sup>2</sup>, вытягиваясь в северо-восточном направлении, по данным аэромагнитной съемки, соединяется с Нижнесандалашским интрузивом и, кроме того, имеет узкое ответвление в восток-юго-восточном направлении. Ихнач-Каракурумский массив состоит из двух разноориентированных частей. Одна из них прослеживается в северо-западном направлении на 25 км при ширине от 2,5 до 11 км почти вкрест простирания Пскемского антиклинория, другая - вытянута вдоль юго-восточного крыла последнего и, судя по магнитным аномалиям, соединяется со Среднесандалашским массивом. Приведенные примеры удлиненной дис-

кордантной формы интрузивов сандалаш-чаткальского комплекса, еще более подчеркивающейся изолиниями магнитных аномалий, позволяют предполагать ведущий контроль при их локализации линейными зонами проницаемости разрывного характера. Кроме того, в размещении этих интрузивов важную роль играли также поверхности несогласий между нижнепалеозойскими и девонскими отложениями (частично Чаткальский, северо-восточная часть Ихнач-Каракурумского массива). Контактное воздействие образований рассматриваемого комплекса проявилось в скарнировании и мраморизации известняков нижнего карбона и фаменского яруса верхнего девона, а также прослоев известняков в других толщах, в ороговивании песчано-сланцевых отложений нижнего и среднего палеозоя.

Возраст интрузивов сандалаш-чаткальского комплекса определяется как среднекарбонный. Они прорывают отложения включительно по минбулакскую свиту среднего карбона. Некоторые массивы комплекса (Чаткальский, Раватсайский) непосредственно соединяются с plutонами, перекрывающимися среднекарбонной акчинской и средне-верхнекарбонной надакской свитами Кураминской зоны. Подавляющая часть пород остальных интрузивов данного комплекса по всем признакам коррелируются с образованиями среднекарбонного карамазарского комплекса этой зоны. Радиологический возраст комплекса 303-326 млн. лет (Макарьчев, Гесь, 1970).

Сходство петрохимического состава пород сандалаш-чаткальского комплекса с эффузивами минбулакской свиты и близкое время их формирования позволяют отнести их к габбро-диорит-гранодиоритовой формации ряда вулканогенно-интрузивных формаций орогенного этапа.

**СОНГУЛЬСКИЙ КОМПЛЕКС.** Распространен вдоль "Важнейшей структурной линии Тянь-Шаня", выделен С.А. Лесковым в 1969 г. (Геология СССР, 1972). Ранее гранитоиды комплекса относились к гранодиоритам "карамазарского" типа (Геология СССР, 1968). Интрузии сложены пестрой гаммой пород, среди которых выделяются четыре фазы.

I ф а з а габбро, габбро-нориты, монцониты, диориты -  $\Delta_1$ с<sub>2</sub>в. Породы имеют темно-серый, темно-зеленый цвет и средне-, крупнозернистое сложение. Они обладают габбровой, участками офитовой и монцонитовой структурой. Их слагают оливин (3-8%), моноклинный пироксен (II-28%), плагиоклаз № 43-60 (50-60%). В габбро-

норитах к ним присоединяется ромбический пироксен до 2%, а в монцонитах появляется роговая обманка, которая в диоритах приобретает главенствующее значение. Для всех пород характерно присутствие биотита от 1 до 5% и калишпата от 2% в габбро до 25% в монцонитах. Аксессуары: магнетит, апатит, ильменит, циркон, сфен, шеелит.

**II фаза:** сиенито-диориты -  $\delta\delta_2C_2S$ . Средне-, крупнозернистые, розовато-серые, розово-зеленые породы, иногда со слабо выраженной порфиридовидностью. Структура гипидиоморфнозернистая, участками монцонитовая. Породы сложены плагиоклазом (40-50%), калиевым полевым шпатом (17-20%), кварцем (15-18%), роговой обманкой (5-10%), биотитом (3-12%), пироксеном (1-2%). Аксессуары: магнетит, сфен, шеелит, апатит, пирит, галенит, турмалин, гранат, ортит, сфалерит, анатаз.

**III фаза:** гранодиориты -  $\gamma\delta_3C_2S$ , граносиениты -  $\gamma\delta_3C_2S$ . Представляют собой массивные крупно-, среднезернистые преимущественно порфиридовидные породы розовато-серого цвета. Порфиридовидные выделения образованы калишпатом. Структура гипидиоморфнозернистая. Породы сложены калиевым полевым шпатом (25-48%), плагиоклазом  $\#$  30-35 (20-43%), кварцем (12-24%), роговой обманкой (3-13%), биотитом (2-9%). Аксессуары: магнетит, циркон, апатит, шеелит, торит, гранат, турмалин, ортит, монацит, сфен.

**IV фаза:** мелкозернистые граниты, гранит-порфиры -  $\gamma_4C_2S$ . Розовые лейкократовые породы. В гранит-порфирах вкрапленники представлены олигоклазом или микроклином. Основная масса аплитовая, микропегматитовая и состоит из калиевого полевого шпата (30-40%), кварца (35-40%), альбит-олигоклаза (23-34%), биотита и роговой обманки (до 5%). Аксессуары: сфен, магнетит, ортит, апатит.

Химические составы пород всех фаз сонкульского комплекса (табл.5) тяготеют к химическим составам известково-щелочной серии пород, отличаясь от них несколько повышенной суммой щелочей при значительной роли калия. По содержанию щелочей особенно отличаются от известково-щелочных серий первые (габброидные) члены комплекса. Наиболее распространенные породы третьей фазы по химическому составу занимают промежуточное положение между средним мн-

ровым типом гранодиорита (по Р.Дэли) и щелочноземельного рогово-обманкового сиенита, образуя всю гамму переходных разновидностей между этими типами пород.

Породами первой фазы сложены самостоятельный Акташский массив и значительный участок в Уланском. Оба выхода в плане представляют собой трещинные тела, вытянутые соответственно на 20 и 15 км при ширине выхода от 2 до 4 км. В их строении, кроме вышеперечисленных разновидностей, в подчиненном количестве встречаются анортозиты, которые, переслаиваясь с габбро-норитами, создают участки полосчатых пород.

Гранитоиды последних трех фаз обычно тесно ассоциируют друг с другом и слагают большинство массивов комплекса: Сонкульский, Коктурпакский, Кашкасуевский, Казыкский, Дупкурский, Моло, Джолколотский и др. Наиболее изученным является Сонкульский массив, который обнажается к востоку от оз. Сонкуль на площади около 300 км<sup>2</sup>. По форме он приближается к телам типа гарполита, представляя собой плоскую залежь с асимметрично расположенным "корнем" в южной части массива. В его строении участвуют преимущественно порфириовидные гранодиориты повышенной щелочности, местами переходящие в граносиениты. В краевых частях массива развиты сиенито-диориты и кварцевые монциты, которые с гранодиоритами имеют и рвущие взаимоотношения и постепенные переходы. Таким образом, в строении Сонкульского массива вырисовывается зональность, выраженная краевым положением пород второй фазы по отношению к гранодиоритам внутренней части массива. Вмещающие породы Сонкульского массива подверглись ороговикованию и мраморизации. Вдоль северного и восточного контактов расположены скарны в виде небольших разрозненных тел. Скарны, образованные на контакте с сиенито-диоритами, имеют состав родонит-родохрозитовый с кобальтом и медью, а также гранат-магнетитовый и гранат-эпидотовый. С гранодиоритами связаны пироксен-гранатовые, эпидот-гранатовые скарны с вольфрамом, висмутом, медью и другими компонентами.

Коктурпакский массив представляет собой типичное трещинное тело, вытянутое вдоль "Важнейшей линии Тянь-Шаня" на 30 км при ширине выхода от 1 до 6 км. Он сложен породами, близкими по составу к серии пород Сонкульского массива.

№ 160. Картин

Кызылский и Дупкурский массивы являются незначительными по размерам (около 20 км<sup>2</sup>) сателлитами единого, не вскрытого эрозией массива. В их строении участвуют сиениты, граносиениты и сиенито-диориты. Вмещающие карбонатные породы нижнего карбона скарнированы.

Кашкасуйское интрузивное тело (западная часть Уланского массива) вытянуто на 10 км. Оно обнажается между реками Кашкасу и Нарын. Тело сложено сиенитами, граносиенитами, сиенито-диоритами, монцонитами.

Джолколотский шток, расположенный в восточной части хр. Терской Алатау, имеет размеры 1,5 x 3 км<sup>2</sup>. Он сложен среднезернистыми кварцевыми монцонитами, отороченными в эндоконтакте полосой кварцевых плагиопорфиров шириной в несколько метров.

Интрузии сонкульского комплекса прорывает карбонатные и терригенно-карбонатные отложения нижнего карбона вплоть до серпуховского яруса. При радиологических определениях возраста калий-аргоновым методом по биотиту для Сонкульского массива были получены цифры 299 и 310 млн. лет, для Уланского - 324, а для Джолколотского - 296 млн. лет (Каталог..., 1972). Эти данные позволяют датировать интрузивные образования сонкульского комплекса среднекаменноугольным возрастом.

**КУЛЧИНСКИЙ (ТАМДЫКУЛЬСКИЙ) КОМПЛЕКС** - гранит-порфиры, мелкозернистые граниты -  $\gamma$  КС<sub>2</sub>К1. Распространен на южном склоне Алайского хребта в долинах рек Карагушхана, Иштамсалды, Тамдыкуль, Питайкуль, Кызылсу, Коксу и менее - на северном склоне в долине р. Кичик-Алай-восточный. Первые сведения о породах комплекса были получены в 1964 г. Д.Р. Мучаидзе и Ю.И. Нуйковым. Под названием тамдыкульского комплекса впервые выделен и изучен на территории Таджикской ССР (Баратов и др., 1970, 1971; Кутенев, 1970 г., и др.). На территории Киргизской ССР в 1976 г. он получил название кулчинского (Т.А. Додонова, И.Л. Захаров и др.) по наиболее крупным интрузиям, находящимся в ур. Кулчу на южном склоне Алайского хребта, которые были ранее обнаружены и описаны Р.Д. Гаврилинга (1965).

Интрузии имеют небольшие размеры, площадь их составляет доли и редко достигает первых квадратных километров. Наиболее крупная в группе Кулчинских тел вытянута в широтном направлении на 5 км

при ширине 0,7-0,9 км. Интрузии в долине р.Кичик-Алай-восточный имеют площадь 1,0-1,2 км<sup>2</sup>. Тамдыкульский пояс даек гранитов, расположенный на южном склоне Алайского хребта к западу от Жар-тыбашского массива (5 км<sup>2</sup>), прослеживается по простиранию более чем на 45 км при ширине до 10 км. Густота таек в поясе достигает 30-35 штук на 1 км. Мощность большинства из них изменяется от 0,5 до 20 м при протяженности от первых сотен метров до 1-2 км. Общая протяженность пояса кулчинских (тамдыкульских) интрузий достигает 150-160 км. В восточной части пояса, по представлениям П.Д.Резвого, они контролируются Джиптык-Каракольским долгоживущим разломом, в центральной и западной части подчиняются широтному простиранию структур. К кулчинскому комплексу Т.А.Додонова, И.Л.Захаров и другие предположительно относят также Киндыкские тела - серию сравнительно маломощных пластовых залежей микрогранитов и гранит-порфиров, прослеживающихся широтной полосой на расстоянии около 20-22 км на северном склоне Туркестанского хребта, к востоку от р.Каравшин в долинах рек Киндык и Джиптык.

По внешнему виду, составу и структурам породы из различных интрузивных тел кулчинского комплекса весьма сходны между собой. Это плотные светло-серые до белых породы обычно неравномерно-мелкозернистого до среднезернистого сложения в более крупных телах. Более или менее резко выраженная разница в размерах зерен полевых шпатов и кварца придает породам порфирированный или порфировый облик. В эндоконтакте в зоне закалки, более мощной в лежащем боку интрузивных тел, они имеют аплитовидную, мелкозернистую или порфировую структуру, свойственную также маломощным интрузивным телам.

Состав мелкозернистых гранитов: кварц (25-35%), кислый плагиоклаз (олигоклаз, олигоклаз-альбит)-(27-37%), калиевый полевой шпат (до 35%) и биотит (до 5%). Структура микрогранитовая, алло-триморфнозернистая, порфирированная. В гранит-порфирах эти же минералы образуют порфирированные выделения (10-40%) в микрогранитовой, микроаплитовой, микрографической, псевдосферолитовой или фельзитовой основной массе того же состава. Обычно в той или иной степени полевые шпаты замещены альбитом, серицитом, мусковитом, пелитом, карбонатом, а биотит - мусковитом, хлоритом и гид-



роокислами железа. Породы затронуты процессами альбитизации и грейзенизации. В наиболее измененных разновидностях количество кварца за счет вторичного увеличивается до 45-50%. Аксессуары: апатит, циркон, ортит, гранат, сфен, ильменит; кроме того в пролоочках отмечаются флюорит, шеелит, касситерит, арсенопирит, галенит, пирит, халькопирит, гематит, сфалерит, висмутин. По химическому составу породы принадлежат группе калинатовых гранитов с колебаниями состава по кремнекислоте от 67 до 72% (табл.8). Жартыбашский и Кулчинские массивы прорывают дембро-ордовикские, силурийские и ниже-среднедевонские отложения. Учитывая синскладчатую форму этих интрузий и возраст вмещающих толщ, Р.Д.Гаврилин (1965) и позднее П.Д.Резвой считали наиболее вероятным среднепалеозойское время их внедрения. Для пластовых интрузий мелкозернистых гранитов и гранит-порфиров тамдыкульского комплекса на территории Таджикской ССР отчетливо устанавливается позднекаменноугольный возраст. По данным В.А.Кутенца (Баратов и др., 1970, 1971), в верховьях долины р.Тамдыкуль они прорывают средне-верхнекаменноугольные отложения и сами срезаются сиенито-диоритами раннепермского Нижне-Агуурминского массива. Гальки аналогичных гранитов и гранит-порфиров обнаружены в конгломератах нижнепермской (?) мадской свиты. Позднепалеозойский возраст, по данным В.Б.Аверьянова, имеют интрузии Киндыкского пояса, также залегающие в средне-верхнекаменноугольных отложениях. По исследованиям Т.А.Додоновой, И.Л.Захарова и других, возраст кулчинского комплекса также позднекаменноугольный.

ГАББРО -  $\delta$  С<sub>3</sub>г. Встречены в Южном Тянь-Шане, в Атбашинском и Джангджирском хребтах, Массивы габбро имеют небольшие размеры и встречаются сравнительно редко. Одним из самых крупных (около 3,5 км<sup>2</sup>) является Башкельтубекский массив, расположенный в осевой части Атбашинского хребта. Он имеет форму штока с крутопадающими контактами и многочисленными апофизами, содержит много ксенолитов и останцов кровли размером до 700 x 180 м. Сложен темно-зелеными плотными равномерно-среднезернистыми породами следующего состава: лабрадор (54%), бурий биотит (29%), моноклиновый пироксен, в разной степени замещенный роговой обманкой (13%), микроклин (4%); из аксессуаров встречаются апатит, сфен и рудные минералы. В эндо-

контакте, в полосе шириной 15–50 м, габбро приобретают мелкозернистое сложение. Ширина экзоконтактового ореола составляет несколько сот метров; внутри него отмечается ороговикование сланцев, мраморизация и слабое скарнирование известняков. Акбайтальский массив, обнажающийся на южном склоне Дзангдхирского хребта, в междуречье Кенсу–Акбайтал, представляет собой овальной формы шток размером 200 x 600 м. Он сложен среднекристаллическими щелочными габбро, состоящими из нацело сосхригитизированного плагиоклаза (50%), буровато-сиреневого титан-авгита (20%), титанистой (керсутит?) роговой обманки (20%), оливина (5%), большей частью замещенного агрегатом карбоната, клиноцоизита и серпентина; аксессуарии: ильменит и апатит. Структура габбровая. По химическому составу габбро (табл. 7) характеризуется повышенным содержанием титана и щелочей.

Подобные массивы в пределах Южного Тянь-Шаня, по-видимому, имеют более широкое распространение, но пока недостаточно изучены. Не ясно место данных габброидов в общем развитии магматизма в этом регионе. По минеральному и химическому составу они резко отличаются от габбро, сопровождающих среднепалеозойские серпентиниты. Габбро Башкельтобекского массива прорывает отложения чирмашской свиты (верхний силур – нижний девон) и интродированы гранитоидами Шириктинского массива, отнесенными к раннепермскому кокшаальскому комплексу. Акбайтальский массив прорывает отложения верхнего девона – турне. Определение возраста по калий-аргоновому соотношению в биотите из Башкельтобекского массива дало цифру 312 млн. лет (В. П. Морозов и др.), соответствующую верхней половине карбона. Возможно, интрузии габбро предшествовали формированию гранитоидов кокшаальского комплекса, поэтому они условно датированы поздним карбоном.

**ТЕРЕКТИНСКИЙ КОМПЛЕКС.** Распространен в Нарынской части Среднего Тянь-Шаня. К нему отнесены срединные интрузии, приуроченные к тектоническим границам области: Теректинская, Кенинбальская, восточная часть Уланского массива. Комплекс выделен и описан в 1967 г. Т. А. Додоновой, И. Л. Захаровым и др. В формировании комплекса установлено три фазы.

I фаза: крупнозернистые порфириновые граниты, гранодиориты -  $\gamma_1 \delta_1 \zeta_3 ? t$ . Породы имеют розово-серую и серую окраску, крупно- до среднезернистого сложение. Порфириновые выделения размером 1-3 см образованы калишпатом, реже - плагиоклазом. Состав: плагиоклаз олигоклаз и олигоклаз-андезин (30-50%), микроклин (20-40%), кварц (20-30%), темноцветные (8-15%); встречаются как биотитовые, так и биотит-роговообманковые разновидности. Структура гипидиоморфнозернистая, участками пойкилитовая. Аксессуары: магнетит, циркон, сфен, апатит, ортит. Граниты и гранодиориты переходят друг в друга постепенно и отличаются количественными соотношениями породообразующих минералов.

II фаза: среднезернистые граниты, гранодиориты -  $\gamma_2 \zeta_3 ? t$ . Характер и соотношение основных породообразующих минералов в них примерно такие же, как в гранитоидах первой фазы. Основное отличие заключается в более мелкозернистом сложении и отсутствии ярко выраженной порфириновой структуры. Кроме того, иногда в меньшем количестве содержится кварц (наблюдались даже случаи перехода в граносиениты), и породы в общем более лейкократовые: содержание биотита обычно не превышает 5-7%.

III фаза мелкозернистые граниты -  $\gamma_3 \zeta_3 ? t$ . Они образуют дайкообразные тела мощностью до 0,2-2 км и протяженностью до 10 км. Крупные дайки встречаются редко, а мелкие (мощностью 10-20 м) распространены повсеместно. Породы характеризуются равномерным либо слабо порфириновым ожоением, имеют розовую и светло-серую окраску. Структура гранитовая, участками микропегматитовая. Состав: микроклин-микропертит (35-50%), олигоклаз (20-35%), биотит (1-10%). Аксессуары: циркон, апатит, магнетит, сфен, ортит; в протолочках, кроме того, обнаружены пирит, галенит, халькопирит, анатаз, флюорит, ксенотим.

Вышеописанные фазы выделены в наиболее изученном Теректинском массиве, который находится на южном склоне Сарыджазского хребта. В виде узкой полосы шириной от 6,5 до 0,5 км он вытянут в северо-восточном направлении по правобережью р.Иныльчак на 87 км; площадь массива составляет около 200 км<sup>2</sup>. Практически на всем протяжении с севера и юга массив ограничен крутопадающими разломами. Крупнокристаллические порфириновые гранитоиды пер-

вой фазы слагают небольшие участки в юго-западной части плутона, примыкающие к его северному контакту. Они имеют гнейсовидную текстуру, обусловленную полосчатыми скоплениями чешуек биотита, облекающими фенокристы полевого шпата. Основную часть интрузива составляют среднезернистые слабо порфирированные, местами с такситовой текстурой, граниты и гранодиориты второй фазы. Интрузивный контакт пород первой и второй фаз наблюдался И.М.Пуркиным в долине р.Теректы. В гранитоидах второй фазы встречаются ксенолиты мелкозернистых гибридных пород диоритового состава. Наиболее многочисленны они в юго-западной части Теректинского массива, в районе слияния рек Сарыджаз и Иньльчек. Размеры их от нескольких метров до 0,2-0,3 км<sup>2</sup>. Г.Е.Игнатов в 1966 г. отнес их к самой ранней фазе теректинского комплекса, подразделив его на четыре фазы. Помимо диоритов в ксенолитах встречаются кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты, кварцевые порфиры, мраморы. В юго-западной части массива в полосе эндоконтакта, обогащенной ксенолитами, появляются плагиограниты, плагиогранито-гнейсы и небольшие поля мигматитов. Для гранитоидов Теректинской интрузии характерно развитие многочисленных зон катаклаза и миконитизации, особенно вдоль северного тектонического контакта. Общая степень деформации пород усиливается с запада на восток. В катаклазированных гранитоидах отмечается окварцевание, хлоритизация, эпидотизация, ожелезнение, а местами вдоль трещин и ослабленных зон развивается калишпатизация. Хотя контакты массива осложнены тектоникой, но вмещающие породы несут следы термального воздействия. Так, в каменноугольных осадках, включая отложения московского яруса, по данным Т.А.Додоновой, И.Д.Захарова и других, наблюдается ороговывание сланцев и перекристаллизация известняков.

36 Уланский массив расположен на левобережье р.Нарын, в осевой части хр.Улан. Как и Теректинский, он приурочен к Атбаши-Иньльчекскому разлому. Его западная часть сложена породами среднекаменноугольного сонкульского комплекса, а восточная, от р.Улан (Восточно-Уланский массив) - гранитоидами, напоминающими теректинские. Протяженность обнаженной части Восточно-Уланского массива около 45 км, а ширина от 1 до 5 км. К северу и востоку он перекрыт четвертичными отложениями. Южный контакт массива согласно с вмещаю-

щей осадочно-метаморфической джаблотской свитой вендского возраста падает к югу. Южнее основного массива обнажается еще несколько тел шириной до 1,5 км и протяженностью до 8–10 км. В центре наиболее широкой западной части Восточно-Уланского массива развиты гранодиориты, изредка переходящие в граниты. Ближе к контакту они сменяются кварцевыми монцититами и кварцевыми диоритами, которые преобладают также в более узких частях интрузива. Непосредственный контакт представляет собой тесную перемежаемость гнейсовидных диоритов с вмещающими кристаллическими сланцами, при ассимиляции которых местами образуются габбро. Состав гранодиоритов: кварц (20%), кислый андезин (30–50%), микроклин-пертит (20–30%), зеленая роговая обманка (5–10%), биотит; акцессории: сфен, апатит, циркон, магнетит, ортит; структура гипидiomорфно-зернистая с элементами пойкилитовой или гранулитовой. Породы Восточно-Уланского массива имеют равномернозернистое сложение, плоскостную ориентировку темноцветных минералов, придающую им гнейсовидный облик. В них широко развиты катаклаз, явления хлоритизации, эпидотизации, сосюритизации, серицитизации, окварцевания.

Кенинбельский массив расположен в Ферганском хребте. Он протягивается вдоль Таласо-Ферганского разлома на 60 км. Ширина его в юго-восточной части, перекрытой отложениями кайнозоя, около 5 км, а к северо-западу он постепенно выклинивается. Контакты массива почти повсеместно осложнены тектоникой, лишь в отдельных блоках наблюдается интрузивный контакт с песчаниками тьякубашской свиты среднего-верхнего девона. Л.Н.Мозолевым и В.А.Астраханцевым в 1970 г. описан интрузивный контакт с вулканогенно-осадочной толщей башкирского яруса. Массив сложен средне-крупнозернистыми порфиривидными роговообманково-биотитовыми и биотитовыми гранитами и гранодиоритами серого, светло-серого и розовато-серого цвета. Порфиривидные выделения образованы калишпатом с неровными ограничениями; размер их 1–1,5 см. Состав гранитоидов: кварц (20–30%), микроклин-микрпертит (25–45%), олигоклаз (25–40%), роговая обманка (0–10%), биотит (3–10%). Акцессории: магнетит, циркон, апатит, сфен, торит, монацит. Структура гипидiomорфно-зернистая с элементами пойкилитовой. В зоне выдоконтакта распространены гранодиориты, местами – мелкозернистые кварцевые диориты. В породах

в значительной степени развит катаклаз. Вдоль контакта, прилегающего к Таласо-Ферганскому разлому, в гранитоидах прослеживается зона милонитизации шириной до 50 м. Вмещающие образования на расстояниях первых сотен метров преобразованы в роговики.

По петрохимическим особенностям (табл.5) породы комплекса, в основном, соответствуют среднему типу гранитов, по Р.Дэли, реже - кварцевому монцониту.

Меньше всего сомнений вызывает возраст Кенинбельской интрузии: она прорывает отложения башкирского яруса, определения радиологического возраста по биотиту дало цифру 290 млн.лет, соответствующую концу карбона (Каталог..., 1972); имеющееся значение в 350 млн.лет не вызывает доверия из-за низкого содержания в биотите калия. Теректинский массив повсюду имеет тектонические контакты. По данным М.М.Пуркина, небольшой шток мелкозернистых гранитов, который сопоставлен им с третьей фазой теректинского комплекса, в южном экзоконтакте плутона прорывает отложения верхнего силура - нижнего девона. Герцинский возраст Теректинского массива в некоторой степени базируется на том, что следы термально-го воздействия на образования московского яруса, тектонически граничащие с массивом, относят за счет Теректинской интрузии. Значения радиологического возраста по калий-аргоновому соотношению в биотите составляют 298, 312 и 316 млн.лет (Каталог..., 1972), что в общем соответствует концу карбона. Т.А.Додонова и др. в 1974 г. в работе по магматизму северо-восточной части Киргизии датировали теректинский комплекс среднекаменноугольным возрастом.

**КЫЗЫСАЙСКИЙ КОМПЛЕКС.** К этому комплексу относится наиболее крупный в центральной части Чаткальского хребта полигенный Акбулакский интрузив и несколько мелких штоков, по-видимому, являющихся его сателлитами. Впервые гранитоиды позднечерноугольного возраста на этой территории установлены А.С.Аделунгом и А.С.Макаровым в 1949-1950 гг. Они параллелизовали их с гранодиоритами кызысайского типа, выделенными в 1946 г. Н.Г.Васильковским (1952) в юго-западной части Чаткальского хребта. В объеме, принятом в настоящей работе, комплекс впервые описан в 1967-1968 гг. М.Д.Гесем, Л.И.Громовой и Г.Н.Ситкевич под названием "кумбельский",

впоследствии измененным на "кызылсайский" (Гесь, 1972). В Кызылсайском комплексе выделяются три фазы.

**I фаза** крупнозернистые и порфировидные гранодиориты -  $\gamma_1 c_3 k$ . Светло-серые и розовато-серые гранодиориты (кызылсайского типа, по Н.П.Васильковскому, 1952) состоят (в объемн.%) из олигоклаза-андезина (№ 25-40 - 24-54 (средн.46,3), калиевого полевого шпата - II-35 (17,9), кварца - 2I-40 (25,2), биотита - I-12 (6,6), роговой обманки - 0-8 (3,3) и акцессорных минералов (магнетит, сфен, апатит, ортит) - 0,3-1,5 (0,7). Структура пород крупно- и среднезернистая равномернoзернистая, местами гoрфировидная, гипидиоморфнозернистая. В петрохимическом отношении (табл.6) рассматриваемые гранодиориты относятся к нормальному ряду изверженных пород. По составу они наиболее близки к эталонным адамеллиту, гранодиориту, реже дациту, по Ноккольдс. От гранодиоритов третьей и четвертой фаз среднекарбонoвого сандалаш-чаткальского комплекса, развитых в данном районе, эти породы отличаются резко повышенным содержанием кварца, преобладанием биотита над роговой обманкой, более низким содержанием фемических компонентов, пониженной известковистостью и значительно более высоким содержанием кремнекислоты.

**II фаза** среднезернистые гранодиориты, граниты -  $\gamma_2 c_3 k$ . Светло-серые и розовато-серые среднезернистые равномернoзернистые и резкопорфировидные мелко- и среднезернистые гранитоиды этой фазы состоят (в объемн.%) из плагиоклаза (№ 2I-35) - 35-45 (средн. 38,9), калиевого полевого шпата - 23-30 (26,2), кварца - 20-34 (27,1), биотита 4-8 (5-7), роговой обманки - 0-5 (I,I) и акцессорных минералов (ортит, сфен, апатит, магнетит) - 0,4-2,3 (I,I). В отличие от гранодиоритов первой фазы, породы этой фазы более лейкократовые, существенно биотитовые, часто переходят в граниты. По химическому составу они близки к эталонному адамеллиту, плагиоклазовому риолиту и известково-щелoчному риолиту, по Ноккольдс, отличающаюся от них более высоким содержанием калия, повышенной известковистостью и пониженной меланократовостью.

**III фаза:** мелкозернистые биотитовые и аддитовидные граниты -  $\gamma_3 c_3 k$ . Розовые граниты этой фазы состоят (в объемн.%)

из плагиоклаза (олигоклаза № 12-25 и альбита, замещающего микроклин) - 16-29 (средн. 23,2), микроклина - 32-46 (38,3), кварца 35-39 (36,4), биотита - 0,5-2,4 (1,4) и аксессуарных минералов (магнетит, циркон, апатит, ортит, сфен) - 0,3-0,7 (0,5). Структура пород неравномернозернистая или порфириовидная. В петрохимическом отношении граниты этой фазы принадлежат к нормальному, а их аллитовидные разности к щелочному ряду изверженных пород. Все они близки к эталонному щелочному риолиту, по Ноккольде.

Акбулакский массив, сформированный последовательным внедрением гранитоидов всех трех фаз, на современном эрозионном срезе (площадь 550 км<sup>2</sup>) имеет дугообразную форму. Он дискордантно пересекает юго-восточное крыло Саңдалашского синклинория, унаследовав при этом направление внедрения Чаткальского среднекарбонového массива, что указывает на общий структурный контроль в их размещении. Контакты массива погружаются под различными, чаще крутыми, углами под вмещающие отложения нижнего и среднего палеозоя и породы саңдалаш-чаткальского комплекса. Контактное воздействие Акбулакского интрузива выразилось в образовании зоны (до 30 метров) плагиоклаз-биотит-роговосбманковых роговиков за счет песчаников и в скарировании известняков (до 20 м). Гранитоиды саңдалаш-чаткальского комплекса вдоль контакта интенсивно пелитизированы и хлоритизированы.

Позднекарбонный возраст кызылсайского комплекса определяется внедрением его в минбулакскую свиту среднего карбона и породы среднекарбонového саңдалаш-чаткальского комплекса. В свою очередь, массивы этого комплекса секутся пермскими дайками чалмансайского комплекса. Продукты размыва пород рассматриваемого комплекса встречаются в базальных конгломератах нижней перми в бассейне р. Кассансай. Радиологический возраст его по калий-аргоновому отношению в биотите находится в пределах 280-310 млн. лет (Макарычев, Гесь, 1971; Гесь, 1972). Эти цифры близки возрасту пород саңдалаш-чаткальского комплекса, что указывает на сближенное время формирования кызылсайского и саңдалаш-чаткальского комплексов. Однако, по геологическим данным, устанавливается одновременность их становления.

**АЛМАСАЙСКИЙ КОМПЛЕКС:** лейкократовые граниты -  $\gamma$  <sub>3</sub> а. К этому комплексу относятся Алмасайский, Кызылторский и Сокурбельский мас-



сивы, отдельные участки в Манасском плутоне и несколько мелких штоков в Чаткальском, Пскемском и Сандалашском хребтах (Чаткальский район). В самостоятельный интрузивный комплекс (под названием Кызылторский) эти образования выделены впервые М.Д.Гесем, Л.И.Громовой и Г.Н.Ситкевич в 1968-1969 гг. Впоследствии Г.И.Макарычев и М.Д.Гесь (1970) дали ему название по наиболее типичному представителю - Алмасайскому интрузиву. Под этим названием комплекс и описывается в настоящей работе.

Главная интрузивная фация массивов алмасайского комплекса представлена розовыми, розовато-светло-серыми и мясокрасными гранитами, состоящими (в объемн.%) из плагиоклаза № 25-28 (26,1), калиевого полевого шпата (35,4), кварца (34,7), биотита (4,5), аксессуарных минералов (циркон, апатит, сфен, ортит, флюорит, рутил, топаз, ильменит, магнетит, титаномагнетит) - 0,3. Структура пород равномернозернистая, средне- и крупнозернистая. В эндоконтактной фации структура становится порфиroidной, мелкозернистой или порфировой, незначительно уменьшается количество кварца, местами увеличивается количество биотита (Сокурбельский массив), появляется роговая обманка (Кызылторский массив) или моноклинный пироксен (Алмасайский массив). В петрохимическом отношении (табл.6) рассматриваемые граниты принадлежат к плазматовому, меньшая часть - к нормальному ряду изверженных пород. По составу они близки к эталонным известково-щелочному риолиту, щелочному граниту, но Нюккольдс.

Контактовое воздействие алмасайских гранитов проявилось в мраморизации известняков нижнего карбона (до 150 м, Алмасайский массив), ороговивании песчано-сланцевых толщ рифей, венда и нижнего силура (до 200 м, Кызылторский и Сокурбельский массивы).

Алмасайский массив (50 км<sup>2</sup>) представляет собой удлиненное в северо-восточном направлении и погружающееся на юго-восток тело, внедрившееся вдоль юго-восточной границы среднекарбонového Илчак-Каракурдумского интрузива с известняками нижнего карбона. Кызылторский интрузив (75 км<sup>2</sup>) является дискордантным штоком, внедрившимся в антиклинальную структуру, ядро которой сложено породами рифей-венда, а крылья - отложениями среднего палеозоя. Он вытянут в субмеридиональном направлении параллельно глыбовой структуре

Акташского грабена. Внедрение Сокурбальского массива, по-видимому, контролировалось границей жесткого ядра, образованного вендскими (?) диоритами Среднетерекского и гранитоидами Саардынского массивов.

Возраст алмасайского комплекса определяется как позднекарбонный на том основании, что им прорваны среднекарбонные породы сандалаш-чаткальского комплекса, а сам он сечется пермскими дайками гранодиорит-порфиров и диорит-порфиритов. Галька алмасайских гранитов часто встречается в базальных конгломератах нижней перми в бассейне р.Кассансай. Радиологический возраст по калий-аргоновому отношению в биотите соответствует 265 млн. лет (Макарычев, Гесь, 1971). Эта цифра близка к некоторым определениям возраста гранодиоритов кызылсайского комплекса, взаимоотношения с которыми на территории Киргизии не наблюдались. Однако по облику и петрогеохимическим особенностям алмасайские граниты идентичны позднекарбонным гранитам Кураминского хребта, пересекающим гранодиориты кызылсайского типа (Петрография Узбекистана, т. I, 1964; Геология СССР, т. XXIV, 1972).

#### ПОЗДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ - РАННЕ- ПЕРМСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

АНДЕЗИТОВЫЕ ПОРФИРИТЫ, АПОАНДЕЗИТОВЫЕ АЛЬБИТОФИРЫ  $-MgC_3-P_1$ , ГАББРО-ДИАБАЗЫ, ГАББРО  $-MgC_3-P_1$  (субинтрузивная фашия эффузивов ашукольторской свиты). Встречаются в Северном Тянь-Шане. Экструзии андезитовых порфиритов, апоандезитовых и апоацититовых порфиритов наиболее широко развиты в бассейне р.Каракиче. Б.И.Зубцов в 1950 г. и А.Г.Ласовский в 1959 г. описывали их совместно с покровными фашиями как единый комплекс под названием "альбитофиры Каракиче". Самостоятельные интрузивные тела были выделены и описаны С.А.Лесковым (Горещая, Лесков, 1968; Геология СССР, т. XXV, 1972). Наиболее крупные экструзивные тела (Каракичинская, Туташская экструзии) имеют протяженность от 4 до 6 км при средней ширине выхода около 1 км. Андезитовые порфириты и апоандезитовые альбитофиры имеют красно-бурую окраску и порфировое сложение. Редко встречаемые участки, не затронутые альбитизацией, обладают серым цветом. Порфировые выделения слагают 25-40% объема породы

и представлены андезином и роговой обманкой. Структура основной массы интерсертальная и андезитовая, в ней между лейстами плагиоклаза сосредоточены мелкие зерна рудного минерала, хлорита и карбонатов. Породы в той или иной степени альбитизированы. Альбитизация не выходит за рамки экструзий и скорее всего является аутометасоматическим процессом. В наиболее сильно измененных породах (апоандезитовых альбитофирах) происходит полная деанортизация плагиоклаза до альбита, появляется обильный карбонат, хлорит, вторичный альбит. В некоторых разновидностях вторичный альбит слагает практически всю основную массу породы. По роговой обманке и биотиту развивается хлорит, карбонат, часто замещая их до полных псевдоморфоз. Химический анализ альбитизированных андезитовых порфиритов и апоандезитовых альбитофигов иллюстрирует табл. 4.

С покровами трахиандезитовых порфиритов ашукольторской свиты в долинах рек Коморчек (Южная) и Тондок (Западная) и в горах Орток, по данным В.А.Грищенко, С.А.Лескова и других, ассоциируют экструзии трахибазальтов, образующие силлоподобные залежи мощностью до 200 м, переходящие в крутопадающие корневые части. Породы экструзий имеют характерный внешний вид, обусловленный присутствием обильных (до 40%) крупных (до 1,5 см) порфировых выделений лабрадора ромбовидных сечений. Основная масса породы сложена микролитами плагиоклаза с каймами калиевого полевого шпата. Между лейстами плагиоклаза располагаются зерна карбонатизированного моноклинного пироксена, хлоритизированного пироксена и апатита (до 2%). Химический состав этих пород характеризуется повышенными содержаниями калия.

Субвулканические интрузии габбро и габбро-диабазов встречаются редко. Интрузия габброидов, пространственно связанная с андезито-базальтовыми покровами ашукольторской свиты в долине р.Келемчи и прорывающая их, выделена М.А.Строниным (1951). Интрузия является типично трещинным телом, вытянутым на 6,5 км при средней ширине выхода около 0,5 км. Она сложена биотитовыми габбро, которые состоят из андезина (65%), пироксена (16%), роговой обманки (3%), биотита (7%), магнетита - до (4%). В интерстициях, образованных андезином и темнокветными минералами, спорадически развиты ксеноморфные зерна калиевого полевого шпата и кварца (до 4-5%).

В пологом эндоконтакте в биотитовых габбро происходит увеличение содержания калиевого шпата, и порода приобретает облик монцонитов. Химические составы пород интрузии габброидов показывают, что они отличаются высокими содержаниями суммы щелочей при характерных для габбро концентрациях прочих окислов (табл.4).

Возраст экстрוזивных образований определяется в пределах карбона – ранней перми по аналогии составов и тесной пространственной ассоциации с покровными образованиями ашукольгорской свиты. Возраст же интрузий габбро и монцонитов, возможно, более молодой. Их можно рассматривать и как аналог монцонитов кокмойнокского комплекса ранней перми.

**ТУРДУКСКИЙ КОМПЛЕКС** – гранодиорит-порфиры, кварцевые диорит-порфириты –  $\delta X_2 - P_1 t$ . Распространены в горах Акджол (Баубашатинский район). Л.И.Турбиным в 1959 г. (а позднее, в 1978 г., И.Л.Захаровым и Ю.М.Феоктистовым) эти образования вместе с близкими по составу интрузиями Чаткальского хребта были описаны как группа пород мискенского типа. В настоящей работе гранодиорит-порфиры и кварцевые диорит-порфириты Чаткальского района (вслед за М.Д.Гесем) включены в чалмансайский комплекс пермского возраста, а сходные интрузии Баубашатинского района выделены в самостоятельный турдукский комплекс.

Наиболее крупной интрузией данного комплекса является Турдукская, расположенная в междуречье Турдук-Манубадды. Она занимает площадь порядка  $10 \text{ км}^2$  и имеет форму сложного пластового тела мощностью от 50-70 до 500-700 м, которое погружается к юго-востоку под углом  $30-50^\circ$ . Вокруг основного массива имеется еще не менее десятка мелких штоков, даек и пластообразных залежей. Центральные части Турдукского силла сложены в разной степени альбитизированными гранодиорит-порфирами. Породы имеют серую, розовато- или зеленовато-серую окраску, содержат своеобразные крупные зональные вкрапленники бледно-розового или светло-серого плагиоклаза (андезин № 30-35). Количество вкрапленников колеблется от 15 до 55%, составляя в среднем около 35%. Кроме плагиоклазовых, встречаются также вкрапленники кварца и хлоритизированного биотита, но в меньшем количестве. Основная масса характеризуется микропюкитовой, реже аллотриоморфной структурой; часто проявлен катаклиз. Аццес-

сорные минералы: апатит, магнетит, циркон, сфен. В приконтактных частях массива породы несколько более основные, типа кварцевых диорит-порфиритов, увеличивается количество темноцветных, появляется амфибол. В эндоконтакте наблюдаются осветленные зоны закалки. В местах крутого падения контактов вмещающие песчаники и глинистые сланцы ороговикованы в пределах 5-7 м. В остатках кровли мощность зоны ороговикования достигает 40-50 м, а в непосредственном экзоконтакте Л.И. Турбин отметил даже мигматизацию и переплавление пород. Со стороны лежащего бока песчаники и сланцы почти не изменены.

Расположенный восточнее Кичиаджольский массив имеет дайкообразную форму. Он вытянут на 6,5 км при ширине до 2 км. Сложен такими же породами. По химическому составу (табл. 6) породы ближе всего к кварцевым диоритам - андезитам. Кичиаджольская интрузия в значительной своей части размещена среди серпентинитов. Изменения в последних весьма незначительны: в пределах нескольких десятков сантиметров антигорит в них замещен хлоритом, появляются цоизит и пренит. Зона воздействия на вмещающие песчаники и зеленые сланцы также невелика и измеряется обычно первыми метрами, в ней наблюдаются ороговикование и окварцевание.

Интрузии комплекса прорывают терригенные отложения турдукской свиты среднего-верхнего карбона. Определение возраста калий-аргоновым методом из Кичиаджольского массива дало значение  $280 \pm 14$  млн. лет (И.Л. Захаров, что соответствует границе карбона и перми.

## П Е Р М С К И Е   И Н Т Р У З И В Н Ы Е П О Р О Д Ы

ЧАЛКУЙРУКСКИЙ КОМПЛЕКС: андезитовые и андезит-дацитовые порфириты, диоритовые порфириты -  $\mu\delta P_1$ . Распространен в Алайском хребте в восточной части Туркестано-Сурметашского и Восточно-Алайского районов. Под названием чалкуйрукского интрузивно-вулканического комплекса впервые выделен Т.А. Додоновой, И.Л. Захаровым и другими в 1976 г. В ур. Ходжакалян в том же году одновременно изучался П.Д. Резвын и др. В настоящей работе к чалкуйрукскому комплексу отнесены субвулканические интрузии, сопровождающие ниж-

непермскую ходжакелянскую вулканическую свиту, и гипабиссальные тела кварцево-диоритовых порфиритов в междуречье Балькты-Корумды (южный склон Алайского хребта).

По данным П.Д.Резвого, субвулканические интрузии в ур.Ходжакеляни залегают среди вулкаников ходжакелянской свиты. Они имеют небольшие размеры (до  $1 \text{ км}^2$ ), форму штоков и даек, некоторые из которых являются подводными каналами. Субвулканические образования частично слагают Хотаккинский массив. Кварцевые и кварцсодержащие диоритовые порфириты Хотаккинского массива, по данным И.Л.Захарова, содержат от 40 до 80% порфировых выделений зонального плагиоклаза (от основного андезина до андезин-олигоклаза), авгита, часто замещаемого актинолитом, иногда в небольшом количестве (до 4-5%) биотита и кварца. В составе основной массы присутствуют плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, пироксен и биотит. Химический состав показывает несколько большую основность субвулканических пород по сравнению с вмещающими андезито-дацититами. В геохимическом отношении для пород субвулканических интрузий характерны повышенные содержания олова и скандия и пониженные - ртути. Дайки представлены большей частью андезитовыми и андезито-дацитовыми порфиритами. Возраст субвулканических интрузий ур.Ходжакеляни определяется тесной генетической связью с вмещающими их вулканиками нижнепермской ходжакелянской свиты. Вероятно, они близки по возрасту или синхронны интрузиям раннепермского кичикалайского комплекса, с которыми сходны по минеральному составу, петрохимическим особенностям, отличаясь главным образом поверхностными условиями формирования.

Гипабиссальные интрузии Бальктынской группы распространены на площади  $4-5 \text{ км}^2$  и представлены несколькими дайкообразными телами, из которых Северное ( $1,0 \times 0,1 \text{ км}$ ) и Южное ( $1,5 - 2,0 \text{ км}$ ) являются более крупными. По данным И.Л.Захарова, они, вероятно, имеют форму пластовых залежей, причем Южное тело в западном окончании разветвляется на ряд алофиз. Состав пород обоих тел весьма сходен: в центральной части они сложены полнокристаллическими кварцсодержащими диоритовыми порфиритами. Состав их: порфировые выделения размером  $0,5$  до  $1,5-2,0 \text{ мм}$  (до 50%) зонального андезина, роговой обманки, иногда с реликтами пироксена, в небольшом

количестве биотита и кварца; основная масса аллотриоморфнозернистая и состоит из серицитизированного плагиоклаза, кварца и калиевого полевого шпата. В периферических частях и апофизах в породах уменьшается величина порфировых выделений, представленных преимущественно серицитизированным плагиоклазом и биотитом, структура основной массы микропоякилитовая, иногда сферолитовая, и они приобретают обли. андезито-дацитовых или кварцево-латитовых порфиритов. Возраст Балыктинской группы гипабиссальных интрузий кварцево-диоритовых порфиритов определяется прорыванием ими средне-верхнекаменноугольных отложений и перекрытием их отложениями глы.

**КИЧИКАЛАЙСКИЙ КОМПЛЕКС.** Распространен в Туркестанском и Алайском хребтах. Прерывистые цепочки массивов располагаются параллельно или кулисообразно в полосе протяженностью 300 км и шириной от 20-25 до 55 км, которая на западе характеризуется широким простираем, а на востоке изгибается в северо-восточном направлении согласно со средне-позднепалеозойскими структурами.

Своеобразие интрузий кичикалайского комплекса было отмечено еще во время работ ТПЭ Б.М.Куплетским (1936) и позднее - Д.П.Резвым (1959) в выделенной им Кичикалайской интрузивной провинции. Как раннепермский интрузивный комплекс, более или менее близкий к настоящему его пониманию, был выделен Р.Д.Гаврилиным (1960). В обобщающих работах по металлогении и магматизму Тянь-Шаня (Карпова, 1960; Горецкая, 1961, 1968) интрузии комплекса относились к зервшано-алайскому монцонит-гранодиоритовому или туркестано-алайскому монцонит-гранодиоритовому типу. Под названием кичикалайского этот комплекс впервые описан в Геологии СССР, т. XXV. Для общей характеристики комплекса, главным образом, вещественного состава интрузий и радиологической датировки пород, наибольшее значение имеют завершенные в 1976 г. петрологические исследования Т.А.Додоновой, И.Л.Захарова и др. В кичикалайском комплексе условно выделены две интрузивные фазы.

**I ф а з а :** сиенито-диориты, диориты -  $\xi \delta_1, \rho_1, k_1$ , гранодиориты -  $\gamma \delta_1, \rho_1, k_1$ . Кварцсодержащие и кварцевые сиенито-диориты (монцодиориты), диориты и кварцевые диориты, гранодиориты, в небольшом, но постоянном количестве кварцевые монцониты являются

главными породами большинства интрузий кичикалайского комплекса. Иногда вместе с ними ассоциируют кварцевые габбро, габбро-диориты, связанные с главными разновидностями пород постепенными переходами (Бузтооский массив), или образующие в них крупные блоки-ксенолиты (Жаньдаванский, Караказьский, Джарбашинские массивы), или находящиеся с ними в неясных взаимоотношениях (Актюбекский, Раутский массивы). Габброиды крупных блок-ксенолитов Т.А.Додонова, И.Л.Захаров и другие выделяют в девонский кшешышский комплекс, нигде, однако, не образующий самостоятельных массивов.

Диориты, сиенито-диориты и их кварцевые разновидности постепенно переходят друг в друга. Это серые мелко- и среднезернистые, обычно равномернозернистые породы, иногда с порфировидными выделениями рогово-обманки и плагиоклаза; текстура массивная, нередко гнейсовидная. Состав их: резко зональный плагиоклаз (андезин № 38-45 до лабрадора в ядре и кислого андезина в краевых частях зерна) (33-35%); калиевый полевой шпат (обычно нерешетчатый) (4-20%, иногда до 25-28%); кварц (3-18%, иногда до 25%); биотит (6-16%, иногда до 20%); амфибол (нередко в двух разновидностях: обыкновенная роговая обманка и актинолит) (от 7-16% до 20-25%); моноклинный пироксен (авгит или диопсид) в реликтовых зернах (до 5%), редко до 10-12%. Вторичные минералы: серицит, соссорит, пелит, хлорит, лейкоксен, иногда эпидот, пренит, карбонат. Акцессорные минералы: апатит, сфен, ортит, циркон, магнетит, ильменит, иногда турмалин, гематит, пирит. Структура гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая, монцититовая.

Гранодиориты - серые и светло-серые породы; в небольших интрузивных телах преимущественно мелко- и средне- равномернозернистые, иногда порфировидные или порфировые, а в более крупных телах в удалении от контактовых зон среднезернистые до крупнозернистых, иногда порфировидные, массивные или с линейной текстурой. Состав: плагиоклаза (зональный андезин № 35-40 до лабрадора в ядре и олигоклаза № 27-28 в краях зерен) 30-45%; калиевого полевого шпата (нерешетчатый или микроклин-микропертит) 15-35%; кварца 23-32%; темноцветных минералов (биотит и амфибол, обычно в почти равных количествах, реликтовые зерна моноклинного пироксена) 10-25%, в среднем 18%. Набор вторичных и акцессор-



ных минералов тот же, что и в кварцевых сиенито-диоритах и кварцевых диоритах. Структура гидридоморфнозернистая, участками монцонитовая, нередко с большим или меньшим количеством порфировидных выделений калишпата в основной массе кварцево-диоритового или сиенито-диоритового состава.

Структурные и текстурные отличия среди пород первой фазы (различная величина зерен породообразующих минералов, наличие или отсутствие порфировидности, гнейсовидности и т.п.) были предложены в 1976 г. Т.А.Додоновой, И.Л.Захаровым и другими как основание для выделения двух разновозрастных совершенно схожих по набору и составам пород караказыкского и арчабашинского комплексов, для первого из которых свойственны гипабиссальные, а для второго — мезоабиссальные условия формирования.

Химический состав пород представлен в табл.10. Породы принадлежат щелочноземельной серии с побочной сериальной ветвью, отклоняющейся для пород среднего состава в сторону сиенито-диоритов и монцонитов.

По данным полуколичественного спектрального анализа (Додонова, Захаров и др.), установлены повышенные содержания олова, скандия, и пониженные — для ртути.

**Фаза** гранодиориты, граниты —  $\gamma \delta_2 P, kl$ . Они слагают массивы преимущественно в восточной части ареала распространения интрузий кичикалайского комплекса. Интрузивные взаимоотношения их с породами первой фазы были установлены в Кичикалайском массиве на левом борту долины р.Кичик-Алай (Восточная) П.Д.Резвым и др., 1976 г. Т.А.Додонова, И.Л.Захаров и другие авторы относили гранодиориты и граниты второй фазы (Кичикалайский, Блеулинский, Аскалинский, частично Абрамовский массивы) к ачикалминскому гранит-адамелитовому комплексу. Это не лишнее оснований предположение требует дальнейшего подтверждения путем сопоставления со всей совокупностью интрузий ачикалминского комплекса, распространенных преимущественно на территории Таджикской ССР. Порфировидные гранодиориты Абрамовского, Ачикалминского и других массивов Р.Д.Гаврилин (1960) считал второй фазой раннепермского интрузивного комплекса. Это — средне- и крупнозернистые светло-серые породы с переменным количеством порфировидных выделений ка-

ливого полевого шпата величиною 1-2 x 0,5 см (иногда больше) и кварца до 0,5 см в диаметре. Состав: слабо зональный андезин № 35-42 (30-46%); решетчатый микроклин (17-34%); кварц (18-28%); биотит (7-12%), амфибол (3-12%), изредка моноклинный пироксен в единичных зернах. Вторичные минералы: соссорит, серицит, скаполит, хлорит, эпидот, лейкоксен, карбонаты. Аксессуары: циркон, сфен, ортит, апатит, магнетит, ильменит. Структура гипидиоморфнозернистая, порфириовидная, участками пойкилитовая, в эндоконтактах в зоне закалки иногда порфириовая.

Жильная фация представлена слабо распространенными аплитами, по составу отвечающими адалеллитам и гранитам.

Химический состав пород второй фазы соответствует средним типам гранодиоритов, адалеллитов и гранитов щелочноземельной серии (табл. 10). В геохимическом отношении они близки породам первой фазы. Для них также отмечаются повышенные содержания олова и пониженные - ртути.

Большинство интрузий кичикалайского комплекса сложено всеми или несколькими разновидностями пород первой фазы. Интрузии однородного состава редки. Н. И. Шинкарев (1966), изучавший строение некоторых массивов этого комплекса, отмечает прерывисто-концентрическую зональность, причем обычно более меланократовые породы приурочены к краевым частям массивов. Эта зональность скорее всего обусловлена небольшими глубинами формирования интрузий. Об этом же свидетельствует увеличение зернистости пород от контактов и аликальных частей к центру интрузии, большое количество шшировых выделений. Таким образом, полнота набора и доля каждой разновидности пород, их структурные и текстурные особенности в каждом отдельном массиве зависят от величины интрузии, глубины ее формирования и степени эрозионного среза. Обнаруживается тенденция к увеличению значения гранодиоритов и адалеллитов по сравнению с кварцевыми диоритами и кварцевыми сиенит-диоритами, преобладающими в более мелких западных телах, в направлении с запада на восток.

По форме интрузии кичикалайского комплекса представляют собой небольшие (от 1-5 до 55 км<sup>2</sup>) круто наклонные тела типа штоков и дайкообразных интрузивных залежей с секущими контактами по

отношению к залеганию вмещающих пород. Наиболее крупными являются Караказыкский (150 км<sup>2</sup>) и Кичикалайский (550 км<sup>2</sup>) массивы. Интрузии расположены в ядрах антиклинальных складок или в зонах локальных нарушений, сопряженных с региональными разломами, ограничивающими Туркестано-Сурметашский район. По отношению к среднекарбонным разрывам типа надвигов интрузии кичикалайского комплекса ведут себя независимо.

Кичикалайский массив вытянут в северо-восточном направлении на 55 км при ширине от 6 до 27 км. Северо-восточная, более широкая часть массива, приурочена к ядру крутой куполовидной антиклинали. Контакты массива почти согласные, круто падают в сторону вмещающих пород. Юго-западная часть массива чаще имеет секущие контакты, но и здесь выступы массива обычно приурочены к антиклинальным перегибам. Юго-восточный контакт на большем протяжении почти прямолинейный, по-видимому, подчинен гипотетическому магмоподводящему северо-восточному разлому (Поршняков, 1973). В строении северной и западной частей Кичикалайского массива отмечается некоторая зональность. В периферических частях его развиты мелко- и среднезернистые кварцевые диориты и кварцевые сиенито-диориты, местами кварцевые монцитониты<sup>х</sup>). Кварцевые диориты нередко обладают порфиroidной и план-параллельной текстурой, обусловленной линейной ориентировкой более крупных кристаллов роговой обманки или шпировых обособлений. Большая часть Кичикалайского массива сложена равномерно-среднезернистыми гранодиоритами, на отдельных участках порфиroidными. В восточной части массива породы первой фазы прорваны двумя телами порфиroidных гранодиоритов и гранитов второй фазы.

Сателлиты Кичикалайского массива, небольшие или совсем незначительные по размерам, сложены гнейсовидными кварцевыми диоритами (Арадобинский, Абшарсайский, Ойганушский и другие) или имеют

---

<sup>х</sup>) В периферических частях Кичикалайского, Караказыкского, Медиксуйского массивов Т.А. Доданова, И.Л. Захаров и другие в 1976 г. наблюдали интрузивные контакты между структурными разновидностями кварцевых сиенито-диоритов или гранодиоритов. Эти взаимоотношения, прослеженные на локальных участках и пока не установленные в других массивах, не могут однозначно рассматриваться как фазовые и скорее являются следствием других причин, например взламыванием корковой фации.

подобное ему зональное строение со сменой гнейсовидных кварцевых диоритов краевых зон гранодиоритами (Тегермацкий, Чланский и другие).

Караказыкский массив представляет собою вытянутое в широтном направлении (33 км x 1,2-6 км) мощное субпластовое тело с контактами, осложненными алофизами. Сложен кварцевыми диоритами и гранодиоритами с большим количеством шпиров сиенито-диоритового состава. В восточной части локально развиты кварцевые монцитониты. В западной части массива в гранодиоритах содержатся крупные ксенолиты гранитизированного оливинового габбро. В узкой приконтактной зоне породы почти повсеместно имеют порфиroidную структуру, местами гнейсовидны.

В окружении Караказыкского находятся Меликсуйский (25 км<sup>2</sup>), Южно-Караказыкский (20 км<sup>2</sup>) и Джугурташский (30 км<sup>2</sup>) массивы. Среднезернистые роговообманково-биотитовые гранодиориты, слагающие последний массив, настолько характерны для описываемых интрузий, что были выделены Р.Д.Гаврилюком как гранодиориты шахдарского типа (по прежнему наименованию массива).

К западу от Караказыкского массива до бассейна р.Дляляк, в пределах Туркестано-Сурметашского района, тянется цепь мелких и средних по площади штоко- и дайкообразных массивов, сложенных преимущественно кварцевыми диоритами или кварцсодержащими и кварцевыми сиенито-диоритами с подчиненным количеством кварцевых монцитонитов и габбро (Гавианский, Тюзбельские, Токбиатсуйский, Дон-грокский, Алтынджилгинский, Раутский, Корумбашинские, Карадаванский, Актюбекский массивы). Другая, более северная и менее отчетливая, цепь интрузий протягивается вдоль южной границы Высоких предгорий Алая. К ней относятся Машаланский, Кштутский, Газский и Бульджуминские массивы. Машаланский массив (50 км<sup>2</sup>) имеет этмолитоподобную форму с крутым наклоном к югу контактовых поверхностей и параллельных им линейных текстур пород. По Н.Ф.Шинкареву (1966), зональность массива является обратной, по сравнению с Кичикалайским массивом. Большая центральная часть массива сложена равномернозернистыми диоритами, кварцевыми диоритами и тоналитами. К окраинам они постепенно сменяются порфиroidными разновидностями с крупными кристаллами амфибола. Периферическая (шириной 0,75 км) часть массива сложена среднезернистыми гранодиоритами.

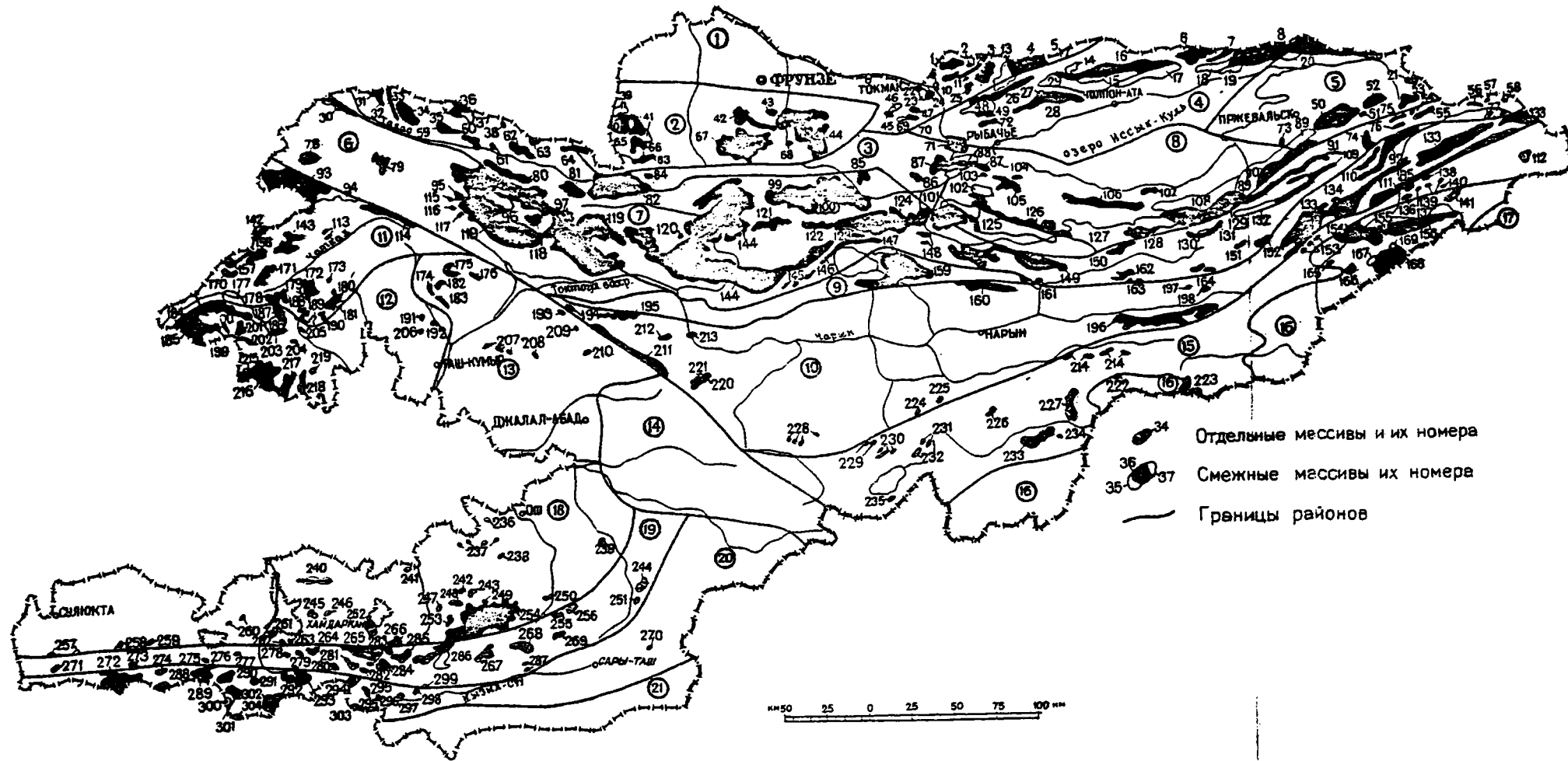


СХЕМА  
расположения геолого-географических районов и интрузивных массивов  
Киргизской ССР  
составили: Ю. В. Жуков и Р. М. Назралеев

1 ЗАИЛЬСКИЙ РАЙОН

- Массивы:
1. Кыргыбылганский
  2. Куперлисайский
  3. Тунтугурский
  4. Завьяловский
  5. Джайламанский
  9. Карабулакский
  10. Кичикумукский
  11. Доатравинский
  12. Таскенинский
  22. Бастуровский
  23. Джильдарынский
  24. Байбачкоровский
  25. Кашкаркольский
  45. Камылеульский
  46. Боординый
  67. Кызилбулакский
  69. Куранджабульский
  70. Оторгольский

2 КАРАБАЛТИНСКИЙ РАЙОН

- Массивы:
39. Гранитогорский
  40. Аламинский
  41. Чокшамдинский
  42. Джамлышский
  43. Шекулинский
  44. Иссыккатынский
  54. Ирсайский
  65. Аспаринский
  66. Мазарашульский
  67. Аларчинский
  98. Салынский
  63. Чомазарский

3 ШАМСИНСКИЙ РАЙОН

- Массивы:
71. Кокмойнокский
  82. Чокчорундинский
  84. Токайлушульский
  86. Акташкоринский
  87. Ортогольский

4 КУНГЕЙСКИЙ РАЙОН

- Массивы:
6. Байсорульский
  7. Атамкулский
  8. Восточнокунгейский
  13. Чимбулакский
  14. Койсуевский
  15. Южночолпонатинский
  16. Дюлолатинский
  17. Взапаташский
  18. Урюктинский
  19. Ортоурюктинский
  26. Чоккеминский
  27. Дюресуевский
  28. Кызилгульторский
  29. Чокталский
  48. Западнокунгейский
  49. Шыртынский
  71. Кокмойнокский
  72. Каламсуевский

5 ТЮПСКИЙ РАЙОН

- Массивы:
8. Восточнокунгейский
  20. Талдинский
  21. Учкашкынский
  50. Караколский
  31. Бозучукский
  52. Джыргагазский
  53. Джыналский
  73. Джетыгузский
  89. Ирдынский
  90. Айторский

6 ТАЛАССКИЙ РАЙОН

- Массивы:
23. Никелетусский
  78. Бабахалский
  79. Кумуштагский
  95. Терекский
  96. Итгарский
  115. Кенторский
  116. Чаткарагайский
  117. Курганский
  118. Джалабекский
  119. Чечкаю-Колбинский

7 КИРГИЗСКО-ТЕСКЕП-СКИЙ РАЙОН

- Массивы:
31. Ногайсайский
  32. Алмалинский
  33. Караарчинский
  34. Кандинский
  35. Сулуторский
  36. Кенколский
  37. Чаюевский
  38. Баржолский
  54. Джалколатский
  55. Туркский
  56. Миниторский
  57. Кашторский
  58. Ашурторский
  59. Караджилгинский
  60. Кызылташский
  61. Береговской
  62. Ортогауский
  63. Малокочинский
  64. Ирсайский
  74. Аксуевский
  75. Каракырский
  76. Чонашуевский
  77. Адырторские

8 СЕВЕРО-ТЕСКЕП-СКИЙ РАЙОН

- Массивы:
80. Табылакский
  81. Уткескинский
  82. Чокчорундинский
  85. Ортоковский
  91. Таштамбекторский
  97. Кичикумукторский
  98. Кокмоеренский
  99. Джумгалский
  100. Салдынский
  109. Караколторский
  119. Чичаю-Колбинский
  123. Кумбелский
  121. Ортокурганский
  122. Сарынский
  123. Келекчинский
  124. Джумгалский
  130. Керегеташский
  131. Баркандский
  132. Сарычатынский
  144. Суусамырский
  145. Каракичские
  146. Сонкултауский
  148. Каракактинские
  149. Каракуджурский
  150. Джилмусуевский
  151. Сууский
  152. Майторский
  161. Тармалторские

9 СОНКУЛЬСКИЙ РАЙОН

- Массивы:
162. Айкольский
  163. Арчалдинские
  164. Джаманчкенинский

10 НАРЫНСКИЙ РАЙОН

- Массивы:
71. Кокмайнковский
  87. Ортококойский
  88. Ачикташский
  89. Ирдынский
  90. Айторский
  101. Кельуковский
  102. Семизбелский
  103. Учкулуский
  104. Турасуевский
  105. Допускулуский
  106. Актерекский
  107. Каджисайский
  108. Джалгычакский
  124. Джумгалский
  125. Улаккольский
  126. Западнотерекский
  127. Тонкий
  128. Верхнетонский
  129. Тамгинский

11 ЧАТКАЛЬСКИЙ РАЙОН

- Массивы:
93. Манасский
  94. Музбельский
  113. Курутгерекские
  114. Курматорский
  142. Бешторский
  143. Среднесадалашский
  157. Ичиз-Караорумский
  158. Алмасайский
  176. Чукурсуевский
  171. Нижнесадалашский
  172. Кизылторский
  173. Чаначский
  177. Восточнотатальский
  178. Туянский
  179. Акташский
  180. Алабукинский
  181. Мискепский
  184. Чаткальский
  188. Саардынский
  189. Сонгурбельский
  190. Кумбелташский

12 КАССАНСКИЙ РАЙОН

- Массивы:
177. Восточнотатальский
  178. Туянский
  185. Акбулакский
  186. Экейский
  187. Шаркракский
  191. Учкурский
  192. Бозбуташский
  199. Аршанский
  200. Кытайульдинский
  201. Раватсайский
  202. Адамташский
  203. Аманташский
  204. Сууктепский
  205. Алмабулакский
  206. Акбулакский
  215. Сардайкалуевский
  216. Кассанский
  217. Гавасайский
  218. Суисарский
  219. Джалакташский

ЮЖНЫЕ ТЯНЬ-ШАНЬ.

13 БАУБАШАТИНСКИЙ РАЙОН

- Массивы:
174. Кызыртский
  175. Атойлакский
  176. Сарычичакский
  182. Турдуковский
  183. Мынаболдинский
  193. Шалдыракский
  207. Тегерекские
  208. Баубашатинский
  209. Караукурский
  210. Зинданский

14 ЯССИНСКИЙ РАЙОН

- Массивы:
112. Комсомольский
  135. Имыльчакский
  136. Ташкоринский

15 ДЖАНЫДЖЕРСКИЙ РАЙОН

- Массивы:
137. Суходольский
  138. Майдадырский
  139. Кандинские
  140. Атажайлуевский
  153. Бешмойнокские
  214. Джаныджерские
  223. Отогашский
  226. Суртепский
  227. Мудурский
  229. Аташинские
  230. Ташрабатские
  231. Башкельтобекский
  232. Шырыктинский
  233. Кокянинский
  234. Караторский
  235. Туругартский

16 КОКШАЛЬСКИЙ РАЙОН

- Массивы:
141. Койкапский
  154. Учкочконский
  155. Акчийский

17 МУЗДУКСКИЙ РАЙОН

- Массивы:
156. Акиштырский
  165. Сарыбулакский
  166. Пикертынский
  167. Кайчинский
  168. Джангарский
  169. Айлагырский
  222. Акбайташский
  223. Отогашский

18 РАЙОН СЕВЕРНЫХ ПРЕДГОРИЙ АЛАЯ

- Массивы:
236. Араванский
  237. Чоккойские
  238. Наукатский
  239. Кокчуртынский
  240. Канский
  241. Ходжаганский
  242. Абиырский
  243. Джайранбельский

19 ТУРКЕСТАНО-СУРМЕТАНСКИЙ РАЙОН

- Массивы:
245. Заркарский
  246. Надирский
  247. Арадобинский
  248. Абшарсайский
  249. Ойганушский
  250. Турусский
  252. Машалаский
  253. Тегермакский
  254. Кичикалайский
  257. Арпапаяские
  258. Бавальский
  259. Бульджуминский
  260. Таштамдыкские
  261. Газский
  262. Зардалекский
  263. Кштутский
  266. Мелькуевский
  254. Кичикалайский
  255. Ходжаксайский
  256. Аргалинский
  264. Гаванский
  265. Караказакский
  267. Джаманджайлуевский
  268. Сарымогальский
  269. Кальтабозский
  271. Саркендский
  273. Актюбекский
  275. Карадаванский
  277. Раутский
  278. Донгрюкский
  279. Токбатыевский
  280. Жанидаванский
  281. Лаудинский
  282. Южнокараказмский
  283. Шахдарский
  284. Джигурташский
  285. Сурметанский
  286. Исфайрамский
  244. Биеудинский
  251. Аскалинский

20 ВОСТОЧНО-АЛАЙСКИЙ РАЙОН

- Массивы:
287. Балыктинские
  299. Кудчикские
  270. Айламинский
  272. Дильякский
  274. Каравинский
  276. Джилптынский
  288. Буттооский
  293. Кешемский
  290. Герезуевский
  294. Актерекский
  292. Кульский
  293. Ходжаичанский
  294. Абрамовский
  295. Турасуевский
  296. Кульский
  297. Жартыбашиный
  299. Чахский

21 ЗААЛАЙСКИЙ РАЙОН

- Массивы:
300. Соимский
  301. Матчасуевский
  302. Арчабашинский
  303. Ачкалмынский
  304. Тукеский

В южной части ареала распространения интрузий кичикалайского комплекса прерывистой полосой северо-восточного направления расположены Арчабадинский (45 км<sup>2</sup>), Абрамовский (55 км<sup>2</sup>), Джаманджайлуский (55 км<sup>2</sup>), Сарыкмогельский (45 км<sup>2</sup>), Камытабозский (6 км<sup>2</sup>), Блеулинский (17 км<sup>2</sup>) и Аскалинский (менее 2 км<sup>2</sup>) массивы. Эти более однородные по составу массивы, вероятно, сформированы на большей глубине. Они сложены преимущественно равномерно-среднезернистыми гранодиоритами с различным количеством порфировидных выделений калиевого полевого шпата, местами существенно порфировидными, иногда переходящими в порфировидные адамоллиты. В массивах также сохраняется зональное, иногда неполно концентрическое строение с постепенными переходами гранодиоритов в средние и мелкозернистые сиенито-диориты узких периферических зон. Породы местами изобилуют шширами диорито-сиенитового состава. В гранодиоритах иногда содержатся ксенолиты кварцевых сиенито-диоритов периферической зоны (Блеулинский массив), что, по мнению некоторых исследователей, указывает на их фазовые отношения.

Интрузии комплекса, как правило, сопровождаются отчетливо проявленным контактовым метаморфизмом: вмещающие терригенные породы преобразованы в биотитовые роговики и биотитовые сланцы, карбонатные породы мраморизованы, местами серпентинизированы, превращены в волластонитовые, гранатовые, гранато-пироксеновые, скаполит-пироксен-цоизитовые скарны. Орел контактово-метаморфизованных пород, особенно в местах пологого падения контактовых поверхностей или сложной конфигурации контакта, отличается значительной шириной, иногда непропорциональной небольшой величине интрузивных тел. Мощность скарновых зон 1-2 м, иногда достигает 25-40 м. Со скарнами связана сульфидно-редкометалльная, существенно вольфрамово-мышьяковая минерализация.

Возраст кичикалайского комплекса определяется как раннепермский. Конгломераты и песчаники кумбальской свиты - P<sub>1</sub> интродуцированы кварцевыми сиенито-диоритами Актюбекского, Бульдуминского, Джандыганского и Сарыкмогельского массивов. Гранодиориты Каржакзыкского массива прорваны кварцевыми и щелочными сиенитами Сурметашского массива позднепермского-раннетриасового алайского комплекса. Подобные взаимоотношения установлены в Исфайрамском,

Меликсуйском и Кичикалайском массивах.

Радиологические данные, полученные в 1976 г. Т.А.Додоновой, И.Л.Захаровым и другими аргоновым методом по биотиту (с содержанием  $K > 5,75\%$ ) по 41 пробе, показывают значения возраста в интервале 230-325 млн.лет, причем 76% значений возраста для всех разновидностей пород приходится на интервал 270-305 млн.лет. Максимум, равный 37% от общего числа проб, находится в пределах 290-300 млн.лет, что по шкале 1964 г. указывает на позднекаменноугольную эпоху или границу каменноугольного и пермского периодов. Несходящиеся значения возраста интрузий кичикалайского комплекса по радиологическим и геологическим данным объясняются Т.А.Додоновой, И.Л.Захаровым и другими неточностью определения возраста некоторых позднепалеозойских терригенных толщ, прорванных интрузиями комплекса.

АЧИКАЛМИНСКИЙ КОМПЛЕКС: порфириновые граниты, гранодиориты -  $\gamma - \gamma \delta P_4 a$ . Распространен в основном в Таджикистане, где выделен В.А.Кутенцом (Кутенец и др., 1974). В формировании комплекса установлено четыре фазы: 1) амфибол-биотитовые кварцевые диориты; 2) порфириновые амфибол-биотитовые гранодиориты, граниты; 3) биотитовые порфириновые граниты; 4) мелкозернистые биотитовые, двуслодные, мусковитовые граниты, при этом отмечено резкое преобладание порфириновых гранитов и гранодиоритов.

На территорию Киргизии попадает лишь северо-восточное окончание Ачкалминского массива размером всего 3,5 х 6 км, а общая площадь его составляет около 270 км<sup>2</sup>. В 1976 г. массив был изучен Т.А.Додоновой и А.Д.Захаровым. По их данным, на территории республики массив сложен светло-серыми порфириновыми гранитоидами. Породы обычно массивные, но отмечаются и гнейсовидные разновидности. Порфириновые выделения образованы калишпатом. Основная масса имеет неравномернозернистое сложение. Средний состав гранитоидов: андезин (32%), решетчатый микроклин-пертит (29%), кварц (32%), биотит (7%), иногда присутствует обыкновенная роговая обманка. Аксессуары: циркон, апатит, ортит, пирит, сфен. Структура гипидиоморфнозернистая, мирмеkitовая. Химический состав гранитоидов приведен в табл.8. Терригенные отложения силура-девона в экзоконтакте ороговязаны в ореоле 300-500 м.

За пределами республики наиболее молодыми образованиями, прорванными телами ачикалминского комплекса, являются отложения мадмской свиты нижней перми (?), в то время как сами гранитоиды интродированы щелочными габброидами триасового возраста (Расчленение..., 1976). Радиологические определения возраста гранитоидов Ачикалминского массива по биотиту, по данным Т.А.Додоновой, составили 286 и 292 млн.лет. На территории Таджикистана калий-аргоновые определения возраста пород ачикалминского комплекса по биотиту колеблются в пределах 250 (поздняя пермь) - 290 (граница карбона и перми) млн.лет, а по изотопно-свинцовому методу по циркону и ортиту получен результат  $270 \pm 10$  млн.лет, соответствующий раннепермской эпохе (Расчленение..., 1976). Эти данные свидетельствуют в пользу раннепермского возраста ачикалминского комплекса.

**ТУРКЕСТАНСКИЙ КОМПЛЕКС.** Распространен в западной части Восточно-Алайского района, которая на схемах тектонического районирования (Геология СССР, 1972) обычно рассматривается как самостоятельная Туркестанская или Зеравшано-Туркестанская структурно-формационная зона. Интрузии комплекса расположены прерывистой цепочкой вдоль северной границы этой зоны. Д.П.Резвым (1959) эти интрузии вместе с другими гранитоидными интрузиями района (ачикалминский комплекс) были отнесены к "Зеравшанской интрузивной провинции". Как туркестанский комплекс впервые описан Е.Д.Карповой (1960 и др.); под этим же названием он упоминается в последних трудах таджикских геологов (Расчленение..., 1976).

**И ф а з а :** порфириновые граниты, амагметиты, часто гнейсовидные  $\gamma$ - $\gamma$   $\delta$ ,  $P_1$ ? т. Породы связаны между собой постепенными переходами и внешне отличаются различным количеством порфиридных выделений калишпата и степенью меланократовости. Состав: плагиоклаз (альбит-олигоклаз и олигоклаз, слабо зональный, иногда до андезина в ядре) (20-35%), микроклин в порфиридных выделениях и в основной массе (35-50%), кварц (20-30%), биотит (до 10%), иногда мусковит (до 3%) и обыкновенная роговая обманка (0-2%). В плагиоклазе обычны мирмекитовые вроски кварца. Порфиридные выделения микроклина часто с реликтами зерен плагиоклаза и включениями листочков биотита и зерен кварца имеют величину от  $1 \times 0,5$  см до  $4 \times 1,5$  см и содержатся в количестве от 1-2 до 50%,



в среднем составляя 20% от объема породы. Они встречаются также в ксенолитах и породах экзоконтакта, что указывает на их метасоматический характер. В гранодиоритах, приуроченных обычно к местам широкого развития ксенолитов вмещающих пород, увеличивается количество биотита и обыкновенной роговой обманки (при преобладании первого) до 20%, плагиоклаза – свыше 35%, уменьшается количество кварца и порфиroidных выделений микроклина. Вторичные минералы: серицит, каолинит, лейкоксен, хлорит, эпидот и карбонат. Акцессорные минералы: циркон, апатит, сфен, ортит, магнетит, пирит, арсениpirit, молибденит, пирротин, халькопирит, торит, галенит, ильменит, шеллит, иногда гранат, турмалин, рутил. Структура пород порфиroidная со средне- и крупнозернистой основной массой, часто протокластическая, что, как отмечают И.К.Никитин (1936), а затем в 1976 г. Т.А.Додонова, И.Л.Захаров и другие, является характерной особенностью гранитоидов туркестанского комплекса. Текстура пород, особенно в приконтактных фациях в подошве массивов, гнейсовидная, грубополосчатая.

П ф а з а лейкократовые и аплитовидные граниты, пегматиты –  $\gamma_2 P_1 ? t$ . Состав гранитов: плагиоклаз (альбит, альбит-олигоклаз, обычно с мирмеkitовыми вростками кварца) (20–25%), микроклин и микроклин-пертит, в более крупных зернах с реликтами плагиоклаза (40–50%, иногда до 60%), кварц (до 30%), слюды (биотит и мусковит) (5–7%), турмалин. Акцессорные минералы: гранат, ортит, циркон, апатит, флюорит. Среди гранитов выделяются биотитовые, мусковит-биотитовые и турмалин-биотитовые разновидности. В последних встречаются участки грейзенизированных гранитов, пегматоидные обособления и ореолы лейкократизации со скоплениями турмалиновых зерен в середине. Структура аллотриоморфнозернистая, часто слабо порфиroidная, от мелко- до среднезернистой, иногда протокластическая. Текстура гнейсовидная, подчеркнутая субпараллельным расположением слюды, в центральной части более крупных тел – массивная.

Жильными породами туркестанского комплекса являются аплиты и пегматиты. Аплиты по особенностям минерального состава и структуры близки к мелкозернистым аплитовидным гранитам. А.А.Беус (1950) среди пегматитов выделяет графические биотит-микроклинитовые

и блоковые мусковит-микроклиновые пегматиты и их замещенные разновидности: мусковит-альбитовые, лепидолит-альбитовые и грейвено-альбитовые.

По химическому составу гранитоиды туркестанского комплекса относятся к щелочноземельной серии, к группе пересыщенных глиноземом пород с совершенно постепенным изменением состава, без нарушения гомодромности, от гранодиоритов, адамеллитов и гранитов до лейкократовых гранитов (табл.8). В Каравшинском массиве в турмалинизированных мелкозернистых гранитах второй фазы отмечается повышенное содержание олова - от 0,01 до 0,05% (Материков и др., 1964).

Наиболее крупные массивы комплекса: Ляйлякский (100 км<sup>2</sup>), Каравшинский (25 км<sup>2</sup>), Джиптыкский (90 км<sup>2</sup>), Сарыташский (55 км<sup>2</sup>), - имеют грубо пластообразную форму, согласную с залеганием вмещающих метаморфизованных сланцев нижнего силура. Они сложены преимущественно породами первой фазы. Мелкозернистые граниты второй фазы занимают в них не более 20% от площади массивов.

Сравнительно хорошо изученный Ляйлякский массив представляет собой падающее на юг пластообразное тело, вытянутое по простиранию вмещающих пород на 24-25 км при ширине от 1,5 на востоке до 7-8 км на западе. Южный контакт его имеет крутое (60-80°), а северный - более пологое падение (30-50°). В массиве присутствует большое количество крупных ксенолитов измененных сланцев мощностью до 200 м, расположенных субпараллельно в подошве интрузий. Прикровлевающая часть интрузии построена сложно с большим количеством апофиз гранитов и густой сетью жил аплитов и пегматитов во вмещающих породах.

Строение труднодоступного Джиптыкского массива плохо изучено. Главное распространение имеют гранитоиды первой фазы. В них в верховьях р.Кшемыш заключены крупные (первые сотни метров) ксенолиты гранитизированных и амфиболизированных габбро. Лейкократовые мелкозернистые граниты второй фазы образуют в гранитоидах первой фазы и в экзоконтактовом ореоле многочисленные неправильные тела и жилы мощностью до 100-150 м.

Актерекский массив (7-8 км<sup>2</sup>) состоит из ряда дайкообразных тел шириной от первых метров до нескольких сотен метров в попереч-

нике, разделенных разной мощности перемычками кристаллических сланцев силура. Контакты тел как согласные, так и секущие. Гранитоиды от мелко- до среднезернистых, почти всегда гнейсовидные; по составу колеблются от амаеллитов до лейкократовых гранитов.

Между Ляйлякским и Джиптыкским массивами расположены поля редкометалльных пегматитов общей протяженностью свыше 50 км, в которых насчитывается до 6000-7000 жил. В пределах массивов пегматитовые жилы тяготеют к их периферическим частям, наибольшая же концентрация их отмечается в надкровлевых экзоконтактных зонах. Жилы имеют форму плитообразных тел мощностью от 1 до 25 м и значительной протяженности, иногда до нескольких километров. К востоку, в верховьях р. Сох, интенсивность развития пегматитовых жил резко уменьшается. Здесь пегматиты встречаются чаще в самих интрузивных телах в виде мелких жил и небольших шпироподобных выделений.

Интрузии туркестанского комплекса в большинстве случаев залегают в глубоко метаморфизованных терригенных породах силура. По Т.Укудееву и А.Бакирову (1972), зональный метаморфизм этих пород андалузит-силлиманитового типа оторван по времени от формирования интрузивных тел. Интрузии прорывают метаморфические породы, уже диафторированные вдоль зоны Туркестанского разлома, и пересекают изограды зон метаморфизма. Возраст биотита из метаморфизованных пород силура, по данным аргонового метода, определяется в 397 млн. лет (Каталог..., 1972). Контактный метаморфизм, связанный с интрузиями, проявляется в ороговиковании сланцев, мраморизации и скарнировании известняков, отчетливо обнаруживаемых в менее метаморфизованных породах.

Возраст интрузий туркестанского комплекса условно определяется как раннепермский. Большинство интрузий залегает в метаморфизованных отложениях лландовери, и только Дакатсуйские тела (Таджикская ССР) прорывают ниже-среднедевонские и средне-верхне-каменноугольные отложения. Для суждения о верхней возрастной границе интрузий важны указания И.К.Никитина (1936), Т.А.Додоновой, И.Л.Захарова и других о прорывании даек мелкозернистых лейкократовых гранитов второй фазы нефелиновыми и щелочными сиенитами Герезсуйского, Матчасуйского и Кулпского массивов алайского поздне-

пермского-раннепермского комплекса. На основании находок галек сходных гранитов в конгломератах мадмской свиты нижней перми (?) (Шадишев, Старшинин, 1969) некоторые исследователи принимают для интрузий туркестанского комплекса позднекаменноугольный возраст (Расчленение..., 1976). В пользу раннепермского возраста интрузий туркестанского комплекса говорит их сопоставление с интрузиями ачиалминского комплекса, раннепермский возраст которых хорошо обоснован исследованиями В.А.Кутенца (Геохронология СССР, т.2, 1974). Для первых из них Т.А.Додонова, И.Л.Захаров и другие предполагают автохтонные, а для вторых - аллохтонные условия образования.

Радиологические определения для туркестанского комплекса дают весьма широкий диапазон цифр. Определения аргоновым методом по биотиту (с содержанием К более 7%) для гранитоидов изменяются от 158 до 335 млн.лет, для пегматитов - от 201 до 252 млн.лет; по мусковиту для гранитоидов 218-287млн.лет, для пегматитов 202-305 млн.лет; по лепидолиту для пегматитов 223-260 млн.лет (Каталог..., 1972; Додонова, Захаров и др.). В целом, по слюдам на гистограмме для гранитоидов (18 определений) имеется два максимума: 230-250 млн.лет (30% определений) и 190-200 млн.лет (15% определений); для пегматитов (38 определений) - три максимума: 240-250 млн.лет (16% определений), 220-230 млн.лет (16% определений), 200-210 млн.лет (13% определений). Как для тех, так и других пород первые максимумы выражены более отчетливо и свидетельствуют в пользу пермского возраста туркестанского комплекса. Наличие нескольких радиометрических максимумов для гранитоидов и пегматитов туркестанского комплекса позволяет некоторым исследователям склоняться к мнению, что в туркестанском комплексе заключено по крайней мере два разновозрастных, но близких по составу гранитоидных комплексов, каждый из которых сопровождается своими пегматитами (Мельниченко, 1974; Расчленение..., 1976; Додонова, Захаров и др.).

КОКШАЛЬСКИЙ КОМПЛЕКС распространен в восточной части Южного Тянь-Шаня, в полосе, протягивающейся вдоль системы хребтов Кокшала, от оз.Чатыркуль к северо-востоку до хр.Иньльчек.

Как самостоятельный комплекс впервые описан А.Б.Павловским и др. в 1971 г. под названием "верхнепалеоэвийский магматический

комплекс" и позднее - Э.Б.Байбулатовым и др. (1973) под названием "верхнекарбон-пермский интрузивный комплекс". Имя собственное комплекс получил в работе С.А.Лескова и др. в 1974 г. Кокшаальский комплекс сформирован в две фазы внедрения.

I фаза порфиroidные граниты, гранодиориты, граносиениты -  $\gamma_1 P_1$  кб. Цвет пород серый, розовый. Порфиrowые выделения представлены калишпатом, кварцем и редко альбит-олигоклазом. Основная масса гранитов крупно- и среднезернистая, состоит из калишпата (25-40%), кварца (25-30%), альбит-олигоклаза (15-30%), биотита (4-10%). Аксессуары: апатит, циркон, сфен, ортит, магнетит, ильменит, флюорит, турмалин. Средний химический состав гранитов (табл.7) близок к известково-щелочным гранитам, по С.К.Ноккольдс, и слюдяному граниту, по С.П.Соловьеву. По содержанию щелочей они принадлежат к субщелочным, а по преобладанию калия - к калиевым гранитам. Среди гранитов, особенно вблизи контактов, наблюдаются небольшие участки гранодиоритового состава. В отдельных массивах (Акширякском, Джангартском, Шырыктинском) распространены граносиениты.

II фаза биотитовые, лейкократовые и альбитовые граниты -  $\gamma_2 P_1$  кб. Породы имеют серовато-белую и розовую окраску, состоят из микроклина (около 35%), альбит-олигоклаза (30%), кварца (около 30%), биотита (1-8%). Аксессуары минералы: циркон, апатит, ильменит, магнетит, ортит, сфен, циртолит, торит, монацит, топаз, касситерит, турмалин, флюорит. Средний химический состав (табл.7) близок к составу лейкократового гранита, по С.П.Соловьеву, калинатрового лейкогранита, по А.А.Беусу, аляскита по Р.Дэли. Породы пересыщены глиноземом.

Кокшаальский комплекс объединяет 2I массив. По строению, форме и размерам они делятся на две группы. Одна группа включает относительно крупные массивы, обнажающиеся на площади до 200-300 км<sup>2</sup> (Учкошконский, Акширякский, Мудрымский). Поверхности контакта этих массивов, как правило, падают в сторону вмещающих пород, что свидетельствует об их неглубоком эрозионном вскрытии и о значительно больших размерах скрытой части. В строении массивов участвуют породы обеих фаз. В биотитовых гранитах первой фазы часто содержатся ксенолиты кварцевых диоритов, гранодиоритов. Эндоконтак-

товые зоны сложены микрозернистыми гранодиоритами и рогово-обманково-биотитовыми гранитами. Исключением является Учкочконский массив, сложенный лейкократовыми гранитами второй фазы.

Вторая группа массивов представлена телами, которые обнажаются на площади 0,5–25 км<sup>2</sup>. Они сформированы в виде трещинных интрузивных залежей (Иныльчекский, Майдадырский массивы) или штокообразных тел (Пикертыкский, Ташкоринский и другие массивы), часто изобилующих апофизами причудливых форм. Эти массивы сложены преимущественно породами одной фазы внедрения. Большое число массивов этой группы состоит из пород первой фазы. Иныльчекский и Космсомольский массивы сложены лейкократовыми и биотитовыми гранитами второй фазы. Эти массивы отличаются развитием в них слабо выраженной вертикальной зональности, описанной С.А.Лесковым в 1974 г. В апикальных частях массивов и в области эндоконтакта часто развиты мелкозернистые и среднезернистые аплитовидные биотитовые граниты, в которых располагаются линзы пегматитовых гранитов и кварц-турмалиновые обособления. В апикальных частях массивов широко развиты процессы альбитизации и грейзенизации (Учкочконский, Иныльчекский, Пикертыкский, Ташкоринский). Наиболее широко граниты с обильным альбитом и повышенным количеством кварца распространены в Суходольском массиве. Среди гранитов и во вмещающих породах встречаются жилы пегматитов. В водораздельной части Иныльчекского хребта располагается поле пегматитов, содержащих полихромный турмалин и топаз.

Конфигурация интрузивных контактов часто неровная, с апофизами, достигающими в длину 0,6–1 км. В эндоконтакте граниты приобретают порфировидное строение вплоть до гранит-порфирового. Вмещающие песчано-сланцевые отложения превращены в полосчатые: роксеновые и биотитовые роговики, известняки – в мраморы и скарноиды, а конгломераты и гравелиты почти не изменены. Ширина контактового ореола 200–300 м, местами – до 1,5 км. В роговиках отмечаются флюоритизация и турмалинизация.

Акшиирякская и Джангартская интрузии по составу несколько отличаются от остальных массивов и, возможно, принадлежат другим комплексам. Акшиирякский массив (свыше 230 км<sup>2</sup>) находится в труднодоступной восточной части Кокшаалского хребта и очень слабо

изучен. Практически исследована лишь незначительная его западная часть, где установлено широкое проявление метасоматоза. В основном он сложен рапакивиобразными гранитами, содержащими овоиды (размером до 4,5 x 2,5 см) калинаatroвого полевого шпата с характерной плагиоклазовой каемкой и вкрапленники кварца. Структура основной массы средне- крупнозернистая. Состав: микроклин-пертит (42-50%), олигоклиз № 20-26 (16-36%), кварц (18-30%), буровато-зеленая роговая обманка (1-6%), биотит (1-6%). Среди рапакивиобразных гранитов встречаются штоки кварцевых сиенитов площадью до 3 км<sup>2</sup>. Джангартский массив (более 170 км<sup>2</sup>) расположен в водораздельной части хр.Кокшаал. По данным М.И.Пуркина, он сложен преимущественно крупнозернистыми густопорфировидными граносиенитами и кварцевыми сиенитами. Вариации состава зависят от неравномерного распределения вкрапленников, количество которых достигает 60%. Вкрапленники представлены микроклин-пертитом (размер 4 x 2 см), в небольшом количестве кварцем. Из темноцветных присутствуют биотит и амфибол. По химическому составу (табл.7) породы массива соответствуют граносиениту и щелочноземельному сиениту.

Интрузии кокшаальского комплекса сопровождаются серией штоков и даек, сложенных гранит-порфирами, гранофирами, аляскитовыми гранитами и лейкократовыми граносиенитами. Мощность даек от 1,5 до 60 м, протяженность до 6 км. Эти породы, кроме того, образуют цемент в ряде брекчиевых тел линейной и изометричной формы, прорывающих граниты второй фазы в Суходольском и Учкошконском массивах. При высоком содержании кремнезема они богаты щелочами. Часть исследователей (Б.Б.Фунт, С.А.Лесков и др.) включает эти образования в завершающую стадию формирования кокшаальского комплекса, а другие (Т.А.Додонова, Н.И.Дорошенко, В.А.Кабо и др.) выделяют в самостоятельный комплекс малых интрузий.

Большинство массивов комплекса прорывают песчано-сланцевый разрез среднего палеозоя, а Учкошконский и Акширрякский массивы имеют активные контакты с флишеидной толщей верхнего карбона. В 1979 г. Г.С.Биске и В.Л.Клишевичем установлены интрузивные взаимоотношения Джангартского и Акширрякского плутонов с выделенными ими отложениями карачатурского горизонта нижней перми (саукторская свита). Кроме того, по данным этих исследователей, гранитоиды прорывают послекарачатурские надвиговые поверхности. Это за-

Это заставляет считать наиболее вероятным временем становления кокшаальского комплекса, по геологическим данным, раннюю (возможно, даже позднюю) пермь. По многочисленным калий-аргоновым определениям радиологического возраста данного комплекса (Каталог..., 1972), время его формирования приходится на границу карбона и перми (280-300 млн. лет).

Структурная позиция большинства массивов сходная. Они контролируются субширотными дислокациями докембрийского фундамента, которые Н.И.Дорошенко и Л.В.Сквалецкая (1972), определяют как зоны глубинных разломов. Существование этих структур подтверждается субширотной удлинённой формой массивов, располагающихся в цепочках. Такие цепочки также имеют субширотное простирание и несогласны как с разрывными, так и со складчатými нарушениями вмещающих пород. Они пересекают и сами тектонические зоны северо-восточного простирания. Таким образом, по времени образования и по характеру размещения в тектонических структурах граниты кокшаальского комплекса отвечают позднеорогенной стадии развития складчатой области и относятся к формации лейкократовых гранитов. Иное расчленение кокшаальских гранитов было предложено в 1974 г. Т.А.Додоновой. Используя большой разброс цифр радиологического возраста, Т.А.Додонова расчленила рассматриваемые граниты на четыре комплекса: 1) среднекаменноугольный, 2) позднекаменноугольный гранитовый коккинский, 3) раннепермский лейкократовых гранитов и 4) позднепермский малых интрузий гранитового состава.

ШАМАТОРСКИЙ КОМПЛЕКС. Выделен в 1974 г. Т.А.Додоновой. Породами комплекса сложен одноименный массив на северном склоне хр.Тахталик (западная часть Нарынского Срединного Тянь-Шаня). Массив приурочен к зоне глубинного разлома - "важнейшей структурной линии" В.А.Николаева и представляет собой трещинную интрузию длиной 25 км и шириной от 1,5 до 6 км. В западной, самой узкой части, контакты его вертикальные, а на востоке падают в сторону вмещающих пород; северный контакт на значительном протяжении тектонический. Массив слабо эродирован, содержит много ксенолитов и останцов кровли. Формирование его происходило в несколько фаз.

I ф а з а      эссекситы, мондониты -  $\epsilon_1, \rho_1, \bar{\epsilon}$ . Породы первой фазы приурочены к кровле и краевым частям массива или образу-



ют ксенолиты в породах второй фазы. Это темные меланократовые породы изменчивого состава. Среди них отмечены монцониты, эссекситы, шонкиниты, биотитовые пироксениты, горнблендиты, габбро. Преобладающими являются монцониты – средне- крупнозернистые породы серого и темно-серого цвета, часто с хорошо выраженной трахитоидностью. Темноцветные в породах первой фазы представлены авгитом с примесью эгиринового компонента, роговой обманкой и биотитом. Роговая обманка развивается по пироксену, и местами пироксениты переходят в горнблендиты. Плаггиоклаз обычно зональный, состав его в отдельных породах изменяется от олигоклаза № 22-38 до лабрадора № 56-60. Калишпат соответствует натровому микроклину. Аксессуары: апатит, сфен, ортит, циркон, магнетит. Средний химический состав пород первой фазы (табл.5), пересчитанный по методу А.Н.Заварицкого, ближе всего к аналцимовому базальту, по Р.Дэли.

П ф а з а сиениты –  $\zeta_2P_1$ Б. Эти породы составляют основную часть массива. Среди них выделяются крупнозернистые, среднезернистые и криптовые разновидности. Сиениты имеют серую либо розово-серую окраску, обладают отчетливо выраженной трахитоидностью. Они состоят из микроклин-микропертита, олигоклаза № 15-20 и темноцветных (15-20%), которые представлены эгирин-авгитом, густозеленой обыкновенной роговой обманкой и биотитом. Аксессуары: апатит, сфен, титаномagnetит, ортит, циркон. Структура призматическизернистая, гипидиоморфнозернистая, участками монцонитовая. Криптовые сиениты содержат до 80% субпараллельно расположенных фенокристов микроклина длиной от 3 до 10 см при ширине 1 см. В химическом отношении (табл.5) сиениты характеризуются слабой недосыщенностью кремнекислотой, повышенным содержанием щелочей и полевошпатовой извести. Контакты сиенитов с породами первой фазы обычно резкие, секущие. Но местами отмечен постепенный переход от эссекситов через монцониты к сиенитам, что можно объяснить явлениями ассимиляции при внедрении сиенитовой магмы.

В восточной части Шаматорского массива расположено тело крупнозернистых лейкократовых гранитов, которые рядом исследователей (Т.А.Додонова, 1968; Л.Н.Орлов) относились к третьей фазе данного комплекса. Нами эти граниты сопоставляются с гранитами

чаурташского комплекса позднепермского возраста.

Контактное воздействие Шаматорского массива, по заключению В.Г.Кушева (1959, 1960), было сравнительно незначительным. Оно выразилось в появлении полосы биотитовых, амфибол-биотитовых и амфибол-биотит-гранатовых (андрадит) роговиков шириной до 15 м, а также в мраморизации известняков и образовании прерывистой зоны скарноидов мощностью 3-8 м. Скарноиды состоят из диопсида и биотита с примесью кальцита и постепенно, но быстро переходят в породы, не отличающиеся от интрузивных разностей из центральных частей массива. Т.А.Додонова (1968), наоборот, считает, что тепловое воздействие Шаматорской интрузии на вмещающие толщи было весьма значительным. За счет этого она относит появление инъекционных гнейсов, кристаллических биотитовых и кордиеритовых сланцев, развитых в южном экзоконтакте массива. По мнению Т.А.Додоновой, контактовый метаморфизм, связанный с этой интрузией, сказался на продолжении оси массива к западу и востоку от него на расстоянии до 20 км, где также отмечены скаполит, кордиерит, хиастолит. Эндоконтактные изменения для массива не характерны.

Нижний возрастной предел комплекса, по геологическим данным, обусловлен прорыванием талькубашской свиты среднего-верхнего девона. Определение возраста калий-аргоновым методом по биотиту из биотитового габбро дало цифру 270 млн. лет (Л.Н.Орлов), соответствующую ранней перми. Породы комплекса относятся к монцонит-сиенитовой формации, связанной с орогенной стадией развития области Среднего Тянь-Шаня в конце палеозоя.

Разнообразие пород Шаматорского массива В.Г.Кушев объясняет кристаллизационной дифференциацией в процессе быстрого подъема магмы, что привело к образованию ряда: эссексит-шонкинит-монцонит-щелочной сиенит. Т.А.Додонова считает, что в первую фазу поступала магма основного состава с повышенным содержанием щелочей, которая имела внутрикоровое происхождение, о чем свидетельствует относительно низкое содержание никеля, кобальта и хрома, по сравнению с кларковыми. И дифференциация расплава в первую фазу происходила уже в камере плутона. Во вторую фазу внедрялась магма сиенитового состава, отщепление которой состоялось в глубинном магматическом очаге. Л.Н.Орлов и В.Н.Богдецкий не исключают вероятности, что породы характеризуемого комплекса образовались на

месте путем перекристаллизации, частичного палингенного плавления и метасоматического преобразования окружающих осадочных толщ. В доказательство они приводят а) неравномерный состав пород, б) наблюдавшиеся ими постепенные переходы от ксенолитов терригенных пород через пироксениты, габбро, горнблендиты, монцониты в сиениты, в) присутствие порфиробластов калишпата сходного облика в ксенолитах осадочных пород и в криптовых сиенитах и постепенные переходы в сиениты путем накопления таких порфиробластов, г) стратиформная структура в отдельных участках массива (левобережье р.Кельте), где прослеживаются несколько горизонтов мраморов значительной протяженности, разделенных трахитоидными сиенитами.

КОКМОЙНОКСКИЙ КОМПЛЕКС. Распространен в основном западнее оз.Иссык-Куль, по обеим бортам долины р.Чу; отдельные небольшие массивы встречаются вдоль юго-западного побережья этого озера. Как самостоятельный комплекс впервые выделен С.Д.Туровским в 1965 г. К.Д.Помазов (1960), Р.Д.Гаврилин (1966) и другие объединяют его вместе с ортококским сиенитовым и ачикташским аляскитовым в единый (кызылпупульский) комплекс.

Породы комплекса слагают крупный Кокмойнокский плутон общей площадью около 200 км<sup>2</sup>, расчлененный кайнозойскими образованиями на ряд отдельных выходов, и серию штоков в горах Каракоо размером до 0,4 км<sup>2</sup>. Формирование его происходило в две фазы.

I фаза монцониты, сиенито-диориты -  $\delta \epsilon_1, \text{p.к.}$  Породы этой фазы слагают небольшие участки по периферии Кокмойнокского массива и большую часть штоков в горах Каракоо. Монцониты состоят из нерешетчатого микроклина (40-45%), плагиоклаза (35-40%), биотита (5-9%), зеленой роговой обманки (3-7%) и диопсида (3-5%); нередко в количестве 4-10% присутствует кварц. Плагиоклаз резко зональный, в центральных частях зерен соответствует лабрадору № 55-56, в краевых - андезину № 36-38. Аксессуары составляют 2-6%. Представлены сфеном, цирконом и апатитом; в протоlochках, кроме того, обнаружены магнетит, пирит, ильменит, флюорит, турмалин, галенит, халькопирит. Структура гипидиоморфнозернистая, участками монцонитовая. Иногда появляются мелкие порфировидные выделения калишпата, плагиоклаза и пироксена.

Сиенито-диориты характеризуются меньшей основностью плагиоклаза, обычно в них присутствует пироксен.

В горах Каракоо штоки, сформированные породами первой фазы, имеют зональное строение и более меланократовый состав. Внешняя зона сложена габбро-монцонитами, содержащими 0-9% оливина, 30-35% авгита, 25-35% калишпата, 20-30% лабрадора № 50-56, 5-10% биотита. К центру штоков они сменяются монцонитами и кварцевыми монцонитами.

**П ф а з а** граносиениты  $\gamma_1 \gamma_2 \text{P}_1 \text{K}$ . Слагают основную часть Кокмойнокского плутона и часть штоков в горах Каракоо. Они состоят из нерешетчатого микроклина (42-53%), зонального андезина № 35-43 (17-33%), кварца (12-18%), биотита (3-8%), роговой обманки (3-6%); иногда в небольшом количестве встречается моноклинный пироксен. При уменьшении содержания кварца породы переходят в кварцевые сиениты. В протолочках обнаружены акцессории: магнетит, ильменит, апатит, циркон, сфен, ортит, торит, анатаз, флюорит, турмалин, галенит, пирит, молибденит, рутил, торианит, монацит, эшинит. Породы имеют порфириовидный облик за счет присутствия порфириовидных выделений калишпата размером в среднем 1,5-2 см, иногда - до 5 см. В химическом отношении (табл.4) граносиениты характеризуются сравнительно высоким содержанием калия. В граносиенитах отмечено повышенное, по сравнению с кларком, содержание  $\text{Pb}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{As}$  и  $\text{V}$ .

По периферии южной части Кокмойнокского массива местами развиты фации гранитов. Некоторые исследователи (Е.Н.Кудлей) выделяют их в качестве субфазы. Граниты состоят из калишпата (45-55%), плагиоклаза (20-25%) и кварца (25-30%); встречается биотит (до 1%). В протолочках обнаружены акцессории: циркон, флюорит, турмалин, торит, ортит, ферриторит, гематит. Структура гипидиоморфнозернистая, участками микропегматитовая. В гранитах широко проявлены процессы пелитизации полевых шпатов, частичная серицитизация плагиоклаза и хлоритизация биотита.

В горах Каракоо граносиениты имеют незначительное развитие, прорывая монцониты первой фазы, реже слагая самостоятельные тела. Они содержат порфириовидные выделения калишпата, приобретающие трахитоидное расположение в зонах эндоконтакта. Породы состоят из пертитового калишпата (65-70%), кварца (10-15%), плагиоклаза

(8-15%), зеленого биотита (5%). Акцессории: циркон, апатит, сфен, рудный минерал. Структура микропегматитовая.

Среди граносиенитов встречаются мелкие тела граносиенит-аплитов и кварц-турмалиновых жил мощностью до 1,2 м и протяженностью в несколько десятков метров.

Кокмойнокский массив, частично перекрытый кайнозойским чехлом, в плане имеет очертания овала, вытянутого в северо-западном направлении, длиной около 22 км при максимальной ширине 12 км. Плоскости контактов падают в стороны от массива: северо-восточный под углом 80-85°; а западный - 45°; местами контакты осложнены разломами. Глубина формирования массива около 1-1,5 км, по форме он соответствует асимметричному лакколиту.

В экзоконтакте кокмойнокского массива песчаники и алевролиты в зоне шириной от 100 до 1200 м интенсивно ороговикованы, в них развиты обособления гранат-турмалин-эпидот-гематитового состава. Эффузивные образования изменены слабо: в полосе шириной 15-20 м в них отмечено осветление, в липаритах встречены гранат-эпидот-гематитовые прожилки. Вокруг штоков гор Каракоо в ореоле шириной до 50 м наблюдалось ороговикование, осветление и эпидотизация алевролитов; известняки на расстоянии 15-20 м превращены в магнетит-эпидот-гранатовые скарны.

Штоки в горах Каракоо прорывают метаморфические породы нижнего протерозоя, гранитоиды позднеордовикского сусамьрского комплекса и осадочные образования нижнего карбона. Породы Кокмойнокского массива прорывают терригенные толщи верхнедевонского-турнейского и визе-серпуховского возраста, а также эффузивы ашукольторской свиты верхнекарбово-нижнепермского возраста; в свою очередь, они прорываются позднепермскими гранитами ачитгышского комплекса. Поэтому породы кокмойнокского комплекса датируются ранней пермью. При определении возраста K-Ar методом по биотиту для монцонитов первой фазы были получены цифры 298 млн. лет, для граносиенитов второй фазы - 316 млн. лет, а по породе от 250 до 301 млн. лет (Каталог..., 1962), что соответствует интервалу времени от позднего карбона до середины перми.

Породы комплекса относятся к габбро-монцонит-сиенитовой формации. Интрузия располагается в краевой части наложенного средне-позднепалеозойского прогиба, в области пересечения крупных разло-

мов СЗ и СВ направлений и связана с процессами позднепалеозойской активизации.

**КУРГАНСКИЙ КОМПЛЕКС** - трахиты, щелочные трахиты, сиениты, щелочные сиениты -  $TR_{1-2}K$ . Распространен в приводораздельной части южного склона Таласского хребта, в междуречье Кентор-Терек-Курган. Выделен и подробно описан Т.А.Додоновой (1961, 1964, 1967). Комплекс объединяет малые интрузии: штоки (Курганский и др.), нежки (Кенторский, Колбинский и др.) и дайки. Размеры тел в поперечнике достигают 250-500 м, иногда 900 м, протяженность даек 350-1500 м.

Формирование комплекса (по Т.А.Додоновой) происходило в шесть фаз, которые наиболее полно развиты в Кенторском некке. Первая фаза представлена дайками слюдяных лампрофиров и трахиандезитов; вторая - трахитами, щелочными трахитами, трахиандезитами и эруптивными брекчиями; третья - дайками сиенит-порфиров; четвертая - кварцевыми трахитами; пятая - дайками бостонитов и шестая - монацит-порфирами и сиенит-порфирами. Преимущественно развиты породы второй фазы, среди которых преобладают трахиты. Трахиты представляют собой темно-серую мелкозернистую породу с порфировой структурой. Порфировые выделения представлены плагиоклазом и калиевым полевым шпатом размером до 1 мм. Основная масса имеет трахитовую, ортофировую, реже бостонитовую структуру и состоит из лейст калиевого полевого шпата, плагиоклаза и чешуек хлорита. Акцессорные минералы: циркон, пирит, флюорит, апатит, галенит, турмалин, ильменит, арсенопирит, магнетит.

Курганский шток, в отличие от других массивов, сложен преимущественно средне-крупнозернистыми щелочными сиенитами. Цвет пород кремовый, розовый, красный. Сиениты состоят из пертита, альбита и альбит-олигоклаза, в интерстициях между которыми располагаются темноцветные минералы, обычно замещенные гидроокислами железа; в незначительном количестве встречается кварц. Среди темноцветных минералов Ф.Ш.Раджабов отмечает эгирин-авгит и щелочную роговую обманку. Акцессорные минералы из протолок: цирколит, циркон, флюорит, торит, ферриторит, рутил, апатит, анатаз, монацит, галенит, халькопирит, гематит, марказит, молибденит, ортит.

Остальные нежки, дайки, субвулканические интрузии сложены

породами четырех-пяти фаз (Колбинский нект) или породами двух-трех фаз. Как правило, каждое интрузивное тело состоит из пород, соответствующих разным фациям глубинности. Химические составы пород комплекса позволяют отнести их к группе сиенита-трахита, включающей щелочные и щелочноземельные разновидности пород (табл. 4).

Для пород курганского комплекса характерно развитие серицитизации, мусковитизации, флюоритизации, лимонитизации, вызванных как обычным автометаморфизмом, так и наложенными процессами интенсивной гидротермальной деятельности, которая, по мнению Т.А.Додоновой, генетически связана со становлением курганского комплекса и формирует проявления полиметаллической и редкометаллической минерализации. Вмещающие карбонатные породы интенсивно мраморизованы. В мраморах, контактирующих со щелочными эффузивами Курганского штока, развиты везувиано-пироксеновые, везувиановые и пироксено-амфиболовые скарны.

Возраст пород курганского комплекса, по геологическим признакам, определяется как позднепалеозойский (Додонова, 1961). Радиологический возраст сиенитов Курганского массива составляет 281 млн. лет (Невский и др., 1967), что соответствует пермскому возрасту. По химическому составу и последовательности сменяющих друг друга фаз малые интрузии Таласского хребта имеют много общих черт с породами ортотокойского и кокмойнокского комплексов, поэтому они датируются в интервале ранней-поздней перми.

**ОРТОТОКОЙСКИЙ КОМПЛЕКС.** Распространен в Киргизском, Думгольском и Сусамырском хребтах. Впервые уникальные породы урочища Ортотокой (г.Кызыл-Омпул) были отмечены В.Н.Вебером (1913). С тех пор их изучали многие исследователи. Что касается представлений о последовательности формирования позднепалеозойских интрузий, пространственно совмещенных в г.Кызыл-Омпул (юго-восточное окончание Киргизского хребта), и выделения комплексов, то тут мнения расходятся. Некоторые исследователи (К.Д.Помазков, Д.Н.Елютин, Р.Д.Гаврилин, Е.Н.Кудлей) все интрузивные образования этого района: ортотокойские сиениты, кокмойнокские граносиениты и ачитгатские граниты, - объединяют в единый (кызыломпульский) комплекс. С.Д.Туровский выделяет в отдельный комплекс граносиениты, а

Е.Н.Горецкая, С.А.Лесков и Р.М.Израилева придают значение самостоятельного комплекса каждой из этих групп пород. Ортоклазовый комплекс относится к сиенит-щелочносиенитовой формации. В нем выделяются 4 фазы.

**И фаза** гигантозернистые сиениты -  $\epsilon_1 P_{1-20}$ . Весьма своеобразные породы, на 50-95% состоящие из очень крупных вкрапленников калишпата, достигающих в длину 10-30 см, и крупнозернистой основной массы, величина зерен которой составляет в среднем 3-5 мм. Разности с большим содержанием вкрапленников приобретают трахитоидную текстуру. Минеральный состав сиенитов (с учетом вкрапленников): калишпат (70-96%), андезин № 38-44 (2-17%), биотит (1-5%), диопсид (0,2-3,5%), роговая обманка (зеленая и бурая) (0,3-4%), акцессории (до 1,5%). Очень редко встречается кварц в количестве от единичных зерен до 2-3%. В наиболее меланократовых разностях отмечен оливин с реакционной каемкой биотита. Рентгенометрические исследования вкрапленников калишпата (Марфунин, 1962) показали, что они представлены моноклинной высокоупорядоченной разновидностью, определяемой как высокий ортоклаз-пертит с субмикроскопическими вростками альбита. В протоочках из сиенитов в качестве акцессориев обнаружено около 40 минеральных видов (С.Д.Туровский, Д.С.Туровский). Из них наиболее распространены апатит, титаномагнетит, циркон, ильменит, в меньшем количестве присутствуют пирит, сфен, флюорит, галенит, шеелит, торианит, ураноторит, рутал, сфалерит, редко встречаются тантало-ниобат, ортит, циртолит, турмалин, касситерит, анатаз. По химическому составу (табл.4) породы первой фазы близки к среднему типу щелочного сиенита, по Р.Дэли, отличаясь несколько более высоким содержанием полевошпатовой извести. Сиениты характеризуются повышенным содержанием циркония, лантана, ниобия, иттрия, меди, свинца, бария, молибдена.

**II фаза**: гигантопорфировидные псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты -  $\epsilon_2 P_{1-20}$ . Гигантопорфировидные псевдолейцитовые сиениты от гигантозернистых сиенитов первой фазы внешне отличаются более мелкозернистой основной массой и меньшим содержанием вкрапленников, количество которых колеблется от 5% до 70%, составляя в среднем 40-50%. Состав: калишпат (60-80%), андезин



(15–20%), слабо зеленоватый диопсид (3–10%), амфибол (5–10%), биотит (3–8%); количество псевдолейцитовых образований варьирует от 0 до 10%. В меланократовых разновидностях сиенитов содержится до 1–2% оливина. Изредка присутствует кварц (до 4–6%). Псевдолейцитовые образования располагаются в основной массе породы, размер их колеблется от нескольких миллиметров до 1,5–2 см. Они часто оплавлены, имеют округлые очертания, но иногда сохраняют шестигугольную форму. Состоят на 85–90% из идиоморфных зерен калишпата, интерстиции между которыми выполнены измененным нефелином; кроме того, встречаются таблички плагиоклаза и единичные зерна темно-цветных минералов. Нефелин нацело замещен полупрозрачным пелитом, либо тонкозернистым слюдястым агрегатом. Состав аксессуаров такой же, как и в сиенитах первой фазы.

В химическом отношении сиениты второй фазы по сравнению с сиенитами первой фазы содержат несколько меньше кремнекислоты и больше феррических элементов при довольно высоком содержании щелочей (табл. № 4), что в процессе кристаллизации магмы привело к относительному пересыщению расплава щелочами и появлению в породе фельдшпатаида.

Ш ф а з а сиенито-диориты –  $\xi \delta_3 P_{1-20}$ . Характеризуются непостоянством состава, который изменяется до диорито-сиенитового: калишпат (35–60%), зональный андезин (20–40%), моноклинный пироксен (2–4%), биотит (7–15%), роговая обманка (1–7%); почти всегда присутствует кварц в количестве от единичных зерен до 8–10%. Изредка в пироксене встречаются включения оливина, полностью замещенного идингситом и рудным минералом. В породе отмечается калишпатизация плагиоклаза, по пироксену и роговой обманке иногда развивается биотит. Среди аксессуарных минералов преобладают циркон, апатит, сфен, пирит, галенит, магнетит; реже и в небольших количествах присутствуют циртолит, ортит, торьанит, ильменит, флюорит, турмалин, бадделейт, монацит, гранат, шеелит, сфалерит; очень редко встречаются молибденит, касситерит, поликраз-эвксенит, ванадинит. В сиенито-диоритах наблюдаются мелкие (0,5–1 см) порфировидные выделения плагиоклаза, моноклинного пироксена и амфибола, а также крупные оплавленные кристаллы калишпата. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая,

участками гломерозернистая, обусловленная тем, что темноцветные минералы иногда образуют скопления. По химическому составу (табл.4), сиенито-диориты относятся к группе пород, слабо недо-  
щещенных кремнеземом и умеренно богатых щелочами.

IV фаза мелкозернистые граносиениты -  $\gamma_4 P_{1-20}$ .  
Состав: нерешетчатый микроклин (50-60%), резко зональный андезин (20-25%), кварц (10-25%), биотит (0-5%) и бледновеленый амфибол (0-3%). Структура гипидиоморфнозернистая. При увеличении содержания кварца породы переходят в граниты. Состав аксессуариев такой же, как в сиенито-диоритах. В граносиенитах нередко отмечаются частично растворенные ксенолиты сиенито-диоритов предыдущей фазы. В таких контаминированных фациях иногда присутствует пироксен (до 3%). Среди граносиенитов встречаются разности, содержащие 2-10% турмалина, пятнистые выделения которого достигают 1-1,5 см в поперечнике. В таких породах обычно повышается содержание кварца, темноцветные плаццо хлоритизированы, биотит частично замещен мусковитом, а плагиоклаз интенсивно серицитизирован.

С описываемыми граносиенитами К.Д.Помазков (1960; Геология СССР, 1972) параллелизует граносиениты, выделяемые нами в самостоятельный кокмойнокский комплекс (см. выше). Граносиениты четвертой фазы ортотокойского комплекса, в отличие от кокмойнокских, имеют мелкозернистое сложение, более лейкократовый состав. В петрохимическом отношении они содержат больше кремнезема и щелочей, но меньше оснований и полевошпатовой извести. На диаграмме А.Н.Заварицкого фигуративные точки, отображающие составы тех и других граносиенитов, образуют самостоятельные поля.

К ортотокойскому комплексу относятся Ортотокойский, Сандыкский, Кумбельсайский и Салыкский массивы.

Площадь Ортотокойского массива составляет около 200 км<sup>2</sup>. Многочисленными разломами он разбит на ряд блоков, смещенных относительно друг друга. Реконструкция их первоначального положения, проведенная В.М.Рожанцом, показывает, что ранее плутон имел овальные очертания и был несколько вытянут в широтном направлении. Он относится к группе межформационных тел, располагаюсь в основном в области контакта слабо измененных дислоцированных осадков среднего и верхнего палеозоя с метаморфизованными

толщами раннего палеозоя и докембрия. Интрузивное тело в общем падает к северу под углом  $50-70^{\circ}$ , его корневая часть, судя по данным гравиметрических исследований, находится в области север-северо-восточного контакта. Ортококойский массив сложен породами всех четырех фаз. Гигантозернистые сиениты располагаются преимущественно по периферии массива, хотя встречаются и в его центральной части. Гигантопорфировидные сиениты второй фазы занимают около 45% площади массива. Контакт с сиенитами первой фазы отчетливый, но не всегда резкий. Ввиду внешнего сходства сиенитов обеих фаз их долгое время не разделяли. Впервые гигантозернистые сиениты и секущие их гигантопорфировидные выделил К.Д.Помазков в 1953 г. Сиенито-диориты третьей фазы образуют пластовые и дайкообразные тела и мелкие штоки среди сиенитов первых двух фаз. Длина отдельных даек достигает 1-2 км при мощности в сотни метров. Общая площадь выхода этих пород составляет 8-9 км<sup>2</sup>. Контакты их с сиенитами резкие, часто очень неровные, с многочисленными апофизами. Кристаллизация сиенито-диоритовых тел происходила в условиях относительно невысокой температуры окружающей среды и быстрого охлаждения. Поэтому иногда встречаются разности неравновесного состава, содержащие одновременно оливин и кварц. Внедрение граносиенитов четвертой фазы произошло почти вслед за формированием сиенито-диоритовых интрузий и часто по тем же каналам. Поэтому в граносиенитах нередко присутствуют ксенолиты сиенито-диоритов и встречаются породы смешанного, гибридного, состава. Форма граносиенитовых тел такая же, как и сиенито-диоритовых, только размеры их больше. Площадь выхода пластообразных залежей иногда достигает 3,5 км<sup>2</sup>.

Повсеместно в породах Ортококойского массива, которые в неизменном виде имеют серую и светло-серую окраску, развито покраснение. Оно наблюдается часто вдоль тектонических зон и мелких трещин, на контакте пород разных фаз, около гидротермальных жил и рудных тел, а нередко охватывает довольно значительные площади размером до нескольких квадратных километров. Изучение этого явления (Леонова, 1964) показало, что покраснение пород связано с частичным окислением двухвалентного железа и отложением его в виде тонкодисперсного гематита. При переходе двухвалентного железа

в трехвалентное общее количество его обычно остается неизменным, хотя наблюдались случаи как выноса его, так и привноса. Необходимо заметить, что вообще покраснение пород, особенно гранитоидов, в Тянь-Шане довольно широко распространенный процесс.

Контактовое воздействие Ортокойской интрузии на вмещающие породы проявилось в их ороговикании и частичной эпидотизации. Ширина контактового ореола колеблется от нескольких сот метров до 2,5 км (северо-западный контакт). Иногда в экзоконтакте, на расстоянии до 8-10 м от интрузива, в ороговиканных песчаниках появляются единичные порфиробласты калишпата длиной 2-7 см. В зоне непосредственного контакта с песчаниками караджоргинской свиты местами происходило частичное переплавление последних. В результате образовались линзообразные тела шириной 1,5-5 м и длиной в несколько десятков метров, сложенные своеобразными породами, которые по составу отвечают кварцевым сиенито-диоритам и монцититам. Порфиробластные выделения в них представлены андезин-лабрадором, а темноцветные минералы - розовым гиперстеном, роговой обманкой и биотитом.

Сандыкский массив (75 км<sup>2</sup>) расположен в восточной части Джумгалского хребта. В плане он имеет очертания неправильного треугольника и является асимметричным лакколитом, падающим к северу и северо-востоку. Массив сформировался в две фазы (Злобин, 1960). Наиболее распространены породы первой фазы, среди которых преобладают щелочноземельные сиениты; в периферических частях plutона развиты монцититы. Сиениты состоят из иризирующего ортоклаза (60-70%), андезина № 40-50 (15-20%), диопсид-авгита (10-15%) и биотита (5-10%); в меланократовых разностях появляется оливин. Из аксессуаров присутствуют магнетит, апатит, циркон, сфен, ториацит, ильменит, в единичных знаках - циртолит, арсенипирит, пирит, галенит. Сиениты содержат вкрапленники калишпата и обладают трахитоидной текстурой за счет ориентированного расположения вкрапленников. По химическому составу (табл.4) породы близки к среднему типу щелочноземельного сиенита, по Р.Дэли. С сиенитами тесно связана фашия лейкократовых сиенитов, в которых больше ортоклаза и меньше темноцветных (последних в сумме до 10-15%), по пироксену часто развивается светло-зеленая роговая обманка и в

количестве 2-5% появляется кварц. В щелочноземельных сиенитах лейкократовые разности слагают жлообразные или линзообразные тела, но без каких-либо признаков эруптивного взаимодействия. Состав монцонитов: калинатровый полевой шпат (30-40%), авгит-диопсид (25-40%), плагиоклаз  $\% 50$  (10-35%), биотит (5-15%), местами присутствует оливин (до 5%). По химическому составу породы близки к среднему типу эссексита, по Р.Дэли. Во вторую фазу сформировались штоки нефелиновых сиенитов, самый крупный из них (шток Чечекты) занимает площадь 1,5 км<sup>2</sup>. Штоки имеют зональное строение (Захаров, 1968). Внешние зоны их сложены биотит-пироксен-амфиболовыми нефелиновыми сиенитами следующего состава: калишпат (65-85%), нефелин (5-30%), биотит (2-5%), авгит (1-3%), буро-зеленая роговая обманка (0-9%). Структура пойкилитовая. По направлению к центру штоков содержание пироксена сокращается, увеличивается количество роговой обманки и биотита, и в центральной части штоков преобладают биотитовые нефелиновые сиениты. Изредка в породе встречаются кислый плагиоклаз, содалит, цеолиты. Аксессуары: магнетит, сфен, апатит, циркон, циртолит, пирит, флюорит, отмечены шеелит, арсенопирит, галенит, киноварь, бадделейт. В нефелиновых сиенитах располагаются тела псевдолейцитовых сиенитов с нечеткими границами. Петрохимически нефелиновые сиениты краевой фации близки к щелочному сиениту типа пуласкита, а центральной части - миаскиту. Сандыкский массив прорывает каледонские гранитоиды и метаморфизованные отложения среднего ордовика, не оказывая на них сколько-нибудь заметного контактового воздействия.

Кумбельсайский массив (6 км<sup>2</sup>) находится на северном склоне Сусамырского хребта, обнаружен В.А.Колесниковым и М.П.Христовой в 1970 г. Имеет форму купола с неполно кольцевым строением, сложен щелочными и нефелиновыми сиенитами, в образовании которых М.П.Христова устанавливает четыре фазы. Наиболее ранними являются крупнозернистые альбитизированные щелочные сиениты, которые слагают периферическое кольцо и занимают около 50% площади массива. Их прорывают массивные нефелинсодержащие сиениты и трахитоидные нефелиновые сиениты, выделенные М.П.Христовой в качестве субфаз второй фазы. Эти породы составляют около 30% интрузива и располагаются в его центральной и юго-восточной части. Третья

фаза представлена локально развитыми мелкозернистыми нефелиновыми сиенитами. К четвертой фазе относятся кварцевые сиенит-порфиры, образующие в центре массива пластообразное тело размером 75 x 300 м и несколько даек мощностью 0,5-1,5 м. Состав пород приведен в табл.4. Из аксессуарных минералов в протолочках обнаружены циркон, сфен, апатит, анатаз, шеллит, пирит, халькопирит. По петрохимическим особенностям сиениты ближе всего к пуласкиту. Массив прорывает каледонские гранитоиды и метаморфические породы протерозоя. Контакт с последними резко дискордантный, контактовые изменения выражены ороговикованием, которое отмечается в зоне шириной 100-150 м. Сиениты на контакте с протерозоем интенсивно альбитизированы вплоть до появления альбититов.

Салыкский массив (около 10 км<sup>2</sup>) находится в труднодоступной части Киргизского хребта среди отложений среднего ордовика и очень слабо изучен. В его составе преобладают сиенито-диориты, кварцевые сиениты, встречаются гранодиориты.

Сиениты Ортотокойского массива прорывают отложения верхнего девона-турне, визе-серпуховского ярусов и оказывают контактовое воздействие на песчаники ортокской свиты среднего-верхнего карбона. Сами они прорываются гранитами позднепермского ачикташского комплекса. Взаимоотношения с граносиенитами раннепермского кокмойнокского комплекса не установлены, так как контакт между ними тектонический. Определение возраста пород Ортотокойского массива калий-аргоновым методом по валовым пробам дало цифры 290 и 295 млн.лет (А.Я.Крылов, 1959), по биотиту - 275 млн.лет и калишпату - 280 млн.лет (Г.Д.Афанасьев, 1966). Цифры, приведенные Т.А.Додоновой в 1974 г., более древние: по биотиту 300-322 млн.лет, по амфиболу 316 млн.лет. Эти цифры в значительной степени перекрываются теми, которые получены для кокмойнокского комплекса. Поэтому решить вопрос о возрастных соотношениях этих комплексов по данным радиологических определений пока не представляется возможным. Некоторые геологи (К.Д.Помазков, 1960; Д.Н.Елютин; Р.Д.Гаврилин, 1966) считают сиениты более древними. Такое мнение в основном базируется на предположении, что эти породы сформировались в результате магматической дифференциации, составляя ряд сиенит-граносиенит. Но как показали исследования А.С.Лескова в

1969 г., ортотокойский и кокмойнокский комплексы не образуют между собой единого сериального ряда. В то же время, по геохимическим особенностям (С.Д.Туровский, 1965), породы ортотокойского комплекса близки гранитам позднепермского ачикташского комплекса.

**СУБИНТРУЗИВНАЯ ФАЦИЯ КЫЗЫЛНУРИНСКОЙ СВИТЫ:** кварцевые порфиры, гранит-порфиры  $\mu/\rho_2$ . Распространены в районе северо-восточной оконечности Ангренского плато (Кассанский район), где они представлены кварцевыми порфирами и гранит-порфирами, слагающими многочисленные дайки, дайкообразные и штокообразные тела (некки) разных размеров. Площадь наиболее крупных некков достигает 2-3 км<sup>2</sup>. Мощность даек и дайкообразных тел от первых метров до сотен метров при длине до 7-8 км, а так называемое Адамташское дайкообразное тело, имеющее форму полукольца, при мощности до 1 км достигает длины 9 км. В.Я.Клипенштейн (1973) считает, что все эти дайки и тела образуют единую кольцевую структуру (дайку), часть которой располагается на территории Киргизии.

Кварцевые порфиры содержат до 30-40% вкрапленников кварца, пелитизированного калишпата и альбит-олигоклаза размером до 3-4 мм, погруженных в микрофельзитовую основную массу кварцево-полевшпатового состава. В гранит-порфирах, содержащих те же вкрапленники, основная масса более раскристаллизована и обладает уже микрогранитовой и микропегматитовой структурами. В Адамташском теле гранит-порфиры изредка содержат гастингсит, основная масса в них аллотриоморфнозернистая. Породы субинтрузивных тел кызылнуринской свиты по химизму аналогичны покровным образованиям и соответствуют эталонному щелочному риолиту.

**АРАШАНСКИЙ КОМПЛЕКС.** Породами комплекса сложены Арашанский и Туякский интрузивы центральной части Чаткальского хребта. За пределами Киргизии в соседних районах Узбекистана известно еще несколько крупных массивов и мелких штоков, в строении которых в разной мере участвуют граниты арашанского комплекса. Ранее отдельные массивы или разности пород этого комплекса под разными названиями и с датировкой от верхнего карбона до нижнего триаса описывались и продолжают описываться многими исследователями Чаткало-Кураминского региона (Васильковский, 1952; Турбин, 1960; Петрография Узбекистана, т. I, 1964, и др.). В объеме и под назва-

нием, принятом в настоящей монографии, рассматриваемый комплекс выделен в результате петролого-геохимических исследований М.Д.Геса и др. в 1967-1968 гг. В арашанском комплексе выделяются образования двух фаз внедрения.

**И фаза** биотитовые, лейкократовые и щелочные граниты, аляскиты -  $\gamma_1 P_2ag$ . Главная интрузивная фация крупных массивов комплекса представлена розовато-светло-серыми или мясокрасными гранитами, состоящими (по 70 подсчетам, в объемн.%) из микроклин-пертита - 30-62 (средн.46,1), плагиоклаза ( $\#$  I7-24 - 8-30 (18,8), кварца - 24-49 (32,1), биотита - 0,8-4 (2,5) и акцессорных минералов (циркон, ортит, апатит, сфен, магнетит, флюорит, топаз, ксенотим, касситерит, турмалин, аксинит) - 0,2-2 (0,5). По количественным соотношениям породообразующих минералов на конкретных участках в массиве выделяются биотитовые и лейкократовые граниты, постепенно сменяющиеся аляскитами. Структура пород крупно- и среднезернистая равномернoзернистая гипидиоморфнозернистая, местами порфириовидная с гипидиоморфнозернистой структурой основной массы. Эндоконтактовые зоны массивов сложены гастингситовыми гранитами, отличающимися от гранитов главной фации наличием гастингситовой роговой обманки и резкопорфириовидной структурой, а также мелкозернистым сложением.

**II фаза** аллитовидные граниты, гранит-порфиры -  $\gamma_2 P_2ag$ . По составу породы этой фазы близки описанным выше, с которыми имеют интрузивные контакты. Для них характерны мелко- и микрозернистая равномернoзернистая (или порфириовидная и порфириовая), аллитовая и гипидиоморфнозернистая структуры. В петрохимическом отношении породы арашанского комплекса принадлежат к нормальному и щелочному рядам изверженных пород. Большинство из них близко к эталонным известково-щелочному граниту и щелочному риолиту, по Ноккольдс.

Арашанский массив площадью около 220 км<sup>2</sup> представляет собой дискордантное трещинное тело, вытянутое вдоль границы позднепалеозойского Каржантау-Кураминского наложенного прогиба, простирающейся здесь в северо-восточном направлении. Кроме того, он приурочен к Кумбель-Арашанской зоне разломов (Петрография Узбекистана, т. I, 1964). Тулукский интрузив в виде штока площадью 120 км<sup>2</sup>,



вытянутого в северо-западном направлении, внедрился в зону разлома, оперяющего под острым углом крупный Сарайсайский разлом. Экзоконтактовые изменения вмещающих арашанские граниты пород выразились в образовании биотитовых, биотито-полевошпатовых, эпидото-полевошпатовых и андалузито-ставролитовых роговиков за счет песчано-сланцевых пород, а также пироксен-гранат-эпидотовых и пироксен-гранат-магнетитовых скарнов по карбонатным породам.

Возраст арашанского комплекса в настоящей монографии принят позднепермский на том основании, что Арашанский массив, по данным Е.В.Панченко и В.Я.Клипенштейна, прорывает тела субинтрузивной фации покровов верхнепермской кызылнуринской свиты. Кроме того, как было отмечено выше, этот интрузив приурочен к Кумбель-Арашанской зоне региональных разломов, в пределах которой локализованы еще несколько аляскитовых массивов Чадак-Чаркасарского района в Кураминском хребте. Эти образования по своим геохимическим и петрохимическим признакам близки ультракислым вулканитам кызылнуринской свиты. Радиологический возраст отмеченных массивов 255 млн. лет (осредненный из 12 определений), что указывает на позднюю пермь (Геология СССР, 1972). Однако многие исследователи (Гесь, 1972 и др., Геология СССР, 1959; Расчленение..., 1976) продолжают считать возраст кызылнуринской свиты позднепермско-раннетриасовым, что соответственно меняет представления о возрасте гранитов арашанского комплекса.

АЧИКТАШСКИЙ КОМПЛЕКС. Выделен в 1972 г. Е.Н.Горецкой (Геология СССР, 1972). Интрузии комплекса распространены в Замлийском районе и в западном Прииссыккулье. К данному комплексу отнесены Ачикташский и Кичикеминский массивы, а также ряд мелких тел в Кастекском хребте и северных предгорьях восточного окончания Кыргызского хребта. В составе комплекса выделено две фазы.

**И ф а з а :** лейкократовые и щелочнополевошпатовые граниты -  $\gamma_1 P_2$  ад. Породы имеют розовую окраску различных оттенков, среднезернистое, иногда слабо порфириновидное сложение. Состоит из 60-70% полевого шпата, 30-40% кварца и 0,5-3% обычно хлоритизированного биотита. Полевошпатовая часть породы в большинстве случаев представлена калишпатом (преобладает) и альбит-олигоклазом либо альбитом, реже присутствует один пертитовый полевой шпат.

Структура гипидиоморфнозернистая, переходящая в гранулитовую; участками слабо выражена микропегматитовая структура. Из акцессориев в протолочках обнаружены магнетит, циркон, циртолит, торит, флюорит, апатит, ортит, ильменит, ферриторит, галенит, колумбит. Граниты характеризуются повышенным, относительно кларка, по А.П.Виноградову, содержанием молибдена. В породах широко проявлены процессы альбитизации, серицитизации, пелитизации.

**П ф а з а** аплитовидные граниты, гранофиры -  $\gamma_2 \text{P}_2\text{aB}$ . Они образуют небольшие штоки и дайки среди гранитов первой фазы. Площадь наиболее крупных тел составляет 1-2 км<sup>2</sup>. Породы имеют мелкозернистое сложение и часто почти лишены темноцветных. Средний состав: 41% калишпата, 35% кварца, 23% альбит-олигоклаза, менее 1% хлоритизированного биотита. Структура аплитовая, гранулитовая, участками гранофировая.

Ачикташский массив расположен к западу от оз.Иссык-Куль, в горах Кызыл-Омпул. Он представляет собой трещинное тело, вытянутое в северо-западном направлении на 25 км при ширине от 1 до 3 км; северо-западная часть массива смещена по разлому на расстояние около 4 км. Северный контакт неровный, извилистый, в западной части падает под вмещающие отложения под углом 30-50°, а к востоку его крутизна увеличивается до 50-80°. Южный контакт относительно прямолинейный, часто осложнен тектоникой, падает в сторону вмещающих пород под углом 75-80°, местами вертикален и даже приобретает обратное падение, но в западном окончании (сай Безводный) выполаживается до 30°. Сложен гранитами двух фаз. Преобладают розовые среднезернистые лейкократовые граниты следующего состава: 40-60% микроклин-микрпертита, 20-30% кислого олигоклаза, 25-35% кварца, 0,5-1% хлоритизированного биотита, как правило много вторичного альбита. Мелкозернистые аплитовидные граниты второй фазы распространены незначительно. По петрохимическим особенностям (табл.4) граниты массива соответствуют аляскитам, по Р.Дэли. Контактное воздействие Ачикташской интрузии на вмещающие терригенные образования проявилось в ореоле 2-3 км. В зоне непосредственного контакта шириной 150-250 м образуются массивные роговики с мелкими гнездами и линзообразными

залежами скарнов. Далее идут слоистые ороговикованные породы. Контактное воздействие на сиениты Ортокойского массива очень слабое: в пределах 5-6 м отмечается общее покраснение породы, хлоритизация и опацификация темноцветных минералов и серицитизация плагиоклаза. В эндоконтакте граниты переходят в мелкозернистые порфиридные разности с мелкими пегматоидными линзами, иногда образуются гранит-порфиры. Наиболее эродированной является восточная часть интрузива, а в западном окончании обнажена его апикальная часть, где распространены гранит-порфиры. В постмагматическую стадию широко проявились процессы альбитизации, серицитизации и окварцевания. Наиболее крупная зона измененных пород приурочена к контакту Ачикташской интрузии с сиенитами Ортокойского массива; протяженность ее превышает 5 км при мощности от нескольких десятков до ста метров.

Кичикеминский массив обнажается в долине одноименной реки. Он имеет форму трещинной интрузии и приурочен к глубинному разлому северо-восточного направления. Протяженность его свыше 20 км, а ширина от I до 7 км. Контакты в большинстве случаев крутые и часто осложнены тектоникой, местами северный контакт выколаживается до 50-70°. К северо-востоку массив сужается и погружается под вмещающие отложения, образуя несколько куполовидных выступов. Восточнее р. Кыртабылга вмещающими толщами и тектонически массив разделен на два тела. В восточном граниты более мелкозернисты и представлены менее глубинными фациями, местами там даже сохранились остатки кровли. В Кичикеминском массиве наиболее распространены аляскитовые граниты, средний состав которых: 38-40% микроклина (изредка в нем слабо проявлена двойниковая решетка), 32-34% кварца, 22-24% альбита № 6-8, 3-4% хлоритизированного биотита. Реже встречаются аляскиты такого состава: 50-56% пертитового полевого шпата, 30-40% кварца, обычно хлоритизированного биотита. В долине р. Кыртабылга (западное тело) встречены крупнозернистые разности со щелочным амфиболом. Мелкозернистые граниты, гранофиры и аплиты второй фазы образуют внутри массива небольшие штоки размером 0,1-2 км<sup>2</sup>, полого залегающие тела и дайки различной мощности и протяженности. Они состоят из 43-46% микроклин-пертита, 33-36% кварца, 19-20% альбита № 1-2 и I-I, 5% биотита; пос-

ледний обычно замещен хлоритом или смесью хлорита, мусковита и рудного минерала. Структура аллотриоморфнозернистая либо гранули-  
товая, участками гранофировая; часто наблюдаются миаролитовые  
текстуры. В всячем боку полого залегающих тел встречаются линзо-  
видные пегматоидные обособления. В петрохимическом отношении  
(табл.4) граниты Кичикеминского массива близки к ачикташским, от-  
личаясь несколько меньшим содержанием щелочей. В гранитах широко  
проявлены процессы альбитизации и серицитизации, в северо-восточ-  
ном окончании массива, в куполовидных выступах кровли, развиты  
кварц-серицитовые автометасоматиты. Ширина экзоконтактового оре-  
ола колеблется от нескольких десятков метров до I-I,5 км. В не-  
посредственном контакте распространены полосчатые биотит-гранат-  
пироксен-амфиболовые скарны иногда со скаполитом или везувианом,  
далее идет зона в разной степени скарнированных амфиболовых слан-  
цев. Эндоконтактовые изменения обнаруживаются в полосе шириной  
до 100-200 м; они проявились в образовании фации мелкозернистых  
слабо порфировидных гранитов, очень редко в непосредственном кон-  
такте встречаются гранит-порфиры.

Граниты комплекса относятся к аляскитовой формации. Ачикташ-  
ская интрузия прорывает отложения верхнего карбона, а также сие-  
ниты ранне- позднепермского оротокойского комплекса. А.Я.Крылов  
(1960) для Ачикташского массива приводит цифры радиологического  
возраста 265-280 млн.лет (определения калий-аргоновым методом по  
поруде). Сложнее обстоит дело с датировкой Кичикеминской интрузии.  
Эти граниты достоверно прорывают лишь нижнепротерозойскую (?) ку-  
перлисайскую свиту. Слабое скарнирование в примыкающих порфиритах  
среднего ордовика также можно отнести за счет этой интрузии. Опре-  
деление калий-аргоновым методом радиологического возраста щелоч-  
ной разности гранитов из долины р.Кыртавалга дало такие результа-  
ты: по биотиту 446-450 млн.лет, по амфиболу 467-512 млн.лет (Ка-  
талог..., 1972). На этом основании Т.А.Додонова отнесла Кичике-  
минскую интрузию к силуру, не исключая позднепермский возраст  
для мелкозернистых гранитов второй фазы. С.А.Лесков разделил этот  
интрузив на два тела: для гранитов правобережья долины р.Кичи-Ке-  
мин (западная часть плутона) он сохранил название Кичикеминского  
массива, а граниты левого борта описал как Куперлисайский массив.

Для первого он предлагает позднедевонский возраст, а второй датирует пермью. Для восточной части массива имеется определение возраста по породе, соответствующее 274 млн. лет (А.Я.Крылов, 1959). Из вышесказанного видно, что вопрос о возрасте гранитов долины р.Кичи-Кемин остается спорным.

КЕРЕГЕТАШСКИЙ КОМПЛЕКС - лейкократовые граниты -  $\gamma$ Р<sub>2</sub>ж. Расположен в приводораздельной части северного склона хр. Терской Алатау, вдоль Айтюр-Керегеташского разлома. Впервые выделен Е.Н.Горецкой (1968, 1972).

Интрузивные массивы комплекса представляют собой мелкие трещинные резко удлинённые тела и изометричные штоки размером от долей квадратного километра до 8-10 км<sup>2</sup> (Керегеташский, Дунгурминский, Учкашкинский и другие массивы). Большинство массивов обнаруживают двухфазное строение. Первая фаза представлена лейкократовыми гранитами, вторая - аплитовидными гранитами и аляскитами. Лейкократовые граниты обладают гипидиоморфнозернистой структурой и состоят из микроклин-пертита (30-35%), альбита и альбито-олигоклаза (30-35%), кварца (30-38%) и биотита (2-4%). Аццессорные минералы: магнетит, циркон, торит, флюорит, пироклор, гадолинит, самарскит, фергуссонит, молибденит, касситерит, иногда топаз. Лейкократовые граниты относятся к ультракислородному типу пород с крайне низким содержанием магния, кальция и титана (табл.4). По классификации А.Н.Заварицкого, они относятся к классу пород, богатых и умеренно богатых щелочами.

Аплитовидные граниты и аляскиты слагают мелкие дайки и штокообразные тела в пределах развития лейкократовых гранитов. Они состоят из калиевого полевого шпата (30-35%), кварца (35-40%), альбита (25-30%), биотита (2-3%).

Лейкократовые граниты в апикальных частях массивов грейзенизированы и альбитизированы. С Дунгурминским массивом связаны топаз-флюорит-турмалиновые грейзены с молибденитом. В экзоконтактах Керегеташского массива развиты незначительные по размерам скарны. Массивы комплекса сопровождаются кварцевыми, кварцево-флюоритовыми жилами с молибденитом, касситеритом, турмалином.

Породы керегеташского комплекса прорывают сланцы рифейской (?) арасанской толщи, гранитоиды позднего ордовика и алевриты и песчаники среднего карбона. Взаимоотношение лейкократовых гра-

нитов комплекса с отложениями среднего карбона (Учкашкинский массив) в настоящее время оспаривается. По данным С.А.Лескова, отложения среднего карбона надвинуты с юга на граниты Учкашкинского массива и прорываемые ими гнейсы протерозоя. Последние ранее были закартированы в единый массив совместно с лейкократовыми гранитами. В связи с этим, определяющим в отнесении пород керөгеташского комплекса к поздней перми является сходство в строении и вещественном составе с позднепермским ачикташским комплексом лейкократовых гранитов и аляскитов. Радиологические датировки (260-286 млн.лет) пород комплекса по калий-аргоновому соотношению также указывают на их пермский возраст (Крылов, 1957, 1960; Павловский).

**АДЫРТОРСКИЙ КОМПЛЕКС** - аляскитовые мелкозернистые граниты, гранофиры -  $\gamma P_2a$ . Выделен в 1967 г. Т.А.Додоновой и А.Д.Захаровым. Эти интрузии находятся в относительно труднодоступном районе верховьев р.Сарыджаз. Адырторские массивы, расположенные по левому борту долины, образуют линзовидные или изометричные в плане штоки, протягивающиеся цепочкой вдоль крупных разрывных нарушений. Площади отдельных тел не превышают 0,5-1 км<sup>2</sup>. Вблизи от них развиты маломощные дайки. Тела сложены мелко-среднезернистыми гранитами бледно-розовой и малиново-розовой окраски. Состав: пертитовый калишпат (50-60%), альбит-олигоклаз (2-10%, редко 20-30%), кварц (25-40%), хлоритизированный биотит (2-4%). Структура гранитовая, чаще микропегматитовая. Аксессуориями породы бедны, встречаются циркон, магнетит, сфен. В химическом отношении адырторские граниты содержат много кремнезема и щелочей, но мало феррических окислов и, по Р.Дэли, ближе всего к аляскиту. Расположенный севернее, в приосевой части впадения склона хр.Терской Алатау, Кашкаторский массив сложен аналогичными гранитами. Он имеет дайкообразную форму с крутопадающими контактами. Длина его 5 км, а ширина 400 м. С Адырторскими массивами связаны тела скарнов. Интрузии прорывают карбонатно-терригенные отложения визейского и серпуховского ярусов нижнего карбона. Т.А.Додонова в 1974 г. включила Адырторские и Кашкаторский массивы в позднепермский комплекс малых интрузий.

К этому же комплексу условно отнесены Тармалторские массивы лейкократовых гранитов, обнажающиеся на южном склоне хр.Капкатас. Они образуют цепочку мелких тел, приуроченных к "Важнейшей структурной линии Тянь-Шаня". Размеры тел не превышают 4-5 км в длину и 0,5-1 км в ширину. Породы имеют ярко-розовую, иногда желтовато- или зеленовато-розовую окраску, крупно- и среднезернистое сложение. Состав: решетчатый микроклин-пертит (30-50%), кварц (35-40%), альбит-олигоклаз (30-40%), хлоритизированный биотит - до (5%). Акцессориев мало, они представлены апатитом, цирконом, магнетитом, ортитом. Структура гипидиоморфнозернистая и гранитовая со следами интенсивного катаклаза. В гранитах встречаются ксенолиты фельдшпатизированных хлоритовых сланцев, а в экзоконтакте часто наблюдается мигматизация. К востоку от р.Тармалтор отдельные тела представляют собой чередование полос розовых аляскитов, мигматитов и хлоритовых сланцев. В этом отношении тармалторские граниты напоминают образования кыргышского комплекса, также пространственно приуроченного к "Важнейшей структурной линии Тянь-Шаня"; они сходны также и по химическому составу. Самым крупным из этой группы является массив, обнажающийся в долине р.Тармалтор. Он почти не сопровождается мигматитами и похож на обычную интрузию. Вокруг него в ореоле менее 200 м отмечается слабое ороговикование сланцев и мраморизация известняков. В эндоконтакте в полосе шириной 1-2 м развиты мелкозернистые фации. Тармалторские интрузии прорывают отложения карагырской толщи верхнего рифея (?) и, по данным Б.А.Асаналиева, - карбонатно-терригенные отложения нижнего-среднего визе.

Адырторские, Кашкаторский, и Тармалторские массивы расположены в переходной зоне между Северным и Средним Тянь-Шанем и трансформируют крупные региональные разломы.

ЧААРТАШСКИЙ КОМПЛЕКС представлен Чаарташским массивом, расположенным в юго-западной части хр.Акшыйрак Западный, и гранитами Шаматорского массива, в Тахталыкской гряде (10). В самостоятельный комплекс Чаарташский массив совместно с мелкими сателлитами был выделен в 1971 г. С.А.Лесковым и др. Ранее он рассматривался как аналог лейкократовых гранитов чаткальского типа (Горещкая, 1968). Формирование комплекса происходило в две фазы.

И фаза биотитовые и лейкократовые граниты, аляски-  
ты -  $\gamma_1 P_2 \delta$ . Окраска пород светло-серая, розовато-серая, розовая.  
Структура гранитовая. Состав пород: калиевый полевой шпат (40-  
50%), кварц (30-40%), олигоклаз (15-25%), биотит (1-3%). Акцес-  
сорные минералы: циркон, магнетит, касситерит, торит, анатаз,  
шпинель, флюорит.

П фаза: биотитовые мелкозернистые граниты, гранит-  
порфиры -  $\gamma_2 P_2 \delta$ . Цвет пород красный, розовый, серый. Они состоят  
из калиевого полевого шпата (40-50%), кварца (30-35%), плаггиокла-  
за (20-25%), биотита (до 1%). Аксессуары: флюорит (до 1%), апа-  
тит, циркон, сфен, магнетит, ортит, топаз, касситерит. Порфировые  
выделения - калишпат и кварц. Мелкозернистые граниты слагают кра-  
евые фации гранит-порфировых тел. По минеральному составу они  
аналогичны гранит-порфирам и отличаются только своей равномерно-  
зернистой, аплитовой структурой. Химический состав гранитов и  
гранит-порфиров обеих фаз близок между собой (табл.5). Он отвеча-  
ет группе ультракислых гранитов с повышенной щелочностью.

Чаарташский массив представляет собой трещинное тело, вытя-  
нутое на 12 км при ширине выхода 3-4 км, обнажающееся на площади  
40 км<sup>2</sup>. Массив сложен крупнозернистыми лейкократовыми гранитами,  
которые прорваны в приапикальной части пологим пластообразным те-  
лом гранит-порфиров. Гранит-порфиры оторочены полосой аплитовид-  
ных мелкозернистых гранитов мощностью 10-20 м. В последних разви-  
ты участки пегматоидного строения, содержащие турмалин. В лейко-  
кратовых гранитах проходит большое число зон слюдяно-кварцевых,  
кварц-флюоритовых грейзенов. Вдоль юго-западного контакта грани-  
тов с известняками располагаются линзы гранат-везувиан- эпидот-  
пироксеновых и магнетитовых скарнов. Протяженность скарновых тел  
не превышает 4-5 м при мощности 0,2-1 м. Известняки мраморизова-  
ны.

К чаарташскому комплексу условно отнесены граниты, обычно  
выделяемые в качестве последней фазы Шаматорского массива (Додо-  
нова, 1968). Вместе с тем, внедрение даек габбро-сиенитов и мик-  
рогаббро, которые отделяют по времени сиениты, габбро и габбро-  
сиениты собственно Шаматорского массива от шаматорских гранитов,  
позволяет относить последние к самостоятельному комплексу. Грани-



ты слагают небольшое тело, обнажающееся на площади 12 км<sup>2</sup>. Они имеют розовый цвет и крупно, — равномернозернистое сложение. Состав: кварц (30–34%), калиевый полевой шпат (30–35%), олигоклаз (25–30%), биотит (до 5%). Акцессорные минералы: апатит, циркон, магнетит, анатаз, сфен, ортит, пирит, рутил, флюорит. Химический состав гранитов соответствует составу чаарташских гранитов, отличаясь от них только несколько большим содержанием извести. В гранитах встречаются шпировые пегматиты. В эндоконтактах развиты гранит-порфиры. Граниты ацикальной части массива грейзенизированы.

Граниты Чаарташского массива прорывают известняки виле и сами перекрываются палеогеновыми отложениями. Радиологический возраст гранитов Чаарташского массива по калий-аргоновому соотношению в биотите колеблется от 290 до 274 млн. лет. (Каталог..., 1972). Аналогичные цифры радиологической датировки (264 млн. лет), соответствующие перми, получены в 1972 г. Л.Н.Орловым и для гранитов Шаматорского массива.

КЫРГЫШСКИЙ КОМПЛЕКС — гнейсо-граниты, лейкократовые граниты, мигматиты, пегматиты — 7 р. кв. Распространен в западной части гор Тахталик (10), в зоне сочленения Таласо-Ферганского разлома и "Важнейшей структурной линии Тянь-Шаня". Выделен в 1974 г. Т.А.Додоновой.

Эти граниты не дают сплошных массивов, а образуют серию полойных даек мощностью от нескольких метров до 0,5–1 км и длиной от десятков метров до 7–8 км. Тела их вытянуты в северо-западном направлении параллельно Таласо-Ферганскому разлому. Породы представлены розовыми и светло-серыми мелкокристаллическими аплитовидными лейкократовыми гранитами с гнейсовидной текстурой. В крупных телах появляются биотитовые разности. Состав: кварц (28–36%), альбит-олигоклаз № 8–16 (26–33%), микроклин (24–35%), в биотитовых гранитах до 4% слюды. Акцессории: ортит, магнетит, апатит, циркон, сфен. Структура аплитовая катакластическая. Вмещающие породы верхнего протерозоя превращены в гнейсы и мигматиты, и граница между ними и гнейсовидными мелкозернистыми гранитами постепенная. К этому же комплексу отнесены Карасуйские тела, расположенные к востоку от оз.Карасу. Граниты в них имеют такой

же состав, но характеризуются среднезернистым сложением и содержат порфиридные выделения микроклина размером около 1 см, ориентированные по гнейсовидности.

С гранитами Кыргызских тел связывают пегматиты, широко распространенные на южном склоне хр.Тахталык, на правом борту долины р.Карасу Восточная. Линзовидные и ветвящиеся тела пегматитов имеют мощность до 10 м и протяженность от десятков метров до первых километров. Известна пегматитовая жила мощностью до 60 м и длиной около 5 км. Пегматиты имеют белую и светло-серую окраску, состоят из кварца, микроклина, олигоклаза, мусковита, в небольшом количестве содержат турмалин и гранат. При определении радиологического возраста по калий-аргоновому соотношению в мусковите из пегматита получена цифра 250 млн.лет (Т.А.Додонова), на основании этого кыргызскому комплексу приписывается пермский возраст.

По мнению Ю.В.Жукова, проводившего исследование в этом районе в 1972 г., выделенные Т.А.Додоновой и В.Н.Богдецким Кыргызские интрузии представляют собой преимущественно поля мигматитов, образовавшихся при селективном плавлении в условиях ультраметаморфизма, которому подверглись верхнепротерозойские отложения.

АКСУЙСКИЙ КОМПЛЕКС - сиениты -  $\xi$  Р ак. Включает одноименный массив площадью около 3 км<sup>2</sup>, расположенный на южном склоне гор Бозбутау, в Кассанском районе. Аксуйский массив, имеющий форму штока, обладает зональным строением. Центральная часть сложена крупнозернистым буровато-красным щелочным кварцевым сиенитом, а по периферии располагаются светло-серые мелкозернистые граниты. В краевых частях массива наблюдается линейная ориентировка в распределении темноцветных минералов. Сиениты содержат кварц (до 10-15%), калишпат (около 50%), альбит (20-30%), зеленую роговую обманку и эгирин (6-15%); акцессории: сфен, апатит, циркон, рудные. Структура призматическизернистая.

Д.И.Турбин с сиенитами Аксуйского массива увязывает расположенные западнее sill-образные залежи бостонитов и плагиоклазитов, считая их апофизами Аксуйского массива, еще не вскрытого эрозией в этой части. Аксуйский массив прорывает известняки нижнего карбона, в экзоконтакте на расстоянии до 0,5 м отмечается скарирование. Тела бостонитов прорывают сланцы московского яруса. В районе

г. Четинды аналогичные бостониты прорывает келематинскую (нижняя-верхняя пермь) и карасуйскую (верхняя пермь?) свиты. Породы Аксуйского массива трансгрессивно перекрыты меловыми конгломератами. Этим обосновывается пермский, предпочтительнее даже позднепермский, возраст комплекса. И.Л.Захаров и Я.К.Помазков в аксуйский комплекс включили также дайки щелочных сиенитов и содалитовых фойяитов, обнаруженные в районе Гавасая Д.Д.Дженчураевым в 1970 г.

ЧАЛМАНСАЙСКИЙ КОМПЛЕКС. Распространен в Чаткальском, Пскемском и Сандалашском хребтах. Впервые выделен в 1967-1968 гг. М.Д.Гесем, Л.И.Громовой, Г.Н.Ситкевич и Н.Н.Крисковичем.

В строении комплекса участвуют дайки и штоки следующих пород (в возрастной последовательности): а) диорит-порфиритов, кварцевых диорит-порфиритов и диоритов; б) гранодиорит-порфиров, сменяющихся постепенно в штоках резко порфировидными гранодиоритами или адамеллитами (например, Четкисайский и Западно-Гаватсайский штоки); в) гранит-порфиров.

Диорит-порфириты, кварцевые диорит-порфириты и диориты -  $\delta \chi \text{ рф}$ . Различия между этими породами заключаются практически только в структуре. Все они состоят из плагиоклаза № 47-58 (52-75%), обыкновенной роговой обманки (0-35%), биотита и пироксена (0-10%) и акцессорных минералов (магнетит, апатит, сфен, циркон) (0,5-2,5%). В петрохимическом отношении диорит-порфириты, кварцевые диорит-порфириты и диориты принадлежат к нормальному ряду пород, а по составу близки к типовым андезито-латиту и щелочному монцодиориту, по Ноккольдс.

Гранодиорит-порфиры -  $\gamma \delta \chi \text{ рф}$ . Состоят из розовато-серой или сиреневато-серой микрогранофировой, микрогипидиоморфнозернистой, микропойкилитовой кварцево-полевошпатовой основной массы и 20-80% вкрапленников плагиоклаза (№ 33-42), микролина, кварца, биотита и роговой обманки. Средне- и мелкозернистые резко неравномернозернистые гранодиориты штокообразных тел состоят из плагиоклаза (50,5%), калиевого полевого шпата (9%), кварца (20,3%), роговой обманки (64%), биотита (6,6%), акцессорных минералов (магнетит, сфен, циркон) (1%). Гранодиорит-порфиры по химическому составу сходны с типовыми гранодиоритом, риодацитом и дацитом.

+

Гранит-порфиры  $\gamma$   $\text{KPa}$ . Это розовато-серые или светло-розовые порфировые породы с относительно хорошо раскристаллизованной кварцево-полевошпатовой основной массой, содержащей от 3,5 до 42% вкрапленников плагиоклаза № 10-15, калишпата, кварца, биотита и иногда роговой обманки. По химическому составу они близки к эталонным щелочному граниту, известково-щелочному граниту и ультращелочному граниту, по Ноккольдс.

Пермский возраст чалмансайского комплекса определяется тем, что им прорываются массивы всех предыдущих в Чаткальском регионе интрузивных комплексов, включая позднекарбонный алмаевский. В свою очередь, он сечется интрузивами арашанского позднепермского комплекса. По данным А.П.Агафонова и других авторов, в юго-западной части Чаткальского хребта гранодиорит-порфирами прорваны фаунистически охарактеризованные отложения шурабсайской свиты нижней перми. Вместе с тем некоторые геологи (Юдалевич, 1966; Петрография Узбекистана, т.1, 1964) диорит-порфириты, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры считают "дайками второго этапа" позднекарбонных интрузивов. По мнению М.Д.Геся (1972), образования чалмансайского (или акбулакского, по этому автору) комплекса относятся к самостоятельным малым интрузивам формации диорит-гранодиорит-порфиров (по терминологии Ф.К.Шипулина, 1965).

АНШАМСКИЙ КОМПЛЕКС. Объединяет несколько небольших штоков граносиенитового и монцититового состава, обнажающихся на южном склоне Чаткальского хребта. Выделен М.Д.Гесем, Л.И.Громовой и др. в 1967-1968 гг.

Граносиенит-порфиры, граносиениты  $\gamma$   $\text{KPa}$ . Первыми сложен Нижнетерекский шток (около 2 км<sup>2</sup>), а вторыми - Шаркракский массив (до 2 км<sup>2</sup>). Граносиениты отличаются темно-серой или темно-буровато-серой окраской, средне- и мелкозернистой гипидиоморфнозернистой или монцититовой структурой и пятнистой текстурой. Они состоят из плагиоклаза (20-30%), калиевого полевого шпата (33-54%), кварца (6-16%), уралитовой роговой обманки с реликтами моноклинного пироксена (9-16%), биотита (1-6%) и акцессорных минералов - магнетита, апатита, циркона, сфена (около 1%). Мясокрасные, зеленовато-розовые и сиреневато-серые граносиенит-порфиры состоят из кварцево-калишпатовой мелкозернистой гранофировой (или микрозер-

нистой) основной массы и 20-40% вкрапленников андезина, роговой обманки, реже калишпата, биотита и кварца. По химическому составу граносиениты и граносиенит-порфиры близки к типовому щелочному монцодиориту (мангериту), но содержат меньше щелочей, менее известковисты и более кислые.

Монцонит-порфиры -  $\xi \delta$  Pa. Слагают дайки и мелкие штоки, от граносиенит-порфиров отличаются ничтожным содержанием кварца, часто трахитоидной микроструктурой основной массы. По химическому составу они близки к эталонному монцодиориту (среднему).

Кроме описанных образований, М.Д.Гесь к акшамскому комплексу относит также дайки лампрофиров, диабазов, диабазовых порфиритов, фельзит-порфиров и кварцевых порфиров, образующих характерную кисл-основную ассоциацию, принадлежащую, по мнению М.Д.Гесья (1972), к самостоятельным малым интрузивам формации порфирито-порфиров (по Ф.К.Шипулину, 1965).

Пермский возраст акшамского комплекса определяется тем, что его образования секут позднепалеозойские интрузивные комплексы, включая и пермский чалмансайский и в свою очередь рвутся позднепермскими гранитами арашанского комплекса.

КЫРТАБЫЛГИНСКИЙ КОМПЛЕКС - граносиенит-порфиры, граносиениты, фельзит-порфиры -  $\gamma \delta$  KРгk. Распространен в Кастекском хребте, в горах Байбичесоор и в районе Боомского ущелья. Выделен в 1941 г. А.А.Луиком. Интрузии данного комплекса характеризуются ярко выраженным гипабиссальным характером, и породы иногда имеют почти эффузивный облик, в отдельных телах отмечено неоднократное поступление магмы.

Наиболее крупным (около 60 км<sup>2</sup>) массивом комплекса является Кыртабылгинский, расположенный на южном склоне Кастекского хребта. В плане его форма напоминает треугольник, обращенный вершиной к северу; контакты почти повсеместно тектонически осложнены. По периферии массива преимущественно развиты фельзиты и фельзит-порфиры, основная часть его сложена граносиенит-порфирами и граносиенитами, а в центре встречаются участки монцонит-сиенито-диоритового состава. Контакты фельзитов и граносиенит-порфиров вполне отчетливые, но возрастные соотношения этих пород изучены недостаточно. Большая часть фельзитов более ранняя, но не ясно, пред-

ставляют ли они самостоятельную фазу или относятся к корковой фации. Кроме того, по сведениям Н.И.Дорошенко и Р.М.Израиловой, встречаются дайкообразные тела фельзитов, секущие граносиенит-порфиры. Контакты граносиенит-порфиров с граносиенитами и сиенито-диоритами постепенные.

Граносиениты и граносиенит-порфиры имеют буро-розовую окраску. Граносиениты обладают криптовой структурой и на 50-80% состоят из идиоморфных табличек полевых шпатов размером 0,7-1 см, погруженных в мелкозернистую основную массу. Граносиенит-порфиры содержат меньше таблитчатых выделений полевого шпата, а основная масса в них более мелкозернистая. Состав: калишпат (55-65%), плагиоклаз (13-20%), кварц (10-18%), темноцветные (амфибол и биотит) (7-9%). В протолочках обнаружены магнетит, ильменит, циркон, циртолит, апатит, ортит, сфен, флюорит, торит. Структура основной массы аллотриоморфнозернистая, участками микропегматитовая. Калишпат представлен нерешетчатым микроклин-микрпертитом, реже - ортоклазом. Плагиоклаз соответствует альбит-олигоклазу, часто окружен каемкой калишпата, в центре иногда сохраняются реликты андезина № 40. Граносиениты в небольших участках иногда переходят в кварцевые сиениты и граниты; последние часто обладают микропегматитовой структурой и миаролитовой текстурой. Фации кварцевых сиенито-диоритов среди граносиенитов наблюдались в бассейне р.Бешек. Площади их выходов около 1 км<sup>2</sup> и менее. Породы имеют розово-серую окраску и дают переходы к диоритам и монцонитам. Состав: слабо зональный андезин (40-60%), ортоклаз (20-30%), темноцветные (роговая обманка, диопсид, биотит (15-25%), кварц (5-10%). Структура криптовая и гипидиоморфнозернистая с участками микропегматитовой.

Фельзиты - плотные розовые или палево-розовые мелкозернистые породы эффузивного облика. Иногда они слабо флюидальны и содержат мелкие единичные вкрапленники калишпата размером менее 2 мм. Структура микроаллитовая, переходящая в микрогранулитовую. По химическому составу (табл.4) породы близки к среднему типу риолита, по Р.Дэли, отличаясь более высоким содержанием щелочей и низким - окиси кальция. Кроме фельзитов без порфировидных выделений встречается разности с большим количеством мелких (1-2 мм) вкрап-

ленников полевых шпатов. Контакты между ними вполне отчетливые, хотя и не резкие. Вкрапленники представлены калишпатом, реже — плагиоклазом с калишпатовой каемкой. Основная масса плотная, имеет микропоякилитовую, иногда гипидиоморфнозернистую структуру. В ней преобладают калишпат и кварц, плагиоклаза мало, в небольшом количестве присутствуют биотит и амфибол. Отдельные исследователи (Д.Н.Елштин, В.В.Овчинников) называли эти порфировые породы кварцевыми сиенит-порфирами, но по химическому составу они также близки к риолитам. Среди фельзит-порфиров, имеющих обычно красно-коричневую окраску, встречаются участки темно-серого цвета размером от нескольких сантиметров до сотен квадратных метров. В них отмечается меньше кварца, но содержится много короткостолбчатых выделений амфибола, встречается моноклинный пироксен и очень характерны иглоочки апатита, рассеянная по всей породе масса мелких зерен магнетита и ильменита. По химическому составу породы в таких участках соответствуют трахиту, по Р.Дэли. Кыртабылгинский массив имеет форму лакколита, корневая часть его, по мнению В.В.Овчинникова, находится в западной части тела. В.В.Овчинниковым в 1974 г. выявлена кольцевая структура, на расстоянии 6-7 км окаймляющая с запада, севера и востока Кыртабылгинскую интрузию. Она трассируется системой даек мощностью от первых десятков метров до нескольких сотен метров, которые сложены почти всем набором пород комплекса.

Остальные массивы данного комплекса значительно меньше, имеют обычно форму штоков размером 0,3-3 км<sup>2</sup> и даек. Длина последних достигает иногда 10 км (горы Байбичесоор). Они сложены в основном граносиенит-порфирами и часто имеют фельзитовую оторочку. Своеобразный силл сиенит-порфиров находится в горах Чагасхан-Чокусы среди эффузивов ашукольторской свиты. Сиенит-порфиры в нем имеют криптовую структуру и состоят из калишпата (59%), плагиоклаза (32%), кварца (5%) и темноцветных (4%), которые представлены опациitized биотитом и единичными зернами амфибола и моноклинного пироксена. По ряду признаков это магматическое тело представляет собой экструзию.

Химические составы пород комплекса в различных массивах несколько отличаются друг от друга, но на диаграмме А.Н.Заварицко-

го часто ложатся на одну прямую, отражающую ход дифференциации расплава в магматическом очаге. Для всех пород, в целом, характерно высокое содержание щелочей.

Интрузии кыртабылгинского комплекса в основном приурочены к областям посткаледонской активизации. Относительно его возраста единого мнения нет. Гипабиссальный, иногда субэффузивный, облик пород комплекса дает основание парагенетически увязывать его с вулканитами, наиболее интенсивное образование которых происходило как в девоне, так и в позднем палеозое. Причем часто возраст самих эффузивов является проблематичным, так как находки органических остатков в этих толщах исключительно редки. Т.А.Додонова еслед за А.А.Луиком объединяет граносиениты, граносиенит-порфиры и фельзиты собственно Кыртабылгинского массива с окружающими девонскими эффузивами и датирует этот вулканоплутонический комплекс поздним девонем. В.В.Овчинников и Р.М.Израилева кыртабылгинскую ассоциацию пород отделяют от девонских эффузивов и считают возраст кыртабылгинского комплекса пермским. В восточной части Кастекского хребта среди конгломератов кетменской свиты с флорой верхнего турне - нижнего визе расположено несколько силлов граносиенит-порфиров. Кроме того, граносиенит-порфиры и сиенит-порфиры Кыртабылгинского массива по структуре, минералогическим и петрохимическим особенностям близки к сиенит-порфирам, которые в горах Чагасхан-Чокусы прорывают ашукольторскую свиту верхнего карбона - нижней перми. Эти факты свидетельствуют в пользу пермского возраста рассматриваемого комплекса.

**ЗИНДАНСКИЙ КОМПЛЕКС** - кварцевые порфиры, граниты, гранит-порфиры -м.с.р. Выделен Т.А.Додоновой в 1959 г. на водоразделе рек Зиндан и Куровес. Распространен в Ферганском хребте.

Комплекс включает ряд разрозненных штокообразных и дайкообразных тел размером обычно не более  $0,01 \text{ км}^2$ . К этому же комплексу принадлежат и более крупные штокообразные тела площадью до  $0,3 \text{ км}^2$  в пределах келематинского синклиниория в бассейне р.Караколь. Большинство тел расположено среди песчано-конгломератовых толщ келематинской свиты. Породы довольно однообразны по минеральному составу: кварц (25-30%), нерешетчатый микроклин (30-40%), олигоклас № 25-27 (30-40%), темноцветные минералы не встречаются;



аксессуарии: единичные зерна гематитизированного магнетита и циркон. Гипабиссальностью комплекса вызвано большое структурное разнообразие пород. Распространены порфиroidные с вкрапленниками кварца, реже плагиоклаза, калишпата и с мелкозернистой гипидноморфной, реже аплитовидной, основной массой. В более мелких телах структура основной массы фельзитовая, миарофельзитовая, реже стекловатая с перлитовой отдельностью.

По петрографическому составу породы гипабиссальных тел полностью аналогичны эффузивным кварцевым порфирам и их туфам и туффитам, широко распространенным среди терригенных осадков келематинской свиты. Факт прорывания телами зинданского комплекса образований келематинской свиты нижней - верхней перми, а также появление в пределах свиты вулканогенных аналогов зинданского комплекса определяет их возрастную позицию.

Химически охарактеризованы лишь вулканогенные породы келематинской свиты, близкие по составу к типичным гранитам (по Р.Дэли). Комплекс изучен слабо и, видимо, представляет субвулканическую и дайковую фазы кварц-порфиroidной формации наложенных прогибов.

ГРАНИТ-ПОРФИРЫ -  $\gamma$  ДР, ГРАНОСИЕНИТ-ПОРФИРЫ -  $\gamma$   $\delta$  ДР, ГАББРО -  $\delta$  ДР, СИЕНИТ-ДИОРИТ-ПОРФИРИТЫ -  $\delta$   $\delta$  ДР. В конце карбона и в перми, в позднеорогенную стадию герцинского тектоно-магматического цикла, на территории Тянь-Шаня в отдельных локальных участках отмечалась активизация вулканической деятельности. Излияния эффузивов часто сопровождалось внедрением небольших интрузивных тел. Во многих случаях интрузивные и эффузивные фации пространственно сопряжены, и может быть проведена их прямая корреляция. Но иногда интрузии бывают значительно удалены от мест извержений, и поэтому параллелизация их с теми или иными вулканитами бывает затруднена. В то же время явно гипабиссальный облик пород указывает на вероятную связь их с процессами вулканизма. Подобные интрузии отмечены в хр. Дамантау, Чаарташ, Ахшияркентау (10) и в др.

Интрузии в хр. Дамантау в 1976 г. описаны В.И. Рубцовым и М.П. Христовой. В своем большинстве массивы являются силлообразными телами, реже - приурочены к крутым герцинским разломам. Силлы обычно располагаются в известняках верхнего девона и нижнего карбона, а трещинные тела - в терригенных образованиях кодагульской

свиты верхнего карбона. Размер самого крупного тела (междуречье Чон- и Кичи-Караго) 4,25 x 1,75 км. В нем выделяются две фазы: 1) кварцевые сиенито-диориты, 2) гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, плагиограниты. Кварцевые сиенито-диориты характеризуются розово-серой и темно-серой окраской, средне-крупнозернистой структурой и массивной текстурой. Состав: олигоклаз (40-50%), нерешетчатый микроклин (18-26%), кварц (10-12%), роговая обманка и биотит (17-22%). Акцессории: апатит, циркон, магнетит. В эндоконтакте кварцевые сиенито-диориты местами переходят в диориты. Гранит-порфиры имеют розовую окраску и содержат порфирогенные выделения кварца и микроклин-микропертита размером от 1,2 мм до 1,5 см. Основная масса мелкозернистая. Состав: кварц (27-30%), олигоклаз (27-30%), микроклин-микропертит (33-35%); биотит (3-5%), мусковит (2-3%); акцессории: апатит, циркон, монацит. Структура гранитовая, участками аплитовая и микрографическая. Краевой фацией гранит-порфиров являются аплитовидные гранит-порфиры, которые спорадически сменяются мелкозернистыми плагиогранитами состава: кварц (20%), калишпат (17-20%), кислый олигоклаз и альбит-олигоклаз (53%), биотит (6%), мусковит (3%), апатит, циркон. Остальные интрузии этой группы значительно меньших размеров. Они сложены светло-розовыми лейкократовыми гранит-порфирами и плагиогранит-порфирами. В петрографическом отношении (табл.5) породы характеризуются несколько повышенным содержанием щелочей и магния. В.И.Рубцов и М.П.Христова выдвигают предположение о парагенетической связи этих интрузий с вулканитами, расположенной немного юго-восточнее учарчинской свиты пермского возраста.

В хребтах Чаарташ и Ахсийряктау обнажается несколько штокообразных тел размером около 1 км<sup>2</sup> и меньше, которые сложены гранит-порфирами, плагиогранит-порфирами, кварцевыми сиенито-диоритами (монцититами) и граносиенит-порфирами. В 1966-1970 гг. они изучались Л.Н.Мозолевым, В.П.Астраханцевым и другими (условно разделенными эти интрузии на ранне- и позднепермские. Интрузии прорывают известняки верхнего девона - нижнего карбона и терригенную толщу верхнего карбона. Плагиогранит-порфиры обладают розово-серой окраской, мелкозернистым массивным сложением. Фенокристы колеблются от 20 до 60%, представлены преимущественно олигоклаз-

андезином размером от 0,1 - 0,5 мм до 3 см, а также кварцем, микроклин-микропертитом и темно-зеленым амфиболом. Основная масса микрозернистая и состоит из агрегата полевых шпатов, кварца и роговой обманки. Гранит-порфиры имеют розовую окраску, содержат вкрапленники плагиоклаза, кварца, роговой обманки и биотита в микрографической кварц-полевошпатовой основной массе. Аксессуары в гранитах: циркон, флюорит, апатит, пирит, касситерит, встречаются сфен, анагаз, галенит, золото, магнетит. В экзоконтакте по известнякам развиваются тела скарнов с магнетитом шириной до 200 м и протяженностью до 700 м. В химическом отношении (табл.5) породы характеризуются повышенным содержанием щелочей. Кварцевые сиенито-диориты имеют зеленую окраску и среднезернистое массивное сложение. Состав: андезит № 35-40 (40-45%), калишпат (30-35%), кварц (5-10%), зеленая роговая обманка и биотит (15-20%); в амфиболом встречается реликты пироксена. Структура монцонитовая. Аксессуары: много пирита и флюорита, встречаются циркон, апатит, галенит, арсенопирит. В эндоконтакте в пределах нескольких десятков сантиметров породы становятся мелкозернистыми порфиroidными. В зоне экзоконтакта песчаники в полосе 70-80 м ороговикованы, в известняках отмечается мраморизация и в интервале 1-5 м - ожелезнение. Граносиенит-порфиры представляют собой розовые микрозернистые породы с мелкими немногочисленными (около 10%) вкрапленниками кислого серицитизированного плагиоклаза и биотита. Основная масса состоит из тонкозернистого агрегата кварца и калишпата, часто образующих сферолитовые обособления.

## ПОЗДНЕПЕРМСКО - РАННЕТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

СУРТЕКИНСКИЙ КОМПЛЕКС: эссекситы, монцониты, щелочные и нефелиновые сиениты -  $\text{R}_2\text{-T}_1\text{в}$ . Распространен в Атбашинском и Кокшаальском хребтах. Щелочные породы в этом районе впервые отмечены А.П.Петровым в 1936 г. По рекам Кайче и Айлагыр им описаны кварцевые эгириновые сиениты. Нефелиновые сиениты обнаружены М.М.Пуркиным в 1956 г. К суртекинскому комплексу отнесены Суртекинский, Кайчинский, Айлагырский, Караторский и ряд более мелких массивов.

Суртекинский массив площадью около 20 км<sup>2</sup> расположен на южном склоне Атбашинского хребта. Это сложная интрузия этмолитоподобной формы с неполно кольцевым зональным строением. Контакты массива под углом 40–80° наклонены к его центру. Формирование массива происходило в следующей последовательности (З.Г.Буров, М.И.Пуркин, 1965): 1) эссекситы, монцониты, шонкиниты; 2) щелочные сиениты; 3) нефелиновые сиениты; 4) кварцевые сиениты. Породы ранней стадии образуют прерывистую полосу шириной от 30–50 до 100–150 м в юго-западном и северо-восточном эндоконтактах и имеют постепенные переходы друг с другом. Они состоят в основном из плагиоклаза (андезин, реже лабрадор), калишпата, моноклинного пироксена (эгирин-диопсид и авгит), амфибола, представленного тремя разновидностями: обыкновенной роговой обманкой, гастингситом и баркевикитом. Встречается биотит, а в шонкинитах присутствует нефелин. Акцессории: апатит, сфен, циркон, монацит. Количественные соотношения минералов приведены в табл.12. Структура гипидиоморфная, монцонитовая, пойкилитовая; шонкиниты обладают трахитоидной текстурой. Эссекситы по петрохимическим особенностям (табл.7) отличаются от среднего типа, по Р.Дэли, большим содержанием щелочей и меньшим – полевошпатовой извести. Щелочные сиениты слагают узкую полосу в южном эндоконтакте массива и образуют крупный ксенолит среди нефелиновых сиенитов в центральной части. Они состоят из микроклина-пертита, альбита, амфибола и эгирина-авгита. По текстуре делятся на мелкозернистые гнейсовидные и крупнозернистые массивные. Основная часть массива сложена нефелиновыми сиенитами, которые прорывают породы двух первых стадий. Они состоят из калишпата, нефелина, амфибола (обыкновенная и щелочная роговая обманка), пироксена (авгит и эгирин), биотита. По текстурным особенностям и содержанию темных минералов нефелиновые сиениты подразделяются на несколько разновидностей, некоторые из них имеют между собой интрузивные взаимоотношения. По химическому составу близки фойдитам. Кварцевые сиениты слагают дайкообразные тела мощностью 150–300 м и небольшие штоки. Состоят из микроклина, альбита, кварца и биотита; встречаются обыкновенная роговая обманка и пироксен. По петрохимическим особенностям породы ближе всего к среднему типу нордмаркита. Жильные по-

роды, генетически связанные с Суртекинской интрузией, представлены аплитами, щелочными пегматитами, альбититами, меланократовыми нефелиновыми сиенит-порфирами, диорит-порфиритами. Вмещающие породы на контакте с Суртекинским массивом в зоне шириной от 50 до 300-400 м ороговикованы и скарнированы.

В Кокшаальском хребте к зоне Айрыторского разлома приурочено несколько массивов щелочных пород (Кайчинский, Айлагырский, Карабельский). Кайчинский (18 км<sup>2</sup>) массив в плане имеет форму вытянутого овала. Контакты его под углом 60° на юге и западе наклонены в сторону вмещающих пород, а на севере – под массив. М.М.Пуркин в становлении плутона выделяет несколько стадий. В первую образовались пироксениты, эпидейцитовые шонкиниты и щелочные сиениты, имеющие друг с другом постепенные переходы. К следующей относятся нефелиновые пироксениты, мельтейгиты, ийолиты. Все перечисленные породы развиты по периферии массива, который в основном сложен породами третьей стадии – пуласкитами, которые состоят из микроклин-пергита (80-85%) и эгирин-авгита; в подчиненном количестве встречается щелочной амфибол, нефелин, лепидомелан, кальцит. Структура гипидиоморфнозернистая. В заключительную стадию внедрились нордмаркиты, образующие дайкообразные тела длиной до 3 км при мощности 0,3-0,5 км. В нордмаркитах в отличие от дуласкитов присутствует кварц (3-5%), часто встречаются трахитоидные текстуры. В отдельных телах нордмаркиты характеризуются гигантозернистым сложением: размер кристаллов микроклина достигает 15-20 см, а эгирин-авгита – 1-5 см. Жильная фаза: лейкократовые щелочные сиениты, нефелиновые сиениты, пегматиты и карбонаты. Из аксессуарных минералов в породах массива установлены апатит сфен, пирохлор, ильменит, магнетит, шпинель, эвдиалит, минералы из группы перовскита, изредка встречаются циркон, флюорит, галенит, торит, ринколит, ловчоррит, анатаз, гранат, халькопирит, ортит. Айлагырский массив (15 км<sup>2</sup>) сложен пуласкитами, в эндоконтакте иногда переходящими в меланократовые разности.

Карабельский массив протяженностью около 3 км при максимальной ширине 600 м имеет форму межпластовой интрузии, падающей к югу под углом 60°. Массив обладает зональным строением. В его составе выделяются адамеллиты, монзониты, эссекситы, габбро-диабазы. Вмещающие породы в зоне шириной 30-50 м ороговикованы.

Караторский массив (2 км<sup>2</sup>), расположенный к югу от Аксайской впадины и имеющий форму штока, сложен сиенито-диоритами: плагиоклаз (40-45%), калишпат (20-30%), темноцветные (24-35%), представлены роговой обманкой и эгирин-авгитом. В экзоконтакте Караторского массива в полосе шириной 20-40 м образуются гранат-пироксеновые скарны.

Для Кайчинского массива калий-аргоновым методом получены цифры 314 и 330 млн. лет, а для Суртекинского - 203 и 272 млн. лет (Пуркин, 1968). Первые две цифры соответствуют середине карбона, а вторые - триасу и перми. На основании этого рядом исследователей в восточной части Южного Тянь-Шаня было выделено два комплекса щелочных пород: среднекаменноугольный и пермо-триасовый, по М.М.Пуркину (1968), позднедевонский-раннекаменноугольный и пермский, по Т.А.Додоновой. Но геологических данных для такого деления нет, и по петрографическим особенностям породы обеих этих комплексов однотипны. Непосредственно к северу от Кайчинского массива дайка нефелиновых сиенитов мощностью 60 м и длиной 2,6 км прорывает отложения московского яруса и верхнего карбона. Породы суртекинского комплекса аналогичны щелочным образованиям поздней перми - раннего триаса, развитым в Туркестано-Алайской области Южного Тянь-Шаня.

ЗАРДАЛЕКСКИЙ КОМПЛЕКС: габбро, шонкиниты, монцониты, нефелиновые сиениты -  $\text{g P}_2\text{-T}_1$ . Представлен Баульским, Зардалекским, Урусайским, Саркөндским, Шахдарским массивами и их сателлитами. Первые три массива находятся в районе Высоких предгорий Алая, а последние - в Туркестано-Сурметашском районе. Они описывались Н.Ф.Шинкаревым (1966) в составе северной группы щелочных интрузий Туркестано-Алая (Северная провинция), а породы наиболее типичного Зардалекского массива в 1960 г. были выделены им под названием зардалекского щелочного комплекса.

Интрузии комплекса изучены неодинаково. Детальнее других исследован наиболее доступный Зардалекский (Сохский) массив площадью 13 км<sup>2</sup>. Он представляет собой сложно построенный дискордантный интрузив, залегающий среди известняков девона-карбона. По Н.Ф.Шинкареву (1966, 1967), массив сложен породами трех фаз: I) габбро и монцониты с подчиненными щелочными габброидами и

анортозитами; 2) трахитоидные щелочные сиениты, иногда монцониты и эссекситы; 3) нефелиновые, нефелинсодержащие и псевдолейцитовые сиениты (Шинкарев, Ильинский и др., 1960). Т.Н.Ифантопуло (1975) считает Зардалекский массив двухфазным, отмечая постепенные переходы между щелочными и нефелиновыми сиенитами. Жильная серия интрузии представлена монцонит-порфирами, сиенит-порфирами, мелкозернистыми сиенитами и нефелин-содалитовыми пегматитами.

Габбро и монцониты первой фазы слагают ряд крупных и мелких тел общей площадью около 2 км<sup>2</sup> среди сиенитов первой фазы, располагаясь преимущественно в южной и юго-восточной части массива. У юго-восточного контакта отмечаются участки эруптивной брекчии, состоящей из обломков габброидов, пронизанных прожилками нефелиновых сиенитов. В породах первой фазы встречаются полосчатость (псевдослоистость), вызванная чередованием тонких полос меланократового габбро с более лейкократовыми монцонитами или анортозитами и трахитоидность, обусловленная субпараллельным расположением порфирированных выделений калишпата.

Габбро-меланократовые среднезернистые породы, изредка порфирированные, с массивной или реже с полосчатой текстурой. Состав: плагиоклаз (от битовнита до андезин-лабрадора) (25-35%), калинатровый полевой шпат (ортоклаз или промежуточный микроклин) (0-6%), пироксен диопсид-гаденбергитового ряда с содержанием до 20% эгиринового компонента (35-45%), обыкновенная роговая обманка с примесью гастингсита (замещает пироксен или содержит его пойкилитовые зерна) (25-35%), биотит (до 5%), цеолиты (0-2%). Аксессуары: магнетит, апатит, гранат, сфен. Структура габбровая, пойкилоофитовая, офитовая.

Монцониты от габбро отличаются более лейкократовым внешним видом. Состав: плагиоклаз, нередко зональный, от лабрадора до андезина (25-45%), микроклин или ортоклаз (25-45%), диопсид-гаденбергит, по краям переходящий в эгирин-диопсид (2-10%), гастингсит (3-4%), биотит (до 6%), гранат (0-13%).

Щелочные габброиды, среди которых отмечены тешениты, тералитовые габбро и анальцимовые монцониты, обладают сходным составом, отличаясь количеством фельдшпатоида и калишпата, плагиоклаз в них более основной - от битовнита до анортита. Содержание

анальцима достигает 15%, из вторичных минералов встречаются скаполит, натролит, хлорит, эпидот, цоизит.

С габбро и особенно с монцонитами первой фазы связаны гибридные породы, развитые на контактах с известняками. Они представлены образованиями типа эссекситов, пироксенитов, пироксеногранато-скаполитовых пород, иногда с анальцимом, которые трудно отличимы от эндоконтактных скарновых зон. Широкое развитие гибридных пород позволило З.М.Ляшкевич (1963) считать Зардалекский массив однофазным, а все многообразие пород связывать с процессами гибридизма.

Наиболее распространены (6,2 км<sup>2</sup>) в пределах массива породы второй фазы: трахитоидные щелочные сиениты с подчиненными монцонитами и эссекситами. Среди сиенитов выделяются лейкократовые и меланократовые, а также анальцимовые разновидности. Трахитоидность обусловлена ориентированным расположением кристаллов калишпата и темноцветных минералов. Состав: микроклин или микроклин-пертит (25-70%), зональный плагиоклаз от андезина до олигоклаза (8-30%), гастингсит или арфведсонит (7-21%), биотит (около 4%), гранат (3-6%), пироксен (только в меланократовых сиенитах) (до 5%), анальцим (0-10%). Вторичные минералы: кальцит, эпидот, цоизит, серицит. Акцессорные: сфен, циркон, апатит, магнетит. Структура порфириовидная (с выделениями калишпата и граната от 0,5 до 3,0 см), структура основной массы гипидиоморфнозернистая и пойкитовая. Анальцимовые сиениты состоят существенно из микроклина и анальцима, второстепенные минералы: пироксен и гранат, вторичные: мусковит и кальцит.

Нефелиновые сиениты третьей фазы слагают ряд штокообразных и дайкообразных тел внутри массива и по его периферии, маломощные жилы (общая площадь около 3,8 км<sup>2</sup>). Состав: микроклин или микроклин-пертит (43-58%), нефелин с высоким содержанием (23%) кальцилитовой молекулы (5-40%), амфибол (гастингсит, иногда арфведсонит) (1-20%), гранат (андрадит-гроссуляр) (5-7%), плагиоклаз (0,5-16%), биотит; вторичные минералы: канкринит, содалит, либнерит, цеолиты, эпидот, скаполит, альбит, хлорит, кальцит; акцессории: сфен, апатит, циркон, ортит, флюорит, магнетит, кордиерит. Структура гипидиоморфнозернистая, призматическизернистая, реже порфириовидная. Среди нефелиновых сиенитов южной части Зардалек-



ского массива встречаются небольшие пегматоидные обособления от нескольких сантиметров до 5 м в поперечнике существенно нефелиновых пород (нефелин с включениями зерен полевого шпата и граната, альбит, содалит), а также полосы мощностью до 3 м и неправильные сегрегации, сложенные эпидейцитовыми нефелиновыми сиенитами. Овоиды эпидейцита (3-5 до 12 см в поперечнике) представлены пегматоидным срастанием микроклина и нефелина, они заключены в меланократовой породе, состоящей из нефелина, флогопита, диопсид-гендербергита и граната.

Урусайский шток (около 1 км<sup>2</sup>) сложен равномернозернистыми и порфиризовидными сиенитами второй фазы, среди которых повсеместно встречаются ксенолиты габбро и монзонитов (первая фаза); монзониты слагают также южную периферию массива. Широкое распространение имеют дайки альбититов мощностью от 10-15 см до 2-3 м, которые Г.А.Ильинский (1970) рассматривал как сильно измененные нефелиновые сиениты третьей фазы.

Саркендский массив (20 км<sup>2</sup>) имеет сложное строение и, по М.Чоткараеву (1962), образован породами трех интрузивных фаз. К первой фазе им отнесены роговообманковые и оливковые габбро, часто сильно измененные, которые в виде крупных ксенолитов (0,2-0,5 км<sup>2</sup>) встречаются среди сиенито-диоритов второй фазы. Сиенито-диориты распространены преимущественно в периферических частях массива. Это порфиризовидные неравномернозернистые породы с крупными (1,5-2,0 см в длину) выделениями ортоклаза, близкого к анортотлазу. Основная масса сложена андезином, ортоклазом, диопсидом, роговой обманкой и биотитом, иногда встречается кварц; вторичные минералы: кальцит, хлорит, серицит, эпидот; акцессорные: магнетит, апатит, сфен, флюорит. К третьей фазе отнесены мелко- и среднезернистые сиениты, распространенные в центре массива. Они состоят из зонального андезина, микроклина, биотита и роговой обманки, в значительном количестве присутствуют диопсид и кварц. По сведениям А.Д.Захарова и Я.К.Помазкова, среди габброидов Саркендского массива широко развиты равномернозернистые щелочные габбро и порфиробластические эссекситы, занимающие большую площадь (12 км<sup>2</sup>) в его центральной части, а по периферии преобладают сиениты, среди которых есть разновидности, близкие к эссекси-

там. Фазовые отношения пород в пределах массива указанными исследователями рассматриваются на уровне комплексов.

В петрохимическом отношении (табл. II) для пород зардалекского комплекса характерно сочетание пород известково-щелочного и щелочного рядов.

Шахдарский массив (около 10 км<sup>2</sup>) расположен в приводораздельной части южного склона Алайского хребта. Восточная часть массива сложена габбро и щелочными габброидами, среди которых местами наблюдаются выходы порфириовидных щелочноземельных сиенитов; преобладают эссекситы. В породах широко развиты процессы калиевого метасоматоза. Неизмененные габбро состоят из сосхритизированного лабрадора № 54-56 (50-75%) и диопсида, присутствуют чешуйки биотита, иногда появляется калишпат (до 10-12%). Акцессории: апатит, сфен, рудные минералы. Эссекситы делятся на оливинсодержащие, безоливиновые и лейкократовые разновидности. Структура габбровая, часто монцитовая. Западная часть Шахдарского массива (Улуккольский массив, по Т.А. Додоновой) сложена щелочными сиенитами, состоящими из нерешетчатого калишпата (55-80%), андезита № 36-38 (15-35%) и темноцветных (5-20%), которые представлены гастингситом и лепидомеланом. Акцессории: титаномagnetит, циркон, апатит, сфен. Структура гипидиоморфнозернистая. В эндоконтакте распространены щелочные кварцевые сиениты. Вмещающие среднепалеозойские известняки мраморизованы, встречаются тела скарнов мощностью до 15 м, которые состоят из граната, серпентинизированного форстерита и мелких листочков бесцветной слюды.

В петрохимическом отношении (табл. II) для пород зардалекского комплекса характерно сочетание пород известково-щелочного и щелочного рядов. В них отмечается резко выраженное обогащение окисью калия и преобладание нефелиновых сиенитов среди пород, недосыщенных кремнеземом. Кроме того, в синхронных массивах наблюдается уникальное сочетание недосыщенных и пересыщенных кремнеземом пород.

Большинством исследователей интрузии зардалекского комплекса считаются позднепермско-раннетриасовыми, т.е. одновременными или близкими по возрасту интрузиям алайского комплекса, с которыми они ранее объединялись (Шинкарев, 1966, 1978 и др.). Интрузии

рассматриваемого комплекса прорывают среднепалеозойские отложения, а Саркендский массив интродуцирует также терригенные образования среднего-верхнего карбона. Щелочные сиениты западной части Шахдарского массива прорывают кзарцевые диориты Южнокараказакского массива раннепермского кичикалайского комплекса. Радиологические данные, полученные свинцовым методом по браннериту из пород Зардалекского и Урусайского массивов, равняются 190-200 млн. лет (Щербаков, 1957); аргоновым методом по флогопиту - 237 млн. лет (Шинкарев, 1978). Возраст сиенитов Саркендского массива по биотиту (с содержанием  $K_2O$  более 6%) колеблется в пределах 260-295 млн. лет (по данным Т.А. Додоновой).

АЛАЙСКИЙ КОМПЛЕКС. Распространен преимущественно в западной части Восточно-Алайского и Туркестано-Сурметашского районов. Прерывистая цепочка интрузий комплекса вытянута в восток-северо-восточном направлении на протяжении более 250 км, косо пересекая границу указанных районов. Наибольшее сгущение и при этом наиболее щелочных интрузий комплекса (Герезсуйский, Матчасуйский, Туктукский, Кульпский, Ходжаачканский, Джамаджерский массивы) приурочено к сопряжению Туркестанского, Алайского и Зеравшанского хребтов. Этот район А.В. Довжиков (1977) рассматривал как восточное окончание относительно стабилизировавшейся (раннегерцинской) Туркестано-Зеравшанской зоны.

Интрузии алайского комплекса принадлежат "Южной провинции" щелочных пород Туркестано-Алая, по Н.Ф. Шинкареву (1966). Они имеют размеры до 60-80 км<sup>2</sup>, форму штоков, этмолитов, грушеподобных тел, сложны по строению, разнообразны по составу и часто представлены редкими типами щелочных пород. С начала геологических работ в Тянь-Шане они привлекают внимание исследователей. Однако до настоящего времени вопросы последовательности образования, возраста, генезиса пород и некоторые другие вопросы остаются дискуссионными. В настоящей работе интрузии алайского комплекса делаются на фазы, согласно исследованиям Н.Ф. Шинкарева (1966), Р.Б. Баратова и др. (1969) и принятым в "Расчленении стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана (1976).

I ф а з а : щелочные и нефелиновые сиениты, сиениты -  $\epsilon_1 P_2 - T_1 a$ . Наиболее распространены биотитовые нефелиновые сие-

ниты. Их состав в различных массивах близок: микроклин-пертит (40-70%), нефелин (от 2-7 до 35%), плагиоклаз (от альбит-олигоклаза, редко олигоклаза, до альбита) (4-30%), биотит (2-15%), вместе с которыми в меланократовых разновидностях присутствует щелочной амфибол. Акцессорные минералы: магнетит, сфен, апатит, циркон, флюорит, ортит. Пироксеновые нефелиновые сиениты являются фаціальными разновидностями биотитовых нефелиновых сиенитов. Их состав: микроклин-пертит (45-70%), нефелин (10-30%), плагиоклаз (олигоклаз или олигоклаз-альбит) (4-14%), пироксен переменного состава эгирин-диопсид-гаденбергитового ряда (6-14%), амфибол (в основном феррогастингсит), биотит. Акцессории: гранат (меланит), сфен, магнетит, флюорит, апатит, циркон, турмалин. Из вторичных минералов постоянно присутствуют канкринит-и-кальцит, иногда содалит, либнерит; при их значительном развитии появляются канкринитовые, канкринит-содалитовые, содалитовые, либнеритовые сиениты.

В щелочных сиенитах в отличие от нефелиновых исчезают нефелин, канкринит, содалит, увеличивается содержание плагиоклаза (альбита и альбит-олигоклаза), количество темноцветных минералов переменчиво, но среди них преобладают пироксен (эгирин, эгирин-авгит) или амфибол (феррогастингсит, арфведсонит, роговая обманка), в меньшем количестве присутствует биотит. Наиболее распространены пироксеновые щелочные сиениты, биотитовые разновидности имеют подчиненное значение. В эндоконтакте щелочные сиениты обычно переходят в сиениты и кварцевые сиениты.

Жильная серия щелочных пород представлена мелкозернистыми лейкократовыми сиенитами, альбититами, сиенит-аплитами и нефелиновыми пегматитами. Последние более широко распространены в Матчасуйском и Тутекском массивах.

П ф а з а граносиениты, щелочные граниты, сиениты, щелочные сиениты, мелкозернистые граниты -  $\epsilon \chi_2 P_2 - T_1 a$ . Состав сиенитов и кварцевых сиенитов: микроклин и микроклин-пертит (23-65%), зональный плагиоклаз (от олигоклаза до альбита) (20-45%), кварц (0-18%), биотит (0-10%) или пироксен (диопсид или авгит с примесью эгириновой молекулы) (0-5%), или амфибол (близкий амфиболу щелочных сиенитов) (0-18%); вторичные минералы: кальцит,

хлорит; акцессорные: апатит, сфен, ильменит, магнетит, циркон, ортит, флюорит. В граносиенитах также преобладает калиевый полевой шпат (38-50%) над плагиоклазом (20-30%), содержание кварца (18-22%), биотита (6-10% до 2-6%), уменьшается количество амфибола, состав акцессорных минералов тот же. Состав щелочных гранитов: микроклин (40-55%), плагиоклаз (12-30%), кварц (22-34%), биотит (2-8%), амфибол (до 3%); акцессорные минералы: апатит, циркон, ортит, сфен, магнетит.

Мелкозернистые лейкократовые биотитовые граниты являются самыми молодыми и иногда выделяются в третью фазу алайского комплекса (Шинкарев, 1966, и др.) или в самостоятельный (тильбенский) комплекс (Т.А.Додонова, И.Л.Захаров и др.). Они состоят из микроклина (28-56%); олигоклаза и олигоклаз-альбита (14-42%), кварца (22-37%), биотита (2-10%). Второстепенные минералы: амфибол, мусковит, хлорит, кальцит; акцессорные: циркон, апатит, сфен, ильменит, магнетит, ортит, флюорит, торит, турмалин. Примесь последнего бывает настолько характерна, что мелкозернистые граниты нередко называются турмалиновыми.

Химические составы пород алайского комплекса характеризуются следующими особенностями (табл. II). Все они богаты щелочами, причем более ранние породы являются ненасыщенными или слабо недо- насыщенными кремнеземом (нефелиновые и щелочные сиениты), затем они сменяются насыщенными (сиениты) и пересыщенными (граносиениты, граниты), обнаруживая "пантеллеритовую тенденцию" изменения составов по мере развития интрузивного процесса. Несмотря на богатство щелочами, сиениты относятся к плюмазитовым породам. Пересыщенные щелочами разновидности редки и представляют скорее исключения. Отмечается слабое преобладание натрия над калием или их равенство, роль калия в общей щелочности пород несколько повышается в более поздних кварцевых сиенитах, граносиенитах и гранитах.

Многофазное строение интрузий хорошо выражено в Ходжаачканской группе, объединяющей Кульский (20 км<sup>2</sup>), Ходжаачканский (57 км<sup>2</sup>) и Джилисуйский (6,2 км<sup>2</sup>) массивы. Биотитовые нефелиновые сиениты первой фазы и их фациальные разновидности: эгирин-авгитовые и амфиболовые нефелиновые сиениты, биотит-амфиболовые нефелинсодержащие и щелочные сиениты, - слагают полностью Джилисуйский массив.

суйский этмолит, большую часть Ходжаачканского штока и отдельные крупные штоко- и дайкообразные тела в Кульпском массиве. В прикровлевой части Ходжаачканского массива среди вмещающих сланцев развиты нефелиновые сиенито-гнейсы. Вторая фаза представлена биотитовыми кварцевыми сиенитами, переходящими вблизи контактов в результате контаминации в эгирин-авгитовые и кварцсодержащие эгирин-авгитовые сиениты. В Кульпском массиве кварцевые сиениты внедрились в нефелиновые сиениты по продольным трещинам отдельности, совпадающим с трахитоидностью и полосчатостью последних. Сиениты двух первых фаз в Ходжаачканском и Кульпском массивах прорваны мелкозернистыми биотитовыми и турмалиновыми гранитами, которые слагают дайкообразные тела (2,5 км на 700 м) и маломощные дайки.

Более сложное строение, вызывающее противоречивые толкования, имеет Матчасуйский массив. По данным Р.Д.Гаврилина (1963), этот массив представляет собой систему сложных жил, образующих общее овальное тело, согласное с залеганием вмещающих пород. В строении его участвуют породы четырех фаз: 1) трахитоидные нефелиновые эгирин-авгитовые сиениты, 2) массивные биотитовые сиениты (миаскиты), 3) щелочные эгирин-авгитовые сиениты и 4) мелкозернистые биотитовые граниты. Более широко распространены щелочные сиениты, тогда как нефелиновые сиениты образуют небольшие тела и ксенолиты, а миаскиты — редкие жилы. Жильная серия представлена мелкозернистыми лейкократовыми сиенитами, альбититами и пегматитами. По Л.Л.Перчуку (1964), все щелочные породы Матчасуйского массива, определяемого им как асимметричный этмолит, связаны постепенными переходами. Матчасуйский массив сопровождается зонами инъекционного метаморфизма с образованием нефелиновых сиенито-гнейсов, щелочных сиенито-мигматитов и контактовых роговиков. В восточной части массива как в зоне эндо-, так и экзоконтакта развиты карбонаты.

К восток-северо-востоку от наиболее щелочных интрузий алайского комплекса, сложенных преимущественно нефелиновыми и щелочными сиенитами первой фазы, расположены Алаудинский, Сурметашский, Исфайрамский, Бельальминский и другие массивы с преобладанием пород второй фазы. Меньшая щелочность этих массивов, по-видимому, может быть поставлена в зависимость от их тектонического

положения в Туркестано-Сурметашском районе, сохранявшем высокую подвижность еще в позднем палеозое (позднегерцинская Сурметашская зона, по А.Е.Довжикову, 1977).

Алаудинский массив (20 км<sup>2</sup>) сложен на севере кварцевыми сиенитами и граносиенитами, а в южной части - гранитами с щелочным амфиболом и биотитом. Все породы связаны фациальными переходами (Гаврилин, 1960). В эндоконтакте породы имеют мелкозернистую структуру и местами пронизаны жилками турмалина и флюорита.

Сурметашский массив (14 x 6 км) по особенностям внутренней структуры, установленной Н.Ф.Шинкаревым (1966), представляет собой этмолит кольцеобразного строения. Узкая (до 0,5 км) периферическая зона, расширяющаяся до 2-4 км в восточном и западном окончании массива, сложена однородными кварцевыми и кварцсодержащими сиенитами. Ближе к центру в них появляется полосчатость и они сменяются перемежающимися трахитоидными лейкократовыми и меланократовыми щелочными сиенитами. В местах наиболее резкой дифференциации по составу меланократовые сиениты соответствуют оливиновым (гортонолитовым) сиенитам. Более поздние мелкозернистые лейкократовые турмалиновые граниты образуют дайки от 10 до 50 м мощностью и небольшие штоки, расположенные в периферической зоне массива. Вмещающие массив известняки в зоне шириной 20-500 м мраморизованы, встречаются маломощные (до 2 см) линзы диопсид-гранатовых и волластонитовых скарнов.

Строение Исфайрамского массива также неоднородно. В нем принимают участие трахитоидные пироксен-амфиболовые сиениты, амфибол-биотитовые щелочные сиениты, щелочные граниты, которые в центральных частях массива переходят в граносиениты. В восточной части щелочноземельные сиениты пересечены дайкообразными телами нефелиновых сиенитов мощностью 5-15 м (Шинкарев, 1966). Возраст их относительно даек лейкократовых щелочных гранитов, также прорывающих сиениты Исфайрамского массива, не установлен.

При характеристике интрузий алайского комплекса большинство исследователей (Е.Л.Бутова, Р.Д.Гаврилин, Э.М.Ляшкевич, Б.И.Омельяненко, Н.Ф.Шинкарев и др.) приходят к мнению об их магматическом происхождении, связанном с внедрением щелочной магмы в различные по составу толщи среднего и верхнего палео-

зоя х). Однако представления о взаимоотношениях и причинах возникновения главных разновидностей пород как в пределах отдельных массивов, так и всего комплекса в целом весьма разнообразны. Изучение интрузий алайского комплекса с позиций формационного анализа не производилось. По классификации О.А.Воробьевой, предложенной в 1960 г. для щелочных пород СССР, интрузии алайского комплекса по ряду признаков подходят к миаскитовому типу формации нефелиновых сиенитов; по классификации М.П.Орловой 1978 г. - к формации щелочных граносиенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов.

Возраст интрузий алайского комплекса определяется как позднепермский-раннетриасовый. Интрузии комплекса прорывают различные толщи среднего и верхнего палеозоя, из которых наиболее молодыми являются средне-верхнекаменноугольные (Исфайрамский массив) и нижнепермские (Ходжаачканский массив). Кроме того щелочные породы Матчасуйского массива прорывают гранитоиды второй фазы туркестанского и гранитоиды кичикалайского раннепермских комплексов. Дня ряда интрузий алайского комплекса произведены радиологические определения (Щербасов, 1957; Перчук, 1964; Шинкарев, 1966; Баратов, и др. 1970, 1978; Додонова, Захаров и др.). Радиометрические данные, установленные свинцовым методом по браннериту и аргоновым методом по биотиту, колеблются от 190 до 283 млн.лет с наиболее вероятным интервалом 210-230 млн.лет. Они служат основанием для принятия позднепермского или позднепермского - раннетриасового возраста интрузий алайского комплекса. В пользу этого возраста свидетельствует состояние относительного тектонического покоя, наступившее в районе после ранней перми и обычно предшествующее проявлению щелочного магматизма.

---

х) В последние годы А.Х.Хасановым (1967, 1973, 1976) и независимо от него К.Д. и Я.К.Помазковыми развиваются идеи о метасоматическом происхождении щелочных массивов Туркестано-Алая, и все щелочные породы от щелочных гранитов до нефелиновых сиенитов рассматриваются ими как фации единого процесса метасоматоза.



## ПАЛЕОГЕНОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

**УЧКУДУКСКИЙ КОМПЛЕКС:** лимбургиты, авгититы — 8) *Ри.* Впервые три штока бесполовошпатовых базальтоидов в горах Учкудук (западное Прииссыккулье) были выделены К.Д.Помазковым в 1971 г. Тела в плане имеют овальную форму, размер их составляет 40–60 м<sup>2</sup> и меньше. Они сложены лимбургитами и авгититами. Для пород характерна черная окраска, массивная или миндалекаменная текстура и мелкокристаллическая до стекловатой, часто порфирировая структура. Лимбургиты состоят из вкрапленников (до 50%) титан-авгита и оливина, погруженных в стекловатую основную массу с большим количеством мелких зерен оливина, авгита и рудных минералов. Иногда цементирующей массой является анальцит. Соотношение оливина и титан-авгита примерно равное. В авгититах резко преобладает титан-авгит, а количество оливина не превышает 5–10%. Из аксессуаров в лимбургите установлены магнетит, пирит, апатит, циркон, арсенипирит, шеелит, киноварь, флюорит. По химическому составу (табл. 4) породы относятся к натровому ряду и соответствуют группе щелочных габброидов — базальтоидов. Среди них часто встречаются включения глубинных ультраосновных пород верлит-пироксенитового состава.

К этому же комплексу Г.Л.Добрецов относит лимбургитовое тело, обнажающееся по правобережью р.Терек в Аксайской долине. По видимому, породы комплекса имеют более широкое распространение, чем это пока установлено.

Учкудукские штоки прорывают ортокскую свиту среднего-верхнего карбона. Определение возраста калий-аргоновым методом по породе дало по пяти пробам в среднем 45 млн.лет (от 21 до 63 млн. лет), что соответствует палеогену. К.Д.Помазков рассматривал Учкудукские тела как корневые части базальтовых покровов палеогеновой коктурпакской свиты. В пользу такого предположения свидетельствует однотипность химического и петрографического состава базальтоидов из штоков и покровов, а также близкие цифры определения абсолютного возраста. Т.А.Додонова штоки гор Учкудук считала условно позднепалеозойско-мезозойскими, объединяя их в один

комплекс с подобными породами даек и штоков р.Кокджар. Но последние, вероятно, являются более древними, что подтверждается радиологическими определениями возраста (250 и 278 млн.лет).

Покровы базальтоидов в коктурпакской свите вместе с интрузивными телами учкудукского комплекса образуют единую оливин-трахибазальтовую формацию.

Аделунг А. С., Иванов И. В., Синицын Н. М. Геологическая карта Средней Азии, лист К-42-Г, северо-восточная четверть (Чаткал). М.: Госгеолиздат, 1940.

Адышев М. М., Калмурзаев К. Е., Королев В. Г. К стратиграфии кембро-ордовикских отложений Сарыджазского района (Центральный Тянь-Шань). - Мат-лы по геологии Тянь-Шаня. Фрунзе: Изд-во АН Киргиз.ССР, 1962, вып.3.

Адышев М.М., Сагындыков К., Шукуров У., Черепанов В.А., Джаратов А. Геохронология и условия образования древних рудоносных формаций Среднего Тянь-Шаня. - Изв. АН Киргиз.ССР, серия физ.-техн. и матем. наук, 1972, № 5.

Адышев М. М., Шабалин В. В., Калмурзаев К. Е. Древняя кора выветривания в кровле тиллитоподобных пород позднего докембрия Тянь-Шаня. - ДАН АН СССР, 1976, т. 172.

Азыкова Э. К. К палеографии верхнего плиоцена и плейстоцена юго-востока Иссык-Кульской котловины. - Изв. АН Киргиз.ССР, 1968, № 5.

Акрамходжаев А. М. Петрография верхнемеловых отложений юго-восточной Ферганы. - Тр. ИГ АН Узб.ССР, 1954, № 10.

Алексеев А. В., Портнягин Э. А. Некоторые особенности строения Канского массива ультраосновных пород (Южно-Ферганский глубинный разлом). - Геол. сб. Львовск. геол. общ-ва, 1966, № 10.

Амурский Г. И. (и др.). Рабочая схема сопоставления четвертичных отложений бассейна Аму-Дарьи и западного Туркменистана. - Изв. Узб. фил. ВГО, 1961, т. 5.

Аносова И. А., Эктова Л. А. Новые средне- и позднекаменноугольные *Fossilinida* Средней Азии. - В кн.: Новые виды древн. растений и беспозвоночных СССР. М., 1972.

Аракедянец М. М., Додонова Т. А., Шанин Л. Л. Сопоставление новых данных по абсолютной геохронологии и петрологии (в пределах Киргизской ССР). -

Мат-лы П Среднеаз. петрограф. совещ. Душанбе: Дониш, 1971.

Арапов Д. А. Геология и петрография оловоносных пегматитов верховьев р.Ляйлак. - Тр. ПЭ. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1936, вып.51.

Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения Туркестана. - Тр. Геол. ком., нов. серия, Пг., 1916, вып.151.

Архангельский А. Д. Моллюски верхнемеловых отложений Туркестана. - Тр. Геол. ком., нов. серия, Пг., 1916, вып.152.

Афанасьев Г. Д. Особенности геологической интерпретации возраста некоторых слюд, полевых шпатов и древних ультрабазитов. - ДАН СССР, 1966, т.166, № 2.

Афанасьева И. С., Фараджев В. А. Сочленение Южного Тянь-Шаня, Таримской платформы и Памира по данным дешифрирования космических снимков. - Изв. вузов, серия геол. и разв., 1978, № 10.

Ахмеджанов М. А., Абдуллаев Р. Н., Борисов О. М. (и др.). Докембрий Среднего и Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1975.

Бажанов В. С., Костенко Н. Н. Схема стратиграфии третичных отложений юго-востока Казахстана и севера Киргизии в свете палеонтологических данных. - Мат-лы по истории фауны и флоры Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН Каз.ССР, 1968, т.П.

Бажанов В. С., Костенко Н. Н. Основы стратиграфии антропогена Казахстана и ряда других стран. - Изв. АН Каз.ССР, сер. геол., 1960, в.1 (38).

Байбулатов Э. Б., Боконбаев К. Д. (и др.). Гранитоиды восточной части Южного Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1973.

Бакиров А. Некоторые вопросы метаморфизма толщ Атбашинского хребта. - В кн.: Вопросы стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Киргизии. Фрунзе: Изд-во АН Киргиз.ССР, 1964.

Бакиров А. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1978.

Бакиров А., Добрецов Н. Л. Метаморфические комплексы восточной части Средней Азии. Фрунзе: Илим, 1972.

Бакиров А. К., Киселев В. В., Королев В. Г. Новые данные по стратиграфии палеозоя восточной части хребтов Уланского и Нарынтау. - Мат-лы по геологии Тянь-Шаня. Фрунзе: Изд-во АН Киргиз.ССР, 1961, вып. I.

Бакиров А., Киселев В. В., Королев В. Г. Геологическое строение и возраст Уланского интрузивного массива. - Мат-лы по геологии Тянь-Шаня. Фрунзе: изд-во АН Киргиз.ССР, 1961, вып. I.

Бакиров А., Королев В. Г. Докембрийские складчатые комплексы Тянь-Шаня и Южного Казахстана как основа стратиграфической корреляции. - В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974, т. I.

Бакиров А. Б., Королев В. Г. Возраст древнейших пород Тянь-Шаня. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1979, № 7.

Бакиров А. Б., Королев В. Г., Киселев В. В. Земная кора Тянь-Шаня. Состав, становление и развитие. - Изв. АН Киргиз.ССР, 1980, № 2.

Бакиров А., Нурманбетов К. О двух типах разрезов палеозоя в верховьях р. Чон-Кемин. - В кн.: Тектоника западных районов Сев. Тянь-Шаня. Фрунзе: изд-во АН Киргиз.ССР, 1964.

Бакун Н. Н., Вангенгейм Э. А. О возрасте бактрийской свиты Юго-Западной Ферганы по палеонтологическим данным. ДАН СССР, 1963, т. 148, № 2.

Баранов В. В., Кромская К. М., Висневский Я. С. Габброидные комплексы западной части Южного Тянь-Шаня и их минералогия. Ташкент: Фан, 1978.

Баратов Р. Б., Бабаходжаев С. М., Акрамов М. Б., Белов А. Н. Магматические комплексы Таджикистана. - В кн.: Мат-лы IV всесоюз. петрограф. совещ. Баку: Изд-во АН Аз.ССР, 1969.

Баратов Р. Б., Кутенец В. А., Маджи Л. А. О последовательности образования герцинских интрузивных комплексов Восточного Каратегина (Центральный Таджикистан). - ДАН СССР, 1970, т. 191, № 6.

Баратов Р. Б., Кутенец В. А. Магматические комплексы Центрального Таджикистана. - В кн.: Мат-лы II Среднеаз. регион. петрограф. совещ. Душанбе, 1971.

Безруков П. Л. Нижнесилурийские геосинклинальные фосфориты в северо-восточной ветви хребта Каратау. - ДАН СССР, 1936, т. 18, № 17.

Бельговский Г. Л., Эктова Л. А. Стратиграфия средне- верхнепалеозойских отложений западного Кок-Шала и восточной Ферганы. Л.: ВСЕГЕИ, 1960.

Белькова Л. Н. Докембрий Тянь-Шаня и проблема регионального метаморфизма. - Тр. ВСЕГЕИ. Л., 1978.

Белькова Л. Н., Огнев В. Н. Стратиграфия древних толщ Киргизского хребта. - Мат-лы годичной сессии Учен. Совета по результатам работ 1959 г. Л.: ВСЕГЕИ, 1960.

Белькова Л. Н., Огнев В. Н. Схема стратиграфии докембрия Северного Тянь-Шаня. - Тез. докл. к совещ. по унификации стратиграф. схем Ср. Азии. М.: Госгеолтехиздат, 1958.

Белькова Л. Н., Огнев В. Н. О докембрии Средней Азии. - Вестн. ЛГУ, 1961, № 24.

Белькова Л. Н., Огнев В. Н. К стратиграфии и тектонике древних толщ Киргизского хребта (Средняя Азия). Л.: Изд-во ЛГУ, 1961.

Белькова Л. Н., Огнев В. Н. Древние толщи Северного Тянь-Шаня. М.: Недра, 1964.

Белькова Л. Н., Огнев В. Н. Стратиграфия докембрия Тянь-Шаня и Кызыл-Кумов. - В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Изд-во МГУ, 1971.

Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Тащидов А. Ф. Докембрий Среднего Тянь-Шаня. М.: Недра, 1969.

Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Кангро О. Г. Докембрий Южного Тянь-Шаня и Кызылкумов. М.: Недра, 1972.

Белькова Л. Н., Огнев В. Н. Рифей горного массива Босбутау (Северная Фергана) - В кн.: Вопросы региональной геологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1977, вып. 2.

Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Кангро О. Г. К стратиграфии докембрия восточной части Тянь-Шаня. - Вопросы региональной геологии, 1977, № 2.

Белянкин Д. С. О щелочных горных породах с ледника Райгородского в Туркестане, собранных Преображенским. - Изв. СПб политехн. ин-та, 1910, т. 67.

Бенш Ф. Р. Стратиграфия среднекаменноугольных отложений хр. Карачатыр. - Узб. геол. журнал, 1958, № 5.

Бенш Ф. Р., Савицкая Л. И., Сикстель Т. А., Станкевич Ю. В. О верхней перми в Северной Фергане. - Узб. геол. журнал, 1972, № 1.

Бенш Ф. Р., Галицкая А. Я., Королев В. Г. (и др.). Основные черты карбона Средней Азии. - Тез. докл. УШ Междунар. конгресса по карбону. М.: Наука, 1975.

Беус А. А. О природе аплитовидной зоны гранитных пегматитов. - Тр. Минер. музея АН СССР, вып. 2

Бискэ Г. С., Талашманов Ю. А. Западная граница Баубашатинской зоны Южного Тянь-Шаня. - Вестн. ЛГУ, 1970, № 12.

Бискэ Г. С., Риненберг Р. Е. Находки граптолитов в надлудловских и нижнедевонских отложениях района Баубашаты (Южный Тянь-Шань). - Тр. Ин-та геол. и геохим. Уральского научн. центра АН СССР, вып. 99

Бискэ Г. С., Поршняков Г. С. Стратиграфия среднего палеозоя Северо-Восточной Ферганы. - Вопросы стратиграфии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1974, вып. 1.

Бискэ Г. С., Кушнарть Л. В. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений Северо-Восточной Ферганы. - Вестн. ЛГУ, 1976, № 24.

Бискэ Г. С., Зубцов С. Е., Клишевич В. Л. (и др.). Типы разрезов палеозоя Атбаш-Коктаальского района Южного Тянь-Шаня. - Вопросы стратиграфии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979.

Богущ О. И. Фораминиферы и стратиграфия среднего и верхнего карбона восточной части Алайского хребта. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Борнеман В. А. Северный склон Заалайского хребта (краткий геологический очерк). - Тр. ТГУ, 1934 г. Л.-М.: Изд-во АН СССР, 1935.

Борнеман В. А. Мезозойские отложения Юго-Востока Средней Азии. Ташкент: Изд-во Узб. фил. АН СССР, 1940.

Борнеман В. А., Овчинников С. К. Геология Заалайского хребта (сев. склон центральной части). - Тр. ТГУ 1934 г. Л.-М.: Изд-во АН СССР, 1936, вып.65.

Боровиков Л. И. Нижний палеозой Диезказган-Улутауского района западной части Центрального Казахстана. - Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, 1955, т.6.

Брежнев В. Д. Новые данные о возрасте терригенных толщ Восточной Ферганы (Южный Тянь-Шань). - Булл. научн.-техн. информ. ОНТИ ВИАМС, 1967, № 7.

Брежнев В. Д. К геологии силурийских и девонских отложений Юго-Восточной Ферганы (массив Кара-Кума). - В кн.: Тектоника допалеозойск. и палеозойск. толщ Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970.

Брежнев В. Д., Довжиков А. Е., Иванов Г. В. Палеозойские отложения системы хребтов Кок-Шаала. - Тр. ВСЕГЕИ, 1970, т.168.

Брежнев В. Д., Шванов В. Н. Ранние прогибы и формации в западной части Южного Тянь-Шаня. - Геотектоника, 1980, № 4.

Брик М. И. Материалы к изучению мезозойской флоры Средней Азии (Некоторые новые юрские растения из Кытут-Заураинского месторождения ископаемого угля в Таджикской ССР). - Мат-лы по геологии Средней Азии, 1933, вып.1.

Брик М. И. Мезозойская флора Южной Ферганы. Папоротниковые, хвощевые. - Тр. Среднеаз. геол. греста. Ташкент, 1937

Брик М. И. Мезозойская флора Восточно-Ферганского каменноугольного бассейна. Папоротники. М.: Госгеолтехиздат, 1963.

Буров В. Г., Пуркин М. М., Христов Е. В., Христова М. П. Суртеинская интрузия щелочных пород (Центральный Тянь-Шань). - Зап. Киргиз. отд. ВМО, 1965, вып.5.



Буртман В. С., Медведев В. Я. Новые данные о возрасте арамынской свиты Северного Тянь-Шаня. - Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 1.

Буртман В. С., Клишевич В. Л., Котова Л. Н. (я др.). Новые данные о палеозойском океане в Южной Фергане. - ДАН СССР, 1977, т. 237, № 3.

Бутакова Е. Л. О щелочных породах верховьев реки Исфайрам. - Зап. ВМО, 1950, ч. 79, вып. 1.

Васильковский Н. П. Геология гор Супетау, Акбель и Ак-Чон. - Тр. Тадж. базы АН СССР. М.: 1935, т. 4.

Васильковский Н. П. К стратиграфии четвертичных отложений Ферганы. - Мат-лы по геологии Средней Азии. Ташкент: 1935, вып. 2.

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

Васильковский Н. П. К стратиграфии четвертичных отложений Восточного Узбекистана. - Тр. комис. по изуч. четвертич. периода. М.: Изд-во АН СССР, 1957, т. XIII.

Вахрамеев В. А. О границе нижнего и среднего карбона Ферганы. - Изв. АН СССР, серия геол. 1935, № 2.

Вахрамеев В. А., Смирнов А. Д. Башкирские слои в Северном Тянь-Шане. - ДАН СССР, 1939, т. XXV, № 8.

Вебер В. Н. Геологические исследования в Фергане в 1909-1910 гг. - Изв. Геол. ком., 1910, т. 29, № 179.

Вебер В. Н. Каменный уголь в Туркестане. Очерк месторождений ископаемых углей России. - Геол. ком., 1913.

Вебер В. Н. Полезные ископаемые Туркестана. СПб.: Геолком, 1913.

Вебер В. Н. Геологическая карта Средней Азии, лист УП-Б (Исфара), сев. половина. - Тр. ВГРО, 1934, вып. 194.

Вебер В. Н. Геологическая карта Средней Азии. Лист Аулие-Ата, ряд УП, лист 6 (северо-западная часть). - Тр. Центр. научн. исслед. геол.-разв. ин-та, 1935, вып. 67.

Верзилин Н. Н. Стратиграфия меловых отложений Северо-восточной и северной Ферганы. - Вестн. ЛГУ, серия геол. и геогр., 1963, вып. 2, № 12.

Верзилин Н. Н., Рухина Е. В. Стратиграфия и палеогеография меловых отложений Ферганской межгорной впадины. - Сов. геология, 1964, № 5.

Виноградова К. В., Никитова В. М. К стратиграфии юрских отложений бассейна р. Нарын (Северная Фергана). - В кн.: Биостратиграфия и палеогеография нефтегазоносных областей Юго-Востока СССР. М.: Наука, 1964.

Вислогузова А. В. Бассейн р. Аристанды. Путеводитель по геол. маршрутам Южного Казахстана. Алма-Ата, 1961.

Висьневский Я. С. К петрографии кристаллических пород Киргизского хребта. Ташкент, 1939.

Висьневский Я. С. Лампрофировидные диориты Кана. - Зап. Узб. отд. ВМО, 1964, вып. 6.

Висьневский Я. С. Некоторые черты магматизма базальтов и гипербазитов Узбекистана и прилегающих районов. - Мат-лы ко 2-ому Всесоюз. петрограф. совещанию. Ташкент: Изд-во АН Уз.ССР, 1958.

Висьневский Я. С., Халматов А. Х., Мусаяев А. (и др.). Южно-Ферганский офиолитовый пояс. - В кн.: Петрография Узбекистана. Ташкент, 1965, том 2.

Власов Н. Г. Геология юго-западного Дарваза. - Тр. ЛОЕ. Л., 1959, т. 70, № 1.

Власов Н. Г. Основные черты доюрской истории юго-западного Дарваза. - В кн.: Геология Средней Азии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1961.

Волгин В. И. Схема стратиграфии верхнего карбона Южной Ферганы по данным изучения брахиопод. - Тез. докл. к совещ. по унификации стратиграф. схем Средней Азии. М.: Госгеолтехиздат, 1966.

Волкова А. А. К стратиграфии девонских отложений Северо-Восточной Ферганы. - Тр. УГ и ОН при СМ Киргиз.ССР. М.: Госгеолтехиздат, 1960, сб. 1.

Волкова А. А. Тянь-Шаньская геосинклинальная область. Баубашатинская зона. - В кн.: Стратиграфия СССР. Силурийская система. Недрострой, М., 1965.

В о л о г д и н А. Г. Кембрийские *Solenopora* и моллюски Северного Тянь-Шаня. ДАН СССР, 1955, т.105, № 2.

В о н г а з А. Б. О палеозойских структурно-фациальных зонах и подзонах Тянь-Шаня. - Тр. ВАГТ, 1958, вып.4.

В я л о в О. С. Схема деления третичных отложений Ферганы. ДАН СССР, нов.серия, 1935, т.2, № 3-4.

В я л о в О.С. Мел и палеоген Ферганы. (К стратиграфии мела и палеогена Ферганы). - Мат-лы ТПЭ 1934 г. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1936, вып.47.

В я л о в О. С. Бухарский ярус. - Тр. НГРИ, серия А, 1936, вып.75.

В я л о в О. С. Граница мела и палеогена в Фергане. - ДАН СССР, новая серия, т.44, т.42, № 2.

В я л о в О. С. Новые данные по стратиграфии третичных отложений Алайского хребта. - ДАН СССР, новая серия, 1944, т.45, № 5.

В я л о в О. С. Схема деления меловых отложений Ферганы. - ДАН СССР, 1945, т.49, № 2.

В я л о в О. С. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносных районов Средней Азии. Ферганская депрессия. - Тр.ВНИГРИ, новая серия. Л.-М., 1947, т.1, вып.24.

В я л о в О. С. О нефтеносности Ферганы. - ДАН СССР, 1947, т.56, № 1.

В я л о в О. С. К стратиграфии мела и палеогена Северной Ферганы. - В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. М.: Изд-во АН СССР, 1953, т.1.

Г а б р и л ь я н А. М., З х у с И. Д., К л и м о в Л. Т. (и др.). Мезозойские и кайнозойские отложения Ферганской и Иссык-Кульской впадин. М.: Наука, 1965.

Г а в р и л и н Р. Д. Интрузивные комплексы Алайского хребта (Южный Тянь-Шань). - ДАН СССР, 1960, т.134, № 5.

Г а в р и л и н Р. Д. Матчинский массив сиенитов-гранитов. - ДАН СССР, 1963, т.148, № 2.

Г а в р и л и н Р. Д. Геологическое строение сиенит-гранитного массива Кызыл-Омшул. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 3.

Гаврилин Р. Д., Филиппович И. З.  
О среднепалеозойских интрузиях гранитоидов Алайского хребта (Южный Тянь-Шань). - ДАН СССР, 1966, т.165, № 1.

Гаврилин Р. Д., Классова Н. Се Эволюция петрохимического состава и генезис пород сложного массива Кызыл-Омкул. - Изв. АН СССР, сер. геологическая, 1966, № 9.

Галицкая - Гладченко А. Я. К стратиграфии нижнекаменноугольных отложений рек Джергалан и Текес. - Тр. ИГ АН Киргиз.ССР, 1958, вып.10.

Галицкая - Гладченко А. Я. К стратиграфии нижнекаменноугольных отложений Чаткало-Нарынской зоны к востоку от Ферганского хребта. - Тез. докл. к совещанию по унификации стратиграф. схем Ср.Азии. М.: Госгеолтехиздат, 1958.

Галицкая А. Я. Брахмоподы и стратиграфия нижнего карбона Присонкульского района Киргизии. Фрунзе: Изд-во АН Киргиз.ССР, 1960.

Галицкая - Гладченко А. Я. К стратиграфии каменноугольных отложений Северной Киргизии. - Изв. АН Киргиз.ССР, сер. естеств. и технич. наук, 1960, т.П, вып.9.

Галицкая А. Я. О положении границы между нижним и средним карбоном в Тянь-Шане. - Изв. АН Киргиз.ССР, 1975, № 1.

Галицкая А. Я. Ранне- и среднекаменноугольные продукиты Северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1977.

Галицкая А. Я. О положении границы нижнего и среднего карбона в Тянь-Шане. - Тр. межвед. стратигр. ком. СССР АН СССР, 1978.

Галицкая А. Я., Королев В. Г. Карбон Северной Киргизии. Мат-лы по геологии Тянь-Шаня. Фрунзе: Изд-во АН Киргиз.ССР, 1961, вып.1.

Гамалеев И. Б., Хамрабаев И. Х.  
Муминов Ш. А., Баранов В. В. О пикритовых порфиритах Южной Ферганы и Северного Нуратау. - Уэб. геол. журн., 1967, № 1.

Генкина Р. З. Ископаемая флора и стратиграфия нижнепалеозойских отложений Иссык-Кульской впадины. М.: Наука, 1966.

Генкина Р. З. Стратиграфия юрских континентальных отложений Ферганского хребта и палеоботаническое обоснование их возраста. - Сов. геология, 1977, № 9.

Геология СССР, том XXIII, Узбекская ССР. М.: Недра, 1972.

Геология СССР, т. XXIV, Таджикская ССР. М.: Госгеолтехиздат, 1959.

Геология СССР, том XXV, Киргизская ССР, м.: Госгеолтехиздат, 1954.

Геология СССР, том XXV, Киргизская ССР. М.: Недра, 1972.

Геология Узбекской ССР. Л.-М.:, 1937, т. I.

Гесь М. Д. О докембрийских дайках основного состава Пскемского хребта (Срединный Тянь-Шань). - ДАН СССР, 1967, т. 174, № 5.

Гесь М. Д. Интрузивные комплексы Чаткальской зоны Срединного Тянь-Шаня. - Мат-лы II Среднеаз. петрогр. совещ. Душанбе: Дониш, 1971.

Гесь М. Д. Автохтонное гранитообразование в западной части Срединного Тянь-Шаня. - Мат-лы к III Среднеаз. петрогр. совещ. Фрунзе: Илим, 1978.

Гесь М. Д. Некоторые закономерности петрохимической эволюции магматизма и формирование континентальной коры Чаткальской зоны срединного Тянь-Шаня. - Мат-лы к III Среднеаз. петрогр. совещ. Фрунзе: Илим, 1978.

Гладченко А. Я., Королев В. Г. Находки фауны ордовика в так называемых "немых толщах предполагаемого девона" в хр. Терской Ала-Тоо (Тянь-Шань). ДАН СССР, т. XXVIII, № 5.

Гладченко А. Я. Полевой атлас руководящих брахиопод нижнего карбона Северной Киргизии. Фрунзе: Изд-во АН Киргиз. ССР, 1955.

Гончарова В. И. О новых находках кембрийской фауны восточных Чаткало-Нарынской и Северной зон Тянь-Шаня. - Мат-лы по геолог. Тянь-Шаня. Фрунзе: Изд-во АН Киргиз. ССР, 1962, вып. 3.

Горецкая Е. Н. Магматические формации Тянь-Шаня. - Зап. ВМО, 1961, II сер., ч. 90, вып. 2.

Горецкая Е. Н. Палеозойские вулканогенные формации Тянь-Шаня и их связь с различными типами тектонических структур. - В кн.: Вопросы вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1962.

Горецкая Е. Н., Хамрабаев И. Х. Состояние изученности магматических образований Средней Азии и задачи дальнейших петрологических исследований. - Тез. докл. I-го Среднеаз. регион. петрограф. совещ. Ташкент: Наука, 1965.

Горецкая Е. Н., Лесков С. А. Северо-Тяньшаньская складчатая система. - В кн.: Геологическое строение СССР. Магматизм. М.: Недра, 1968, т.Ш.

Горецкая Е. Н., Бабаходжаев С. М. (и др.). Возрастная и формационная корреляция магматических образований территории СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1977, вып.2.

Горянов В. Б. Стратиграфия девонских отложений хребта Юрунтуз (Южная Фергана). - В кн.: Геология Средней Азии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1961.

Горянов В. Б. О значении тетракораллов для стратиграфии девона Южного Тянь-Шаня. - Вестн. ЛГУ, сер. геол. и геогр., 1963, № 24, вып.4.

Горянов В. Б. Граница нижнего и среднего девона в Средней Азии по данным изучения рудоз. - Тр. Межвед. стратигр. ком. СССР, 1978.

Горянов В. В., Бискэ Г. С., Болгарь Б. Д. (и др.). Новый тип разреза среднего палеозоя Южной Ферганы. - Вопросы стратиграфии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979, вып.2.

Горянов В. Б., Миклухо-Маклай А. Д., Поршняков Г. С., Яговкин А. В. Стратиграфия палеозоя Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса. - Уч. зап. САМГИМС, 1961, вып.6.

Горянов В. Б., Клишевич В. А., Кстельников В. И. (и др.). О возрасте некоторых метаморфических серий Южного Тянь-Шаня. Вестн. ЛГУ, серия геол. 1973, № 18.

Горянов В. Б., Ярушевский Г. А. К стратиграфии девонских терригенных отложений Южной Ферганы. - В кн.: Вопросы стратиграфии палеозоя. Л.: Изд-во ЛГУ, 1969.

Г о р я ч е в А. В. Мезозойско-кайнозойская структура, история тектонического развития и сейсмичность озера Иссык-Куль. М.: Изд-во АН СССР, 1959.

Г р а м м М. Н. Схема деления третичных континентальных отложений Ферганской впадины. - Узб. геол. журнал, 1959, № 6.

Г р и б В. Е. Схема расчленения кайнозойских континентальных отложений Южной Ферганы. - ДАН СССР, новая сер., 1947, т. 58, № 7.

Г р и г и н а О. М. Результаты спорово-пыльцевых исследований Юго-Восточной Ферганы. - Изв. АН Киргиз.ССР, 1968.

Г р и г и н а О. М. К стратиграфии голоценовых отложений Северного Тянь-Шаня (палинологические данные). - Изв. КГО. Фрунзе: Илим, 1976, вып. 13.

Г р и г и н а О. М. Стратиграфия и палинология верхнего миоцена Северного Тянь-Шаня. - В кн.: Стратиграфия кайнозоя Северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1978.

Г р и г и н а О. М. Результаты палинологических исследований плейстоценовых отложений Северной Киргизии. - В кн.: Стратиграфия кайнозоя Северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1978.

Г р и г о р е н к о П. Г. Рабочая схема стратиграфии четвертичных отложений Киргизской ССР. - Уч. зап. САИГИМС. Ташкент, 1960, вып. 4.

Г р и г о р е н к о П. Г. Основные черты геологического развития Киргизского Тянь-Шаня в четвертичном периоде. - Мат-лы по геол. кайнозоя и нов. тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970.

Г р и г о р ь е в А. В. К нижнемезозойской истории Памиро-Алайской тектонической зоны. - Мат-лы по региональной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1968, вып. 4.

Г р и г о р ь е в К. А. О некоторых особенностях ритмичного строения красноцветной толщи Северной Киргизии. Мат-лы по палеогеографии и литологии. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 72.

Г р и д н е в Н. И. Литология кайнозойских моласс Ферганы. Ташкент, 1961.

Г р у ш е П. А. Наукатская долина. - В кн.: Путеводитель экскурсий III Всес. съезда геологов. Ташкент, 1928.

Г р у ш е П. А. Геологическая карта Средней Азии. Лист

К-44-А, юго-западная четверть (Пржевальск). М.-М.: Гостоптехиздат, 1940.

Г р я з н о в О. Н. Палеовулканы хребта Молдо-Тау (Северный Тянь-Шань). - В кн.: Металлогения и магматизм Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1967.

Г р я з н о в О. Н. Девонская вулканоплутоническая формация Северного Тянь-Шаня и ее рудоносность. Металлогения Тянь-Шаня. - Тез. докл. к 5-му Всесоюз. металлогенич. совещ. Фрунзе: Илим, 1968.

Г у б и н И. Е. Очерк геологического строения западного окончания Заалайского хребта и восточного окончания хребта Петра I. Л.: ЦНИГРИ, 1936.

Д ж е н ч у р а е в а А. В., Волгин В. И., Поляков Б.В. Об объеме и возрасте газовой свиты. - Вестн. ЛГУ, 1973, № 6.

Д ж о л д о ш е в Б., Королев В. Г. Строение джетымской серии в хр.Джетым-Тоо. - Изв. АН Киргиз.ССР, сер. естеств. и технич. наук, 1960, т.П, вып.6.

Д и н г е л ь ш т е д т Н. Н. Геологический очерк Северо-Каракульского района на Восточном Памире. - Тр. ТПЭ. М.-Л., 1936, вып.33.

Д о б р е ц о в Н. Л., Соболев Н. В. Эколиты в метаморфических комплексах Казахстана, Тянь-Шаня, Южного Урала и их генезис. - В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1970, т.2.

Д о б р у с к и н а И. А. Возраст мадгенской свиты в связи с границей перми и триаса в Средней Азии. - Советская геология, 1970, № 2.

Д о в ж и к о в А. Е. Основные черты геол. строения средней части системы хр.Кокшаал. - Мат-лы ВСЕГЕМ, новая серия, 1956, вып.10.

Д о в ж и к о в А. Е. Таласо-Ферганский разлом и его положение в структуре Тянь-Шаня. - Мат-лы годичной сессии Уч. совета ВСЕГЕМ по результатам работ 1958 г., 1958.

Д о в ж и к о в А. Е. Тектоника Южного Тянь-Шаня (геологические условия формирования складчатых структур). М.: Недра, 1977.



Довжиков А. Е., Брежнев В. Д., Комарова М. З. Силурийские отложения Ферганского и Атбашинского хребтов. - Тр. УГ и ОН при СМ Киргиз.ССР. М.: Госгеолтехиздат, 1960, № 1.

Додонова Т. А. К стратиграфии нижнепалеозойских и докембрийских отложений Таласского Алатау. - Тр. ИГ АН Киргиз.ССР, 1957, вып. IX.

Додонова Т. А. К стратиграфии нижнепалеозойских и докембрийских отложений Таласского Алатау. - Тр. ИГ АН Киргиз.ССР, 1958, вып. IX.

Додонова Т. А. Новые данные к стратиграфии нижнепалеозойских отложений Таласского Алатау. - Тр. УГ и ОН при СМ Киргиз.ССР. М.: Госгеолтехиздат, 1960, № 1.

Додонова Т. А. Кентгорский нект в хребте Таласский Ала-Тау. - Зап. Киргиз. отд. ВМО, 1961, вып. II.

Додонова Т. А. О возрасте и форме залегания кварцевых порфиров Кокомерена. - Мат-лы по геол. Тянь-Шаня, 1962, вып. 3.

Додонова Т. А. Колбинский нект (хребет Таласский Ала-Тау, Северный Тянь-Шань). - Изв. АН Киргиз.ССР, сер. естеств. и технич. наук, 1964, т. VI, вып. 3.

Додонова Т. А. Раннегерцинские сиенито-диориты Терекского массива. - Зап. Киргиз. отд. ВМО, 1965, вып. 5.

Додонова Т. А. Малые интрузии Чат-Карагайского месторождения (Северный Тянь-Шань). - В кн.: Металлогения и магматизм Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1967.

Додонова Т. А. Петрохимический состав и особенности формирования позднепалеозойских интрузий Среднего Тянь-Шаня (на примере Шаматорского массива). - Зап. Киргиз. отд. ВМО, 1969, вып. 7.

Додонова Т. А. Трапсовая формация Тянь-Шаня. - ДАН СССР, 1969, № 6, вып. 187.

Додонова Т. А. Вулкано-плутонические формации Северного Тянь-Шаня. В кн.: Вулкано-плутонические формации и их рудоносность. Алма-Ата: Наука, 1969.

Додонова Т. А. Магматические формации Тянь-Шаня (в пределах Киргизской ССР). - Мат-лы II Среднеаз. петрографич. совещ. Душанбе: Дониш, 1971.

Додонова Т. А., Захаров А. Д., Захаров И. Л. Чон-Ашуйский массив нефелиновых сиенитов в хр. Терской Ала-Тау. - В кн.: Щелочные породы Киргизии и Казахстана. Фрунзе: Илим, 1968.

Додонова Т. А., Захаров А. Д., Захаров И. Л. Схема магматизма северо-восточной части Киргизской ССР (к северо-востоку от Таласо-Ферганского р. лома). - Мат-лы II Среднеаз. петрограф. совещ. Душанбе: Дониш, 1971.

Долженко В. Н. Геолого-петрографическая характеристика сиенитового массива Булак-Ашу. - В кн.: Щелочные породы Киргизии и Казахстана. Фрунзе: Илим, 1968.

Дорошенко Н. И., Сквалецкая Л. В. Характер оруденения и распределения рудной минерализации месторождений Сарыджазского оловорудного района (Южный Тянь-Шань). В кн.: Геология, минералогия и геохимия Узбекистана. Ташкент: ФАН, 1972.

Дорфман М. Д., Тимофеев В. Д. К петрографии щелочного массива Ходжа-Ачкан. - Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, 1939, вып. 14.

Еганов Э. А., Советов Ю. К. Каратау - модель региона фосфоритонакопления. Новосибирск: Наука, 1979.

Ежков Ю. Б., Левченко И. В., Иванов А. И. (и др.). Новые данные об абсолютном возрасте интрузивных образований Чаткальской подзоны. - Узб. геол. журнал, 1975, № 6.

Ефимов И. А., Бурд Г. И. Региональный метаморфизм, возраст и условия формирования некоторых глубинных пород докембрия Мугоджар. - Советская геология, 1970, № 11.

Жильцов А. Г. К геологии и петрографии гибридных пород Кенкольского плутона. - Тр. ИГ АН Киргиз. ССР, 1958, вып. 10.

Жильцов А. Г., Р. Г. Роль процессов ассимиляции в образовании пород Кенкольского интрузива (Северо-Западный Тянь-Шань). - Изв. АН Киргиз. ССР, сер. естеств. и технич. наук, 1960, т. II, вып. 8.

Жильцов А. Г. Петрография и некоторые черты геологии гранитов и жильных образований Кенкольского интрузива. - Изв. АН Киргиз.ССР, сер. естеств. и технич. наук, 1960, т.П, вып.9.

Жуков Ю. В. Кембрийские отложения верховьев реки Нарын и их рудоносность. - Тр. УГ и ОН при СМ Киргиз.ССР. М.: Госгеолтехиздат, 1960, вып.1.

Жуков Ю. В. Нижнепалеозойские формации Срединного Тянь-Шаня. - В кн.: Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1965.

Жуков Ю. В. О находке остатков млекопитающих в котурпакской свите хр.Кунгей Ала-Тау. - Мат-лы по геологии и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970.

Жуков Ю. В., Кнауф В. И. К стратиграфии древних толщ восточной части Северного Тянь-Шаня. - Мат-лы по геол. Тянь-Шаня. Фрунзе: Изд-во АН Киргиз.ССР, 1962, вып.3.

Жуков Ю. В., Израйлева Р. М., Киселев В. В. (и др.). Магматические комплексы байкальского и каледонского тектоно-магматических циклов Северного и Срединного Тянь-Шаня. - Мат-лы к III Среднеаз. петрограф. совещ.. Фрунзе: Илим, 1978.

Зайченко Е. П. Петрохимические и петрологические особенности субвулканического комплекса нижнего течения р.Топ (Северный Тянь-Шань). - Тр. Фрунз. политехн. ин-та, геология и горное дело, 1963, вып.10.

Зайченко Е. П. К петрологии среднепалеозойской вулcano-плутонической формации северной зоны Тянь-Шаня. - В кн.: Металлогения и магматизм Тянь-Шаня, Фрунзе: Илим, 1967.

Зайченко Е. П. Петрохимические и геохимические особенности среднепалеозойской вулcano-плутонической формации зон активизации каледонид Тянь-Шаня. Тр. 2-го Казахст. петрогр. совещ. Алма-Ата: Наука, 1977.

Захаров А. Д. Нефелиновые сиениты Сандыкского массива и проблема их промышленного освоения. - В кн.: Щелочные породы Киргизии и Казахстана. Фрунзе: Илим, 1968.

Захаров Е. Ф. Новые данные к стратиграфии намора по аммоноцитам хр.Карагачтыр. ДАН СССР, 1969, 185, \* I.

Захаров И. Л. Верхний палеозой восточных частей Киргизского и Джумгалского хребтов. - Тез. докл. к совещ. по унификации стратиграф. схем Средней Азии. М.: Госгеолтехиздат, 1958.

Захаров И. Л. К стратиграфии верхнепалеозойских отложений Северной структурно-фациальной зоны Тянь-Шаня. - Мат-лы по геологии Тянь-Шаня. Фрунзе: Изд-во АН Киргиз.ССР, 1962, вып.3.

Зима М. Б. Отложения ордовика и предполагаемого силура района поселка Ак-Куль (Тянь-Шань). - Мат-лы по геологии Тянь-Шаня, 1964, вып. IV.

Зима М. В., Королев В. Г., Мисевс П. П. Биостратиграфическое расчленение ордовика Тянь-Шаня по граптолитам и брахиоподам. - В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974, т. I.

Злобин Б. И. К геохимии таллия в щелочных породах на примере массива гор Сандык (Северная Киргизия). - Геохимия, 1958, № 5.

Злобин Б. И. Петрографический очерк и петрохимия щелочной интрузии гор Сандык (Северная Киргизия). - Изв. АН СССР, 1960, геол., 1960, № 2.

Злобин Б. И. К вопросу о "калиевом метасоматозе" и "гидротермальном метаморфизме гранитоидов". - Зап. Киргиз. отд. ВМО, 1962, вып. III.

Зубцов Е. И. Новые данные о возрасте палеозойских отложений хребтов Нура, Джетынтау и Нарынтау (Тянь-Шань). - Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1955, № 1.

Зубцов Е. И. Структурно-фациальные зоны Тянь-Шаня и глубинные разломы. - Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1956, № 4.

Зубцов Е. И. Стратиграфия отложений кембрия и ордовика Среднего Тянь-Шаня. - Тез. докл. к совещ. по унификации стратиграф. схем Средней Азии. М.: Госгеолтехиздат, 1958.

Зубцов Е. И. Стратиграфия отложений кембрия и ордовика Среднего Тянь-Шаня. - В кн.: Геология Средней Азии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1961.

Зубцов Е. И. Докембрийские тиллиты Тянь-Шаня и их стратиграфическое значение. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1972,

т. ХУУП(1).

Зубцов Е. И., Зубцова Е. И. О докаменноугольных отложениях Тахталикской гряды, хр. Кокйирим-Тау и северного борта Нарынской впадины (Тянь-Шань). - Информ. сб. ВСЕГЕИ, (региональная геология), 1966, № 3.

Зубцов Е. И., Зубцова Е. И. Верхнепалеозойская вулканогенная толща и покрывающие ее отложения в Нарынской впадине (Тянь-Шань). - Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1961, № 46.

Зубцов Е. И., Зубцова Е. И. Докембрийские граниты и нижний палеозой Среднего Тянь-Шаня. - ДАН СССР, 1963, т. 152, № 4.

Зубцов Е. И., Зубцова Е. И. Докембрийские тиллиты Тянь-Шаня. ДАН СССР, 1966, т. 169, № 1.

Зубцов Е. И., Зубцова Е. И. Новые данные по стратиграфии кембрийских и докембрийских отложений Таласского хребта (Северный Тянь-Шань). ДАН СССР, 1973, т. 211, № 5.

Зубцов Е. И., Зубцова Е. И., Миклухо-Маклай А. Д. Новые находки морских пермских отложений в Тянь-Шане. - ДАН СССР, 1967, т. 116, № 4.

Ибрагимов И. М., Талипов М. А. К вопросу о стратиграфии кайнозойских отложений Иссык-Кульской впадины. - В кн.: Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1966.

Ибрагимов А. Х., Турдукулов А. Т. Третичные отложения межгорных впадин Тянь-Шаня в северной части Киргизской ССР. - В кн.: Стратиграфия кайнозоя и некоторые вопросы новейшей тектоники Северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1966.

Израилева Р. М., Туровский С. Д. Ортодоксийский массив гигантозернистых и гигантопорфировидных сиенитов. П Всесоюз. петрограф. совещ. Путеводитель экскурсии по Сев. Киргизии. Фрунзе: Изд-во АН Киргиз. ССР, 1958.

Ильинский Г. А. Минералогия щелочных интрузий Туркестано-Алая. Д., 1970.

Кайзер А. О. Геология и рудоносность Чаткальских гор. Очерк по металлогении Западного Тянь-Шаня. Изд. Комитета наук Узб. ССР, 1937.

К а л е д а Г. А. Девонские отложения Южной Ферганы. - В кн.: Вопросы геологии южного Тянь-Шаня. Львов: Изд-во Львовск. ун-та, 1960, т.П.

К а л е д а Г. А. О состоянии стратиграфии девонских отложений Алайского и Туркестанского хребтов. - Изв. вузов. Геология и разведка, 1962, № II.

К а л е д а Г. А. Яшмовая и синхронные ей формации восточной части Алайского хребта. - В кн.: Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966.

К а л е с н и к С. В., Э п ш т е й н С. В. Геологическое описание хребта Акшыйрак и части северного склона Кокшаала. Геологический очерк верховьев Б.Нарына. - В кн. Тяньшань (верховья Большого Нарына). Тр. ледн. эксп. Л.: Изд. ТПУ, 1935, вып.П.

К а л и ц к и й К. П. Нефтяные месторождения Ферганы. - Изв. геол. ком. С-СБ, 1914, т.33, № 7.

К а л ю ж н ы й В. А. Граниты оловорудной зоны Туркестанского хребта (система р.Каравшин). - Тр. ТПУ, 1935 г. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1937.

К а р п о в а Е. Д. Интрузивные и рудные комплексы в тектонических зонах Южного Тянь-Шаня. Тр. П-го Всесоюз. петрограф. совещ. М.: Госгеолтехиздат, 1960.

К а с с и н Н. Г. Мат-лы по палеогеографии Казахстана. Изд-во АН Каз.ССР, 1947.

К а т а л о г определений возраста горных пород СССР радиологическими методами. Средняя Азия. Л.: ВСЕГЕИ, 1972.

К а т к о в а Н. С. К вопросу о составе варисских гранитоидов Терской-Алатау (Коктурпакская интрузия). - Изв. Киргиз. ФАН, 1946, вып.4-5.

К а ф а р с к и й А. Х., П ы ж ь я н о в И. В. К вопросу о расчленении отложений "мынтекинской" свиты Северного Памира. - Мат-лы по геологии Памира, Душанбе, 1963, вып. I.

К а х а н о в а Л. П. Алайский прогиб. - В кн.: Стратиграфия СССР. Палеогеновая система., 1975.

К а ч а г а н о в Ш. К. Древнее оледенение бассейна р.Чон-Кёюн. - Мат-лы по новейшему этапу геологического развития Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1971.

Кацаганов Ш. К. Древнее оледенение южного склона Кунгей-Алатау. - В кн.: Проблемы географии Киргизии. Фрунзе: Илим, 1971.

Кацаганов Ш. К. Древние ледниковые комплексы горного обрамления Иссык-Куля. - В кн.: Сев. Тянь-Шань в кайнозойе. Фрунзе: Илим, 1979.

Ким А. И., Ларин Н. М. О границе между силуром и девоном в Южном Тянь-Шане. - В кн.: Биостратиграфия пограничных отложений силура и девона. М.: Наука, 1968.

Киселев В. В. О составе и возрасте спилито-керафировой формации западной части Киргизского хребта. - В кн.: Вопросы стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Киргизии. Фрунзе: Илим, 1964.

Киселев В. В., Королев В. Г., Криволицкая В. Н. Докембрийские и каледонские изверженные породы западной части хребта Джетымбель. - Мат-лы по геологии Тянь-Шаня. Фрунзе: Изд-во АН Киргиз.ССР, 1961, вып.1.

Киселев В. В., Королев В. Г. Новые данные по стратиграфии докембрия и палеозоя западной части Киргизского хребта. Мат-лы по геол. Тянь-Шаня. Фрунзе: Изд-во АН Киргиз.ССР, 1964, вып.4.

Киселев В. В., Королев В. Г., Нурманбетов К. К стратиграфии докембрия в верховьях реки Малый Нарын (Терской Алатау). - В кн.: Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1965.

Киселев В. В., Королев В. Г. Позднекембрийские вулканогенные формации Тянь-Шаня. В кн.: Формации позднего докембрия и раннего палеозоя Северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1967.

Киселев В. В., Королев В. Г. (и др.). О добайкальском возрасте некоторых гранитоидных интрузий в западной части Киргизского хребта (Тянь-Шань). - ДАН СССР, 1974, т.214, № 2.

Клейнберг В. Г. О возрасте третичных красноцветов Ферганы. - В кн.: Стратиграфия и фауна меловых и третичных отложений Средней Азии. - Тр. ВНИГРИ, новая серия, 1953, вып.73.

Клейнберг В. Г. Ферганская впадина. - Очерки по геологии СССР. Тр. ВНИГРИ, 1956, т. I, вып. 96.

Клипенштейн В. Я. Куталинская кольцевая дайка. - Узб. геол. журнал, 1973, № 4.

Клишевич В. Л. Граница нижнего и среднего девона в Средней Азии по данным изучения тентакулитов. - Тр. Межвед. стратигр. ком. СССР АН СССР, 1978.

Клишевич В. Л., Котельников В. И., Яговкин А. В. О вулканогенных фациях карбона в Южной Фергане. - Узб. геол. журн., 1973, № 4.

Клишевич В. Л., Назаров Б. Б., Гущин С. Н., Клишевич И. А. Возраст и условия образования кремнистых толщ Алайского хребта. - Советская геология, 1977, № 6.

Кнауф В. И. Среднепалеозойский эффузивно-осадочный комплекс Северного Тянь-Шаня. - Тр. УГ и ОН при Сов. Мин. Киргиз. ССР. М.: Госгеолтехиздат, 1960, № I.

Кнауф В. И., Пуркин М. М. Новые данные по стратиграфии каменноугольных отложений Кок-Шаала. - Тез. докл. к совещ. по унификации стратиграф. схем Средней Азии. М.: Госгеолтехиздат, 1958.

Кнауф В. И., Кузнецов М. П., Шидлов Г. Г., Нурманбетов К. Структура домезозойского фундамента Чуйской впадины. - В кн.: Опыт комплексного сейсмического районирования на примере Чуйской впадины. Фрунзе: Илим, 1975.

Кнауф В. И., Кузнецов М. П., Шидлов Г. Г. Структура домезозойского фундамента. - В кн.: Геологические основы сейсмического районирования Иссык-Кульской впадины (Северный Тянь-Шань). Фрунзе: Илим, 1978.

Козеренко В. И. К стратиграфии и тектонике палеозойских и докембрийских отложений северной зоны Тянь-Шаня. - Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 2.

Кожарев Г. Н. Интрузивные комплексы Западной окраины Киргизского хребта. - Тр. ИГ АН Киргиз. ССР, 1958, вып. X.



К о к а р е в Г. Н. К петрографии спилитовой свиты бассейна р. Кара-Арча. - Изв. АН Киргиз. ССР, сер. естеств. и техн. наук, 1960, т. П, вып. I.

К о к а р е в Г. Н. Содержание свинца, цинка, меди и некоторых других элементов в изверженных породах западной части Киргизского хребта. - Зап. Киргиз. отд. ВГО, 1961, вып. 2.

К о м и ш а н И. С. Долина Аравана. Путеводитель экскурсий III Всес. съезда геологов в Ташкенте. Л.: Геол. ком., 1928.

К о н ю к А. А. Структурные и минералогические особенности гранитов Кумьштагской интрузии. - Тр. ИГ Киргиз. ФАН СССР, 1951, вып. П.

К о н ю к А. А. Новые находки фауны в известняках Кумьштага. Тр. ИГ Киргиз. ФАН СССР, 1953, № 4.

К о н ю к А. А. Интрузивные комплексы и их место в геологической истории Северо-Западного Тянь-Шаня. В кн.: Металлогения и магматизм Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1967.

К о н ю к А. А., Т у р о в с к и й С. Д. К вопросу о мсрфологии и вещественном составе гранитоидных массивов Северной Киргизии. - Тр. ИГ АН Киргиз. ССР, 1956, вып. УП.

К о р о л е в В. Г. К стратиграфии верхнего палеозоя хр. Кара-Чатыр (Южная Фергана). - Тр. ИГ Киргиз. ФАН СССР, 1947, вып. I.

К о р о л е в В. Г. Мат-лы по стратиграфии палеозоя западной и центральной части Молдо-Тау (Тянь-Шань). - Тр. ИГ Киргиз, ФАН СССР, 1955, вып. I.

К о р о л е в В. Г. Геологическое строение Присонкульского района. - Тр. ИГ Киргиз. ФАН СССР, 1955, вып. I.

К о р о л е в В. Г. К изучению древних толщ Северного Тянь-Шаня. - Тр. ИГ АН Киргиз. ССР, 1956, вып. 8.

К о р о л е в В. Г. Возраст "Свиты Арчалы" в хр. Джетымтау (Тянь-Шань) и стратиграфия нижнего палеозоя Чаткальско-Нарынской зоны. - Тр. ИГ АН Киргиз. ССР, 1957, вып. IX.

К о р о л е в В. Г. К стратиграфии допалеозоя Северного Тянь-Шаня. В кн.: Тез. докл. к совещ. по унификации стратиграф. схем Средней Азии. М.: Госгеолтехиздат, 1958.

К о р о л е в В. Г. Стратиграфия нижнего палеозоя

хр. Джетын-Тоо (Тянь-Шань). - Тез. докл. к совещ. по унификации стратиграф. схем Средней Азии. М.: Госгеолтехиздат, 1958.

К о р о л е в В. Г. Позднекембрийские и нижнепалеозойские формации Тянь-Шаня и связанные с ними осадочные полезные ископаемые. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

К о р о л е в В. Г. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и смежных регионов. - Изв. Киргиз. филиала ВГО, 1961, вып.3.

К о р о л е в В. Г. К стратиграфии допалеозой Тянь-Шаня. - Мат-лы по геол. Тянь-Шаня, 1962, вып.3.

К о р о л е в В. Г. Средняя Азия. В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963, т.2.

К о р о л е в В. Г. Тянь-Шаньская складчатая область (Средняя Азия). - В кн.: Стратиграфия СССР. Кембрийская система. М.: Недра, 1965.

К о р о л е в В. Г. Стратиграфия верхнего докембрия Тянь-Шаня и Каратау. - В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Изд-во МГУ, 1971.

К о р о л е в В. Г., К и с е л е в В. В. Рифей Тянь-Шаня. - В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974, т.1.

К о р о л е в В. Г., К р и в о л у ц к а я В. И. Восточная часть Терской Ала-Тау. 2-е Всесоюз. петрограф. совещ. Путеводитель экскурсии по Сев.Киргизии. Фрунзе, 1958.

К о р о л е в В. Г., М а к с у м о в а Р. А. Поздний докембрий Таласского Алатау. - Тр. Фрунзен. политехн. ин-та (геология и горн. дело), 1964, вып.19.

К о р о л е в В. Г., М а к с у м о в а Р. А. Аналоги вендского комплекса в Малом Каратау. - Тр. Фрунзен. политехн. ин-та (геология и горное дело). Фрунзе, 1968.

К о р о л е в В. Г., М а к с у м о в а Р. А., М а м б е т о в А. М. Венд и томмотский ярус нижнего кембрия в Средней Азии и Южном Казахстане. В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974, т.1.

Королев В. Г., Максумова Р. А. Флишевая формация верхнего рифея Таласского хребта (Тянь-Шань). - Изв. АН СССР, сер. геол., 1978, № 12.

Королев В. Г., Максумова Р. А., Огурцова Р. Н. Соотношение венда и терминального рифея (вендомия) в Тянь-Шане и Южном Казахстане. В кн.: Стратиграфия архея и нижн. протерозоя СССР. Тр. 5-й сессии науч. совещ. по геол. докембрия. Уфа, 1977. Л.; 1979.

Королев В. Г., Мамбетов А. М. Новые данные по биостратиграфическому расчленению нижнего кембрия в верховьях р.Чаткал (Тянь-Шань) и некоторые выводы, вытекающие из сравнения с нижним кембрием Сибири. - В кн.: Кембрий Алтая - Саян. складч. обл. М., 1980.

Королев В. Г., Рябоконец С. А. Четвертичные огложения верховьев р.Нарын. - Мат-лы по геологии Тянь-Шаня. Фрунзе: Изд-во АН Киргиз.ССР, 19616 Вып17,

Королев В. Г., Филатова Л. И., Бакиров А. Б., Зайцев Ю. А. (и др.). Типовые разрезы докембрия Средней Азии и Центрального Казахстана. - В кн.: Стратигр. архея и нижн. протерозоя СССР. Тр. 5-й сессии науч. совещ. по геол. докембрия. Уфа, 1977. Л., 1979.

Костенко Н. Н., Тютюхин Г. Ф., Федоров П. В. Рабочая стратиграфическая схема четвертичных (антропогенных) отложений Средней Азии и Южного Казахстана. - Бюлл. комиссии по изуч. четвертичного периода, 1962, № 27.

Костенко Н. Н., Попов В. И., Теленков А. С. Схема стратиграфии неогеновых отложений территории республик Средней Азии и Южного Казахстана. - Тр. Пробл. лабор. осадоч. формаций и осадочных руд Ташк. ун-та, 1965, вып.6.

Костенко Н. Н., Кожамкулова В. С. К вопросу о плиоцен-плейстоценовой границе в Казахстане. - В кн.: Граница неогена и четверт. системы. М.: Наука, 1980.

Котельников В. И. О геологии и условиях образования среднепалеозойских бокситов Туркестано-Алая. В кн.: Вопросы стратиграфии. ЛГУ, 1974, вып.1.

Котельников В. И. Некоторые вопросы истории

формирования герцинской структуры Туркестанского и Алайского хребтов. - В кн.: Вопросы геологии Средней Азии. Тр. ВСЕГЕИ, 1976.

Кравченко Г. Г. Геолого-структурные особенности Канского свинцово-цинкового месторождения. - Тр. ИГЕМ. М., 1961, вып. 57.

Криволюцкая В. Н., Туровский С. Д. Петрография и последовательность формирования Бабаханского интрузива. - Тр. ИГ АН Киргиз.ССР, 1956, вып. 7.

Криволюцкая В. Н., Королев В. Г. Кембрийская вулканогенно-осадочная толща в хр. Терской-Алатау. - Изв. АН Киргиз.ССР, сер. естеств. и технич. наук, 1960, т. II, вып. 6.

Крылов А. Я. Абсолютный возраст пород Центрального Тянь-Шаня и применение аргонового метода к метаморфическим и осадочным породам. - В кн.: Определение абсолютного возраста дочетвертичных формаций. Изд-во АН СССР, 1960.

Крылов А. Я., Силин Ю. И., Ловцус А. В. Возраст гранитоидов Северной зоны Тянь-Шаня. - ДАН СССР, 1959, т. 124, № 3.

Крылов А. Я., Силин Ю. И., Ловцус А. В. Возраст гранитоидов Северной зоны Тянь-Шаня. - Тр. III сессии комис. по опред. абс. возр. геол. формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

Крылов И. Н. Рифейские и нижнекембрийские строматолиты Тянь-Шаня и Каратау. - Тр. ГИН АН СССР, 1967, вып. 171.

Крылов И. Н. Значение строматолитов для стратиграфии верхнего докембрия Казахстана и Средней Азии. - В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Изд-во МГУ, 1971.

Кузнецов А. А., Лесков С. А. Магматической конвергентности аляскитов. - ДАН СССР, 1975, т. 221, № 3.

Кузнецов М. П. Цоаднедокембрийские и раннекаледонские гранитоиды бассейнов рек Аламедин, Иссык-Ата, Кегеты (Киргизский хребет) и их структурное значение. - Изв. АН Киргиз.ССР, 1975, № 1.

Кузнецов Ю. А. Геологическое строение и происхождение рельефа юго-восточной Ферганы. В кн.: Вопросы геологии Южного Тянь-Шаня. Львов, 1960, т. П.

Куплетский Б. М. Очередные проблемы петрографии Туркестанского хребта. - Тр. ТИУ, 1936, вып. 51.

Курдюков К. В. Схема расчленения четвертичных (антропогенных) отложений северной Киргизии. ДАН СССР, 1962, т. 124, № 1.

Курдюков К. В. К вопросу о границе неогена и антропогена в Северной Киргизии. - Тр. комиссии по изуч. четверт. пер., 1962, вып. 20.

Куренков С. А. Серпентинитовый меланж и олистостромовые комплексы Алайского хребта (Южный Тянь-Шань). - Геотектоника, 1978, № 5.

Кутенец В. А., Миркина Л. С., Маджи Л. А., Чухонин А. П. Геологорadiологическое расчленение герцинских интрузивных комплексов Восточного Карагегина и Юго-Западного Алая (Центральный Таджикистан). - В кн.: Новые данные абсолютной геохронологии. М.: Наука, 1974.

Кухтиков М. М. Тектоническая зональность складчатой области Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань) в герцинской структуре. - В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. Мат-лы II Всесоюз. тектон. совещ. в Душанбе. М., 1964.

Кухтиков М. М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе: Дониш, 1969.

Кухтиков М. М., Черенков И. Н. О возрасте палеозойских терригенных толщ Сулюктинского р-на (Юго-Западная Фергана). - Мат-лы по региональной стратиграфии СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1963.

Кухтиков М. М., Черенков И. Н. Экзотические глыбы и бескорневые утесы в верхнепалеозойских толщах Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань). - В кн.: Вопросы стратиграфии палеозоя. Д.: Изд-во ЛГУ, 1969.

Кушев В. Г. Новые данные о возрасте щелочных пород Чаткало-Нарынской зоны (Южный Тянь-Шань). - В кн.: Некоторые вопросы геологии Азиатской части СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1969.

Кушев В. Г. Некоторые данные о щелочных породах зал. части Шаматорской интрузии. - Вестн. ЛГУ, сер. геол. и географ., 1960, вып. I, № 6.

Кушнар Л. В., Миклухо-Маклая А. Д., Поршнякова Я. Ф., Яговкин А. В. Новые данные по стратиграфии нижнего карбона Южной Ферганы. ДАН СССР, 1961, т. 140, № 3.

Ласовский А. Г. Возраст долонской свиты. - Мат-лы по геол. Тянь-Шаня. Фрунзе: Изд-во АН Киргиз.ССР, 1962, вып. 3.

Лелешус В. Л. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии верхнего палеозоя Южного Тянь-Шаня. - ДАН СССР, 1964, т. 155.

Леонова Л. Л., Классова Н. С. О поведении железа в процессе низкотемпературного гидротермального метаморфизма на примере интрузии Кызыл-Омгул (Сев. Тянь-Шань). - Геохимия, 1964, № 2.

Леонов Н. Н. Тектоника и сейсмичность Памиро-Алайской зоны. М.: Изд-во АН СССР, 1961.

Лесков С. А. К вопросу о выделении среднепалеозойских интрузий в Северном Тянь-Шане. - Инф. сб. ВСЕГЕИ, 1961, № 46.

Либрович Л. С. Нижнекаменноугольные головоногие из района оз. Сон-Куль. - Мат-лы по общей и прикладной геологии. Л., 1927, вып. 74.

Луяк А. А. Ордовикские отложения бассейна р. Толук. - Тр. ИГ АН Киргиз.ССР, 1957, вып. 9.

Луяк А. А., Конюк А. А. Вопросы возраста и закономерности развития пермской эффузивной свиты Северной Киргизии. - Тр. ИГ АН Киргиз.ССР, 1957, вып. IX.

Ляшкевич З. М., Марушкин И. А. О новом массиве щелочных пород в западной части Алайского хребта. - Геол. сб. Львовск. геол. общ., 1958, № 5-6.

Ляшкевич З. М., Омеляненко Б. И. Кульпский щелочной массив и некоторые вопросы генезиса щелочных пород Туркестано-Алая. - Геол. сб. Львовск. геол. общ., 1961, № 7-8.

Л я ш к е в и ч З. М. О двух генетических типах щелочных сиенитов в Алайском хребте. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 8.

Л я щ е н к о А. М. Новые данные о сокращенных разрезах среднего палеозоя в Южной Фергане. - Геол. сб. Львовск. геол. обл., 1969, № 12.

М а к а р о в А. С. Девонские отложения. Северо-восточная часть Чаткальского хребта. - В кн.: Стратиграфия Узбекской ССР. Ташкент: Наука, 1965, т.1.

М а к а р ы ч е в Г. И. Докембрийские и каледонские гранитоиды Срединного Тянь-Шаня и их положение в структуре. - Булл. МОИП, отд. геол., 1964, т.39, вып.6.

М а к а р ы ч е в Г. И. Геосинклинальный процесс и формирование континентальной земной коры в Тянь-Шане. М.: Наука, 1978.

М а к а р ы ч е в Г. И. Тектоника докембрия западной части Киргизского хребта. - Булл. МОИП, отд. геол., 1980, 55, № 1.

М а к а р ы ч е в Г. И. Два типа разрезов офиолитовой ассоциации в Западном Тянь-Шане. - ДАН СССР, 1975, т.220, № 5.

М а к а р ы ч е в Г. И. Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. - Тр. ГИН АН СССР, 1978, № 318.

М а к а р ы ч е в Г. И., Г е с ь М. Д. Интрузивные комплексы Пскемского антиклинория Срединного Тянь-Шаня. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 3.

М а к а р ы ч е в Г. И., Г е с ь М. Д. Эволюция магматизма складчатых систем на примере Чаткало-Кураминских гор. - В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971.

М а к а р ы ч е в Г. И., Г е с ь М. Д. Схема интрузивного гранитоидного магматизма Чаткальского сектора Срединного Тянь-Шаня. - ДАН СССР, 1971, т.201, № 6.

М а к а р ы ч е в Г. И., П а в л о в а Т. Г. Рифей западной части Срединного Тянь-Шаня. - Булл. МОИП, отд. геол., 1967, т.42, вып.1.

Максумова Р. А. Формации позднего докембрия Таласского хребта. В кн.: Формации позднего докембрия и раннего палеозоя Северной Киргизии. Фрунзе; Илим, 1967.

Малыгина А. А., Сапельников В. П. Силурийские, раннедевонские и эйфельские *Pentamerida* Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1973.

Мамбетов А. М., Репина Л. И. Нижний кембрий Таласского Ала-Тоо и его корреляция с разрезами малого Каратау и Сибирской платформы. - В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Сибири. Тр. Ин-та геологии и геофизики Сибирск. отд. АН СССР, 1979, вып. 406.

Марков К. К. О рабочей схеме стратиграфического расчленения четвертичных отложений Киргизии. - Уч. зап. САИГИМС, 1960, вып. 4.

Марковский А. П. Заалайский хребет. - Тр. ТПЭ 1932 г. Л.: Госхимтехиздат, 1933.

Марковский А. П. Массив Курумды. - Тр. ТПЭ 1933 г. Л.: Госхимтехиздат, 1934.

Марковский А. П. Верховья рек Дяляк и Аксу (Туркестанский хребет). - Тр. ТПЭ 1934 г. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1935.

Марковский А. П. Южные склоны Алайского хребта. - Тр. ТПЭ 1934 г. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1935.

Марковский А. П. Геология южной части бассейна рек Дяляк и Аксу. - Тр. ТПЭ 1934 г. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1936.

Марушкин И. А. О терригенной фации визейского яруса в бассейне р. Текелик (Алайский хребет). - Геол. сб. Львовск. геол. общ., 1961, № 7-8.

Марушкин И. А. Новые данные по стратиграфии верхнепалеозойских отложений бассейна р. Коксу (Алайский хребет). - Вестн. Львовск. ун-та, сер. геол., 1962, вып. I.

Медведев В. Я. Стратиграфия докембрийских и нижнепалеозойских отложений западного окончания Киргизского хребта. - Тр. совещ. по унификац. стратиграф. схем допалеозоя и палеозоя Вост. Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН Каз.ССР, 1960, т. I.



Медведев В. Я., Корольк И. К. К вопросу о возрасте древних толщ Киргизского и Таласского хребтов Северного Тянь-Шаня. - ДАН СССР, 1958, т.123, № 2.

Медведева И. Е. О стратиграфии метаморфических толщ Макбальского поднятия в Северной Киргизии. - Изв. вузов, сер. геол. и развед., 1959, № 5.

Медведева И. Е. Парагенетический анализ некоторых метаморфических пород Макбальского поднятия в Северном Тянь-Шане. Изв. вузов, сер. геол. и развед., 1960, № 10.

Медведева И. Е. Генезис эклогитов Макбальского поднятия (Северный Тянь-Шань). Изв. вузов, серия геол. и развед., 1960, № 11.

Медведев Л. Д. О стратиграфическом положении нижнепалеозойской марганцевистой гематито-кремнистой толщи в западной части хр. Джетынтау. - Изв. АН Киргиз.ССР, серия естеств. и технич. наук, 1960, т.11, вып.6.

Медведев Л. Д. Литология и рудоносность нижнеордовикской железисто-марганцевистой толщи в хр. Джетын-Тоо (Центральный Тянь-Шань). - Науч. тр. Ташкентск. ун-та, 1964, вып.256.

Мельниченко А. К. Геохронология верхнепалеозойских магматических пород Южного Тянь-Шаня. - В кн.: Геохронология СССР. Фанерозой. Л.: Недра, 1974, т.2.

Миклухо-Маклай А. Д. Материалы к стратиграфии и микрофауне верхнего палеозоя Ферганы. - Вестн. ЛГУ, 1947, № 2.

Миклухо-Маклай А. Д. Верхнепалеозойские фузулиниды Средней Азии (Фергана, Дарваз, Памир). Л.: Изд-во ЛГУ, 1949.

Миклухо-Маклай А. Д. К стратиграфии и тектонике карбона Южной Ферганы. Вестн. ЛГУ, сер. геол. и географ., 1954, № 4.

Миклухо-Маклай А. Д. О ярусном делении среднего карбона. - Вестн. ЛГУ, 1956, № 18.

Миклухо-Маклай А. Д. О ярусном делении морских пермских отложений южных районов СССР. - ДАН СССР, 1958, № 1.

- Миклухо - Маклая А. Д. Стратиграфия каменноугольных отложений Средней Азии. - Вестн. ЛГУ, 1960, № 6.
- Миклухо - Маклая А. Д. Стратиграфия пермских отложений Ср. Азии. - Вестн. ЛГУ, сер. геол. и геогр., 1961, № 12.
- Миклухо - Маклая А. Д. Верхний палеозой Средней Азии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963.
- Миклухо - Маклая А. Д., Поршняков Г. С. К стратиграфии и тектонике карбона Южной Ферганы. Вестн. ЛГУ, 1954, № 4.
- Миклухо - Маклая А. Д., Поршняков Г. С. К стратиграфии силура Южной Ферганы. - Уч. зап. ЛГУ, 1955, № 189.
- Миклухо - Маклая А. Д., Поршняков Г. С. О стратиграфических подразделениях среднего карбона Алая и Южной Ферганы. - Вести. ЛГУ, 1961, № 18.
- Миронова Л. В. Ферганская впадина. - В кн.: Стратиграфия СССР. Палеогеновая система. М.: Недра, 1975.
- Мисюс П. П. Брахиподовые комплексы среднего ордовика Северной Киргизии. - Изв. АН Киргиз.ССР, 1968, № 3.
- Мисюс П. П., Зима М. Б. Материалы к стратиграфии ордовикских отложений гор Нура. - Мат-лы по геол. Тянь-Шаня. Фрунзе: Изд-во АН Киргиз.ССР, 1961, вып. I.
- Мисюс П. П., Сагмындыков К. Новые данные о нижнем кембрии Чаткальского хребта. - В кн.: Формации позднего докембрия и раннего палеозоя Северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1967.
- Михайлов А. Е. О происхождении известняковых глыб (утесов) в нижнекаменноугольных отложениях вост. части Алайского хребта. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 22 (2).
- Михайлов А. Е. Новые данные о стратиграфии Вост. Алая. - Бюлл. МОИТ, отд. геол., 1948, т. 23 (2).
- Михайлов Н. П., Семенов Д. Д. Эффузивные и гипабиссальные ультрамафиты складчатых областей. - Зап. БМО, 1976, ч. 106, вып. 4.

Морозов И. П. Геологические условия размещения полиметаллических руд месторождения Кан в Южной Ферганае. - Тр. УГ и ОН при Совете Министров Киргиз.ССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962, сб.2.

Москвиин А. В. Щелочные породы верховьев р.Ходжа-Ачкан. - Тр. Памирской эксп. 1930 г. М.: Изд-во АН СССР, 1932, вып. IY.

Москвиин А. В. Щелочные породы верховьев р.Ис-файрам. - Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, 1934, вып.6.

Муминов Ш. А. Хромиты в ультраосновных породах Дго-Восточной Ферганы. - Узб. геол. журнал, 1969, № 3.

Мушкетов Д. И. Восточная Фергана. - Изв. Геол. ком., 1911, т.30, № 10.

Мушкетов Д. И. Геологическое строение Восточной Ферганы. - Тр. СПб. общ. естествоисп., 1912, т.43, вып. I.

Мушкетов Д. И. Чиль-Устун и Чиль-Майрам. - Тр. геол. ком. Пг, 1915, вып.100.

Мушкетов Д. И. Геологическая карта Средней Азии. лист У1-7 и УП-7 (Восточ.Фергана). Л.: Геолком, 1928.

Наливкин Д. В. Очерк геологии Туркестана. Ташкент-Москва, 1926.

Наливкин Д. В. Палеогеография Средней Азии в кайнозойскую эру. - Изв. Геолкома, 1928, т.27, № 2.

Найденов Б. М., Ефимов И. А., Семёнова Т. В., Халилов В. А. Радиологическое датирование цирконов докембрийских комплексов пород Южного Казахстана. - В кн.: Проблемы геохронологии и изотопной геологии. М.: 1981.

Наливкин Д. В. Палеогеография Средней Азии в палеозое. - Тр. 3-го Всесоюз. съезда геологов, 1930, вып.2.

Наливкин Д. В. Брахиоподы верхнего и среднего девона Туркестана. - Тр. Геол. ком., новая серия, вып. 180.

Наливкин Д. В. Основные проблемы геологии Памира. - Тр. ПГЮ 1933 г. М.: Госхимтехнадзор, 1934.

Невский В. А. Трубчатые тела брекчированных пород Актюзского рудного поля. - Геология рудных и-ний, 1960, № 2.

Невский В. А., Козлова П. С., Пекарская Т. Б. Об абсолютном возрасте некоторых магматических пород и постмагматической минерализации Северного Тянь-Шаня. - В кн.: Вопросы датировки древнейших (катархейских) геологич. образований и основных пород. М.: Наука, 1967.

Неймишев М. В. Стратиграфия неогеновых отложений Кочкорской впадины в свете новых палеонтологических данных. - В кн.: Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1965.

Несмеянов С. А. Корреляция континентальных толщ. М.: Недра, 1977.

Несмеянов С. А., Реметов В. Ю., Шмидт Т. А. О фауне и возрасте нового местонахождения палеогеновых млекопитающих в Киргизии. - Бюлл. МОИП, 1977, т.52, вып.2.

Никитин И. К. Петрографический очерк маршрутной съемки на северном склоне Туркестанского хребта (басс. р.Исфара и З.Соха). - Тр. ВГО, 1933, вып.296.

Никитин И. К. Верховья рек Исфара и Сох (северный склон Туркестанского хребта). - Тр. ПЭ 1934 г. Л.: Госхимтехиздат, 1936.

Никитин И. К. К геологии северного склона Туркестанского хребта (верховье Исфара и Соха). Тр. ПЭ. Л., 1936.

Никифорова О. И. Брахиоподы верхнего силура Среднеазиатской части СССР. - В кн.: Монографии по палеонтологии СССР, 1937, т.XXX, вып.1.

Николаев В. А. Щелочные породы Ири-Су и западное окончание Александровского хребта. Путеводитель экскурсий 3-го Всесоюз. съезда геологов. Ташкент, 1928, вып.1.

Николаев В. А. К стратиграфии и тектонике Таласского Алатау. - Изв. ГГРУ, 1930, т.49, № 8.

Николаев В. А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. - Зап. ВМО, 1933, сер.2, ч.62, вып.2.

Николаев В. А. О взаимоотношениях между Северным и Центральным Тянь-Шанем. - Тр. ХУП сессии МГК, 1939, т.2.

Николаев В. А. Докембрий Средней Азии. - В кн.: Стратиграфия СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1939, т. I.

Обут А. М., Абдуазимова З. М., Голиков А. П., Риненберг Р. Е. Зональное расчленение и корреляция сидурийских сложенных по граптолитам в Средней Азии. - В кн.: Биостратиграфия пограничных отложений сидура и девона. М.: Наука, 1968.

Огнев В. Н. Геологическая карта Средней Азии. Лист К-43-В, Северо-западная четверть (Кетмень-Тюбе). М.-Д.: Гостоптехиздат, 1940.

Огнев В. Н. Геология Ферганского хребта. Фрунзе: Изд-во Киргиз. ДАН СССР, 1946.

Огнев В. Н. Структурно-фациальные особенности угленосных толщ Восточно-Ферганского каменноугольного бассейна. Фрунзе: Изд-во Киргиз. ДАН СССР, 1946.

Огнев В. Н. Схема стратиграфии кембрия и ордовика Средней Азии. - Тез. докл. к совещ. по унификации стратиграф. схем Средней Азии. М.: Госгеолтехиздат, 1958.

Огнев В. И., Миклухо-Маклай А. Д. О возрасте палеозойских толщ Ферганского хребта. ДАН СССР, 1947, т. 57, № 3.

Омельяненко Б. И. Явления натрового метасоматоза в приконтактовых частях щелочных массивов верховьев р. Ходжаачкан. - Тр. ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 21.

Омельяненко Б. И. Возможные пути формирования щелочных магм в геосинклинальных областях (на примере Туркестано-Алая). - Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 12.

Омельяненко Б. И. Роль процессов ассимиляции и контаминации в формировании щелочного массива Ходжаачкан (Средняя Азия). Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 27.

Омуралиев М. К стратиграфии палеоген-неогеновых отложений Алабуга-Нарынской впадины и о находке костных остатков млекопитающих. - Изв. АН Киргиз. ССР, 1978, № 1.

Орлова М. П., Краснов В. И. Размещение и минерогеническая специализация щелочных магматических формаций территории СССР. Л. 1978.

Орловский М. В., Поляков Б. В. Новые данные по стратиграфии турнейских отложений Южной Берганы. - Изв. АН Киргиз.ССР, серия естеств. и технич. наук, 1962, т. IV, вып. 7.

Орловский М. В., Скворцов В. П. К стратиграфии фаненских отложений в юго-восточной части Чаткальского хребта. - В кн.: Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня. Фрунзе; Илим, 1965.

Перчук Л. Л., Омеляненко Б. И., Шинкарев Н. Ф. Фазы и фации целочных интрузивов басс. Ходжаачкан (Алайский хр.) в связи с вопросами их генезиса. - Изв. АН СССР, сер. геологич., 1961, № 12.

Перчук Л. Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и целочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. М.: Недра, 1964.

Петрография Узбекистана. Ташкент; Наука, 1964.

Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М.: Изд-во АН СССР, 1955.

Помазков К. Д. О роли тектонических структур в размещении герцинских интрузий Северного Тянь-Шаня. - ДАН СССР, 1958, т. 122, № 5.

Помазков К. Д. Гранитоиды метасоматического происхождения Джумгалского массива в Северном Тянь-Шане. - Тр. УГ и ОН при Сов. Мин. Киргиз.ССР. М.: Госгеолтехиздат, 1960, сб. I.

Помазков К. Д. К истории формирования сениитового массива Кызыл-Омкул. - Изв. АН Киргиз.ССР, 1960, вып. 9.

Помазков К. Д. Глубинные подвижные зоны Тянь-Шаня и их рудоконтролирующее значение. - Тр. УГ и ОН при Сов. Мин. Киргиз.ССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962, сб. 2.

Попов А. В. О возрасте некоторых визейских гонимитовых фаций Тянь-Шаня и условиях их образования. - Мат-лы по геол. Тянь-Шаня (Стратиграфия и тектоника). Фрунзе: Изд-во АН Киргиз.ССР, 1964, вып. 4.

Попов А. В. О стратиграфическом положении визейских гонимитовых фаций Восточного Молдо-Тоо и района оз. Сон-Куль. - В кн.: Новые данные по стратигр. Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1965.

П о п о в А. В. Новые визейские амmonoидеи Тянь-Шаня. - Палеонтологический журнал, 1965, № 1.

П о п о в А. В. Визейские амmonoидеи Северного Тянь-Шаня и их стратиграфическое значение. Фрунзе: Илим, 1968.

П о п о в В. А. Закономерности распределения континентальных отложений в связи с молодыми движениями (на примере Иссык-Кульской и других впадин Тянь-Шаня). - Тр. Всесоюз. рабоч. совещ. по итогам изуч. четверт. периода в г.Ташкенте в 1948 г. Ташкент: Изд-во АН Узб.ССР, 1953.

П о п о в В. В. Антропоген Тянь-Шаня. - Тр. Комис. по изуч. четверт. периода АН СССР, 1957, т.13.

П о п о в В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Изд-во Ком-та наук Узб.ССР, 1938.

П о р ш н я к о в Г. С. Типы разрезов среднего палеозоя и надвыгловые структуры сев. склона Алайского хребта. - Тр. УГ и ОН при Сов. Мин. Киргиз.ССР. М.: Госгеолтехиздат, 1960, сб.№ 1.

П о р ш н я к о в Г. С. Тектонические структуры палеозоя Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса. - Уч. зап. САИГИМС, 1961, вып.6.

П о р ш н я к о в Г. С. Региональные тектонические разрывы северных склонов Алайского и части Туркестанского хребтов. - Вестн. ЛГУ, сер. геол. и геогр., 1962, вып.1.

П о р ш н я к о в Г. С. О тектонической позиции известняков со "смешанной" фауной в среднем карбоне Алая. - В кн.: Вопросы региональной геологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1968.

П о р ш н я к о в Г. С. Тектонические структуры зон раннего вулканизма в герцинидах Южного Тянь-Шаня. В кн.: Вопросы стратиграфии палеозоя. Л.: Изд-во ЛГУ, 1969.

П о р ш н я к о в Г. С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973.

П о р ш н я к о в Г. С., М и к л у х о - М а к - х а я А. Д. К стратиграфии и фацциальной характеристике девонских отложений Южной Ферганы. - Вестн. ЛГУ, сер. геол. и геогр., 1964, № 1.

Поршняков Г. С., Миклухо - Мак -  
лай А. Д. К стратиграфии силурийских отложений Южной Фер-  
ганы. - Уч. зап. ЛГУ, сер. геол., 1955, № 189, вып. 6.

Поршняков Г. С., Клишевич В. Л.,  
Котельников В. И., Яговкин А. В. Сокра-  
щенный тип разрезов среднего палеозоя в зоне высоких предгорий  
Алайского хребта. - В кн.: Геология Средней Азии. Л.: Изд-во  
ЛГУ, 1961.

Поршнякова Я. Ф. Новые данные о намюрских от-  
ложениях хр. Пешкаут (Ю. Фергана). - Вестн. ЛГУ, 1959, № 24.

Поршнякова Я. Ф. Новые данные о намюрских от-  
ложениях Алайского хребта (шаланская свита). - В кн.: Геология  
Средней Азии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1961.

П о с т а н о в л е н и я 1/6 пленарных заседаний Межве-  
домственного стратиграфического комитета и постоянных стратиграфи-  
ческих комиссий по ордовику и силуру, девону, мелу и палеогену  
СССР, принятые в 1962 г. Л.: ВСЕГЕИ, 1963.

П о с т а н о в л е н и я Межведомственного стратиграфи-  
ческого комитета и решения его постоянных стратиграфических ко-  
миссий. М., 1965.

П о с т а н о в л е н и я Межведомственного стратиграфи-  
ческого комитета и материалы его постоянных комиссий. М.: ВИЭМС,  
1969.

П о я р к о в Б. В. О стратиграфии фаменских и нижне-  
турнейских отложений западных отрогов Тянь-Шаня. - Изв. АН Кир-  
гиз. ССР, сер. естеств. и технич. наук, 1960, т. II, вып. 9.

П о я р к о в Б. В. О границе между девонем и карбоном  
в западных отрогах Тянь-Шаня. - Изв. вузов, сер. геол. и развед.,  
1963, № 2.

П о я р к о в Б. В. Положение границы между девонской  
и каменноугольной системами в Тянь-Шане. - Мат-лы по палеогеогр.  
и тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1966.

П о я р к о в Б. В. Стратиграфия и фораминиферы девон-  
ских отложений Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1969.

П о я р к о в Б. В. Стратиграфия кремнисто-карбонатных  
отложений Южной Ферганы. Фрунзе: Илим, 1969.



Полярков Б. В., Скворцов В. П. Расчленение визейского яруса Северной Ферганы (по данным изучения фораминифер). - В кн.: Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1965.

Полярков Б. В., Скворцов В. П. Расчленение нижнекаменноугольных отложений Киргизии по данным изучения фораминифер. - В кн.: Вопр. микропалеонтологии. М.: Наука, 1977, вып. 20.

Полярков Б. В., Скворцов В. П. Биостратиграфия нижнекаменноугольных отложений Тянь-Шаня по данным изучения фораминифер. - В кн.: Вопр. микропалеонтологии. М.: Наука, 1977, вып. 20.

Полярова З. Н. Стратиграфия меловых отложений Южной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1969.

Полярова Э. В. Схема магматизма Южной Ферганы. - ДАН Узб. ССР, 1970, № 8.

Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1973, т. I.

Пуркин М. М. Щелочные породы системы хребтов Кокшаала. - В кн.: Щелочные породы Киргизии и Казахстана. Фрунзе: Илим, 1968.

Пуркин М. М., Полярков Б. В. (и др.). Стратиграфия и новые виды фораминифер турнейских отложений хр. Борколдой (Тянь-Шань). - Изв. АН Киргиз. ССР, серия естеств. и техн. наук, 1961, т. 3, вып. 4.

Пьянов И. В. Комплексы кораллов *Rugosa* каменноугольных и пермских отложений Северного Памира. - Тр. I симпозиум по ископаемым кораллам. М., 1965, вып. 3.

Ранов В. А., Несмеянов С. А., Конопля П. Т. Палеолитические месторождения в Южной Фергане. - В кн.: Древняя и раннесредневековая культура Киргизстана. Фрунзе, 1967.

Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе: Донит, 1976.

Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. - В кн.: Вопросы геологии Южного Тянь-Шаня. Львов, 1969, т. I.

Р е ш е н и я совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Средней Азии. Ташкент: Изд-во АН Узб.ССР, 1959.

Р е ш е н и е объединенного пленума трех постоянных комиссий МСК по нижнему докембрию, верхнему докембрию и абсолютно-му возрасту. - Сов. геология, 1964, № 5.

Р е ш е н и я Межведомственного стратиграфического совещания по мезозою Средней Азии. Л., 1977.

Р и н е н б е р г Р. Е. К стратиграфии терригенных отложений силура северных склонов Алайского хребта. - В кн.: Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1965.

Р и н е н б е р г Р. Е. Новые данные по биостратиграфии силура Ферганского хребта. - В кн.: Новое в палеонтологии Сибири и Средней Азии. Тр. ИГГ СО АН СССР, 1973, вып.47.

Р о м а н о в с к и й Г. Д. Материалы для геологии Туркестанского края, СПб, 1878-1884, вып. I-II.

Р у х и н Л. Б. Краткий стратиграфический очерк меловых отложений Ферганской котловины. - В кн.: Геол. Ср. Азии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1961.

Р у х и н Л. Б., Р у х и н а Е. В. Меловые отложения Ферганской котловины (Стратиграфия, литология). Л.: Изд-во ЛГУ, 1961.

Р ы ж к о в О. А. К стратиграфии древнечетвертичных дислоцированных отложений Ферганы. - ДАН Узб.ССР, 1960, № 6.

С а б д у ш е в Ш. Ш., К о р е н ч у к Л. В. К вопросу о стратиграфии и тектонике докембрия Таласского хребта. - В кн.: Формации позднего докембрия и раннего палеозоя Сев. Киргизии. Фрунзе: Илим, 1967.

С а г ы н д ы к о в К. С. К стратиграфии нижнепалеозойских отложений хр.Кок-Ийрим-Тоо. Мат-лы по геологии Тянь-Шаня. Фрунзе: Изд-во АН Киргиз.ССР, 1961, вып. I.

С а г ы н д ы к о в К. С. Строение и состав мурсашской и джетынской серий Среднего Тянь-Шаня. - Изв. АН Киргиз.ССР, 1976, № I.

С е м е н о в В. Д. Ультрамафитовый магматизм в истории развития Тянь-Шаня. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение. Фрунзе: Изд-во АН Киргиз.ССР, 1978.

Семенов Ю. Л. Габбро-перидотитовые и пикрит-габбро-диабазовые комплексы Тянь-Шаня и Памира. Л.: Недра, 1982.

Сиверцева А. И., Шванов В. Н. Палинологические определения среднепалеозойского возраста метаморфических сланцев в Южном Тянь-Шане. - Вестн. ЛГУ, сер. геол. и геогр., 1977, № 24.

Сикстель Т. А. Об одной интересной реконструкции ископаемого растения. - Тр. САГУ, 1956, вып.82.

Сикстель Т. А. О наличии континентальных отложений  $P_2$  в Южной Ферганае. - Тр. Узб. геол. Упр. Ташкент, 1960, сб. № 1.

Сикстель Т. А., Яскович Б. В. К характеристике кембрийских отложений Южной Ферганы. - Тр. САГУ, 1956, вып.82.

Симаков С. Н. К стратиграфии палеогена Ферганы и Таджикской депрессии. - ДАН СССР, 1952, т.82, № 1.

Симаков С. Н. Вопросы стратиграфии палеогена Ферганы и Таджикской депрессии. - Тр. ВНИГРИ, новая сер., 1953, вып.66. Палеонтолог. сб. № 1.

Симаков С. Н. Меловые отложения Ферганы. Алайского и Заалайского хребтов. - Тр. ВНИГРИ, спец. серия, 1953, вып.5.

Симаков С. Н. Меловая система. - В кн.: Геологическое строение и нефтеносность Ферганы. Л.: Гостоптехиздат, 1957.

Симаков С. Н., Клейнберг В. Г. (и др.). Геологическое строение и нефтеносность Ферганы. - Тр. ВНИГРИ, 1957, вып.110.

Синицын Н. М. Фашиально-литологические особенности палеозойских отложений долины Исфайрам (Южная Фергана). - Тр. ИГ Киргиз. ФАН СССР, 1947, вып.1.

Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1960.

Скворцов В. П. Распространение фораминифер в турнейских и нижневизейских отложениях Южного Присонгуля. - Изв. АН Киргиз.ССР, сер. естеств. и технич. наук, 1962, т.4, вып.7.

Скворцов Ю. А. Четвертичные отложения. - Геология Узб.ССР. Ташкент, 1939, т.Ш.

Скворцов Ю. А. Юные тектонические движения Тянь-Шаня и генезис лесса Приташкентского района. - Тр. Всесоюз. раб. совещ. по итогам изучения четверт. периода в г.Ташкенте в 1948 г. Ташкент: Изд-во АН Узб.ССР, 1953.

Смирнов В. И. Закономерности распределения оруденения и методы поисков в Таласском Алатау. - Тр. МГРИ, 1939, т.16.

Смирнов А. Д. Стратиграфия верхнедевонских и каменноугольных отложений бассейна оз.Сонкуль (Тянь-Шань). - Изв. АН СССР, сер. геол., 1940, № 4.

Соловьева М. Н. Стратиграфия и фузулиновые зоны среднекаменноугольных отложений Ср. Азии. - Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып.76.

Соседко А. Ф. Полезные ископаемые Туркестанского хребта. - Тр. ТПУ, 1933 г. Л.: Госхимтехиздат, 1934:

Ставров О. Д. (и др.). Условия образования и перспективы танталосности метасоматически измененных амазонитсодержащих гранитов района Кунгей и Терской Алатау, 1965.

Старшинин Д. А. О возрасте сулюктинской свиты Южной Ферганы. - В кн.: Новые данные по геол. Таджикистана. Душанбе, 1974, вып.3.

Степаненко А. Ф. К стратиграфии нижнего палеозоя верховьев рек Чаткала и Саңдалаша (Тянь-Шань). - Тр. ВАГТ, 1958, вып.4.

Степаненко А. Ф. Новые данные о докембрийских (синийских) и нижнепалеозойских отложениях западной части Киргизского хребта (Северный Тянь-Шань). - Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 9.

Стратиграфия и палеонтология Узбекистана и сопредельных районов. Ташкент: Изд-во АН СССР, 1962, кн.1.

Стратиграфия Узбекской ССР. Палеозой. Ташкент: Наука, 1965, кн.1.

Стратиграфия Узбекской ССР. Мезозой, кайнозой. Ташкент: Наука, 1966, кн.2.

Стратиграфический словарь СССР. Москва: Госгеолтехиздат, 1956.

Стратиграфический словарь. Карбон. Пермь. Л.: Недра, 1977.

Стрельцов Е. А., Степанов Е. А.

О находке ископаемых остатков млекопитающих в горах Ичке-Тосма. В кн.: схема стратиграфии палеоген-неогеновых отложений Северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1979.

Стронин М. А. Условия формирования некоторых интрузий Тянь-Шаня. - Тр. ИГ Киргиз. ФАН СССР, 1951, вып. П.

Талипов М. А., Королев В. Г. Джергаланский разрез как стратотип четвертичных отложений Северного Тянь-Шаня. - Мат-лы по геол. кайнозой и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970.

Тарасов С. А. К вопросу о стратиграфии палеоген-неогеновых отложений Кочкорской впадины. - Мат-лы по геол. кайнозой и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970.

Тарасов С. А. О стратиграфической номенклатуре палеоген-неогеновых отложений Северо-Восточной Киргизии. - Мат-лы по новейшему этапу геолог. развития Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1971.

Тезисы докл. к совещ. по унификации стратиграф. схем Средней Азии. М., 1958.

Тесленко И. Л., Журавлева И. Т. Нижний кембрий в горах Карачатыр. - В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Европы и Северной Азии. М.: Наука, 1974.

Тесленко И. Л., Журавлева И. Т. Первая находка нижнего кембрия в горах Кеклик-Тау (Южный Тянь-Шань). - Тр. ИГГ СО АН СССР, 1976, вып. 296.

Тихонов В. И. О стратиграфии и возрасте палеозойских отложений Восточной Ферганы в бассейне рек Кара-Кульджа, Яссы и Кутарта. - Булл. МОИП, отд. геол., 1948, т. XXIII(6).

Трофимов А. К. Ярусность рельефа гор Средней Азии и проблема коррелятных отложений. - В кн.: Закономерность геологического развития Тянь-Шаня в кайнозой. Фрунзе: Илим, 1973.

Трофимов А. К. К стратиграфии четвертичных отложений Северного Тянь-Шаня. - Изв. Киргиз. геогр. общ., 1976, вып. 13.

Трофимов А. К., Григина О. М. Межледниковые отложения юга Средней Азии и палеоклиматы времени их образования. - Мат-лы по новейшему этапу геол. развития Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1971.

Трофимов А. К., Удалов Н. Ф. (и др.). Геология кайнозоя Чуйской впадины и ее горного обрамления. Л.: Наука, 1976.

Трофимов А. К., Григина О. М. Верхнеплиоценовые и четвертичные отложения. - В кн.: Геологические основы сейсмического районирования Иссык-Кульской впадины. Фрунзе: Илим, 1978.

Турбин Л. И. Новые данные к стратиграфии верхнего палеозоя Северо-Восточной Ферганы. - Тез. докл. к совещ. по унификации стратиграф. схем Ср. Азии. М.: Госгеолтехиздат, 1958.

Турбин Л. И. К стратиграфии верхнего палеозоя Северной Ферганы. - Тр. УГ и ОН при СМ Киргиз.ССР, М.: Госгеолтехиздат, 1960, сб. № 1.

Турбин Л. И. Некоторые новые данные по верхнепалеозойским интрузиям Северной Ферганы. - Тр. УГ и ОН при СМ Киргиз.ССР, 1960, сб. 1.

Турбин Л. И. Четвертичные отложения горного обрамления Северо-Восточной Ферганы. - Уч. зап. МАИГИМС, 1960, вып. 4.

Турбин Л. И. К стратиграфии нижнего палеозоя западной части Среднего Тянь-Шаня. - Тр. УГ и ОГ при СМ Киргиз.ССР, М.: Госгеолтехиздат, 1960, сб. 2.

Турбин Л. И., Александрова Н. В. К истории Иссык-Куля по кайнозойским остракодам. - В кн.: Вопросы физич. и экономич. геогр. Киргизии. Фрунзе, 1966.

Туровский С. Д. Пример формирования щелочной интрузии при отсутствии выноса из нее летучих компонентов. Тр. ИГ Киргиз. ФАН СССР, 1951, вып. 2.

Удалов Н. Ф. О находке остатков ископаемого кулана в поаднечетвертичных отложениях Чуйской впадины. - В кн.: За-

кономерности геол. развития Тянь-Шаня в кайнозое. Фрунзе: Илим, 1973.

Удалов Н. Ф., Уткина Н. Г. К стратиграфии четвертичных отложений Юго-Восточной Ферганы. - Мат-лы по новейшему этапу геол. развития Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1971.

Укудеев Т., Бакиров А. Региональный зональный метаморфизм палеозойских пород осевой части Туркестанского хребта. - В кн.: Обзорн. карты и общ. пробл. метаморфизма. Новосибирск, 1972, т. I.

Фортуна А. Б. Результаты спорово-пыльцевых исследований полного разреза палеоген-неогеновых отложений восточной части Иссык-Кульской впадины. - В кн.: Дисперсионные остатки ископаемых растений Киргизии. Фрунзе: Илим, 1971.

Халматов А. Х. Геолого-петрографическая характеристика осадочно-эффузивной толщи силура долины Сары-Тала (Джунг Фергана). - Зап. Узб. отд. ВМО, 1962, вып. 14.

Хасанов А. Х. О генезисе Турпинского массива нефелиновых сиенитов (Гиссаро-Алай). - ДАН Тадж. ССР, 1967, т. 10, № 3.

Хасанов А. Х. К вопросу о происхождении щелочных пород Центрального Таджикистана (Южный Тянь-Шань). В кн.: Вопросы геол. Таджикистана. Душанбе, 1973, вып. 3.

Христов Е. В. О находке турнейских отложений в западной части Копшаальского хребта. - Мат-лы по геол. Тянь-Шаня, Фрунзе: Изд-во АН Киргиз. ССР, 1964, вып. 4.

Христов Е. В. Некомпенсированные прогибы Кок-Шаала. - В кн.: Тектоника допалеозойск. и палеозойск. толщ Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970.

Христов Е. В. Переходные среднепалеозойские разрезы северного склона хр. Молдо-Тау и их положение в региональной структуре Тянь-Шаня. - В кн.: Тектоника допалеозойск. и палеозойск. толщ Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970.

Чедия О. К., Трофимов А. К., Удалов Н. Ф. Новейшая тектоника Сусамырской впадины и ее обрмления. - Мат-лы по новейшему этапу геологического развития Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1971.

Чедия О. К., Трофимов А. К., Удалов Н. Ф. Геологические условия местонахождений костных остатков млекопитающих в четвертичных озерных отложениях Кокмайнонской впадины (Сев.Тянь-Шань). - В кн.: Закономерности геолог. развития Тянь-Шаня в кайнозое. Фрунзе: Илим, 1973.

Чедия О. К., Язовский В. М., Фортунна А. Б. О стратиграфическом расчленении киргизского красноцветного комплекса в Чуйской впадине и ее горном обрамлении. - В кн.: Закономерности геолог. развития Тянь-Шаня в кайнозое. Фрунзе: Илим, 1973.

Черенков И. Н. Обвалы и оползни во флишевых отложениях бассейна р.Каравшин. - Литол. и полезн. ископаемые, 1964, № 6.

Черепанов А. А., Разбойников А. Г. О наличии разновозрастного магматизма в пределах Караджилгинской интрузии. - В кн.: Петрография изверженных пород Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1972.

Чиркова-Залеская Е. Ф., Зубцов Е. И. Находки стефанской флоры в Среднем Тянь-Шане. - ДАН СССР, 1958, т. II9, № 4.

Шабалин В. В., Сагындыков К. О. О ванадиеносных углисто-кремнистых отложениях хребтов Джетымтау и Кок-Ийримтау (Тянь-Шань). - Изв. АН Киргиз. ССР, серия естеств. и техн. наук, 1960, т. 2, вып. 6.

Шабалин В. В. Литологическая характеристика и вопросы генезиса так называемых "Верхних тиллитоподобных конгломератов" (байконурская свита, зокембрий) в северо-восточной части хр. Джетымтау (Тянь-Шань). - Мат-лы по геологии Тянь-Шаня. Фрунзе: Изд-во АН Киргиз. ССР, 1964, вып. 4.

Шадчинев А. С., Старшинин Д. А. О находке галек магматических пород в верхнепалеозойских конгломератах северного склона Зеравшанского хребта (Центральный Таджикистан). - ДАН Тадж. ССР, 1969, т. 12, № 3.

Шванов В. Н., Гойло Э. А., Семенова Л. П. Проявления глубокого эпигенеза и метаморфизма в терригенной толще палеозоя Ферганского хребта. - Литол. и полезн. ископаемые, 1973, № 6.



Шинкарев Н. Ф., Ильинский Г. А.,  
Перчук Л. Л. О Зардалекском щелочном комплексе. - Зап.  
ВМО, 1960, ч.89, вып. I.

Шинкарев Н. Ф. Сурметашский массив гортонолитовых сиенитов. - В кн.: Геология Средней Азии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1961.

Шинкарев Н. Ф. Геология гранитоидных и щелочных интрузий Алае-Туркестанской провинции. - Вестн. ЛГУ, сер. геол. и геогр., 1963, № 6, вып. I.

Шинкарев Н. Ф. Верхнепалеозойский магматизм Туркестано-Алая. Л.: Изд-во ЛГУ, 1966.

Штрейс Н. А., Макарычев Г. И. О соотношениях между магматизмом и структурами геосинклинальных систем. - В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969.

Шульц С. С. К стратиграфии и тектонике палеозоя хребта Терской-Алатау в р-не реки Малый Нарын. - Изв. АН СССР, серия геолог., 1938, № 4.

Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельефа Тянь-Шаня. - Зап. ВГО, нов. серия. М.: Географиздат, 1948, т.3.

Шульц С. С. Кочкорская впадина. - Сов. геология, 1948, сб.34.

Шульц С. С. Современные области горообразования, их тектонические особенности и положение в общей структуре земной коры. - Науч. докл. высшей школы, геол. - геогр. науки, 1958, № 1.

Шумов В. В. Геологические исследования четвертичных отложений на юго-западном побережье оз. Иссык-Куль. - Тр. ВГО, 1932, вып.255, ч. I.

Щукина В. Я. К схеме стратиграфии нижнекаменноугольных отложений на основе предварительного изучения фауны кораллов *Rugosa* Восточной Киргизии. - Мат-лы по геол. Тянь-Шаня. Фрунзе: Изд-во АН Киргиз.ССР, 1962, вып.3.

Эктова Л. А. Стратиграфия башкирского яруса хр.Кок-шаал (Центральный Тянь-Шань). - Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, 1967, т. II6.

Эпштейн С. В. К стратиграфии четвертичных отложений Тянь-Шаня. - Тр. Всесоюз. раб. совещ. по итогам изуч. четвертич. периода в г.Ташкенте в 1948 г. Ташкент: Изд-во АН Узб. ССР, 1953.

Яговкии А. В. К стратиграфии фаменских отложений Восточного Алая. Вестн. ЛГУ, 1965, № 24.

Яговкии А. В. Сокращенные разрезы среднего палеозоя Восточно-Алайского хребта и южных склонов Алая. - В кн.: Вопросы стратиграфии палеозоя. Л.: Изд-во ЛГУ, 1969.

Язовский В. М. Схема стратиграфии палеоген-неогеновых отложений Северной Киргизии. - В кн.: Стратиграфия кайнозоя Северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1979.

Яскович Б. В. Новые данные к стратиграфии кембрийских отложений Южной Ферганы. - Тез. докл. к совещ. по унификации стратиграф. схем Средней Азии. М.: Госгеолтехиздат, 1958.

Яскович Б. В. Новые данные об ордовике юго-западного Тянь-Шаня. - Узб. геол. журн., 1959, № 1.

Яскович Б. В. К стратиграфии кембрийских отложений Южной Ферганы. - Тр. Узб. геол. упр. М.: Госгеолтехиздат, 1960, сб. I.

# СОДЕРЖАНИЕ

## ЧАСТЬ II ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Общие сведения (Р. М. Израилева)	3
Раннепротерозойские (?) интрузивные породы (М. Д. Гесь, Р. М. Израилева)	6
Рифейские интрузивные породы (Р. М. Израилева, А. Ф. Лопин, Ю. Л. Семенов)	16
Позднерифейско-вендские интрузивные породы (Р. М. Израилева)	33
Вендские интрузивные породы (М. Д. Гесь, Р. М. Израилева)	37
Кембрийские интрузивные породы (Р. М. Израилева, Ю. Л. Семенов)	47
Ордовикские интрузивные породы (Р. М. Израилева)	51
Силурийские интрузивные породы (М. Д. Гесь, С. А. Лесков)	73
Позднесилурийско-девонские интрузивные породы (Ю. Л. Семенов)	78
Девонские интрузивные породы (М. Д. Гесь, Р. М. Израилева, А. Я. Цветков)	80
Среднепалеозойские интрузивные породы (Е. Н. Горещкая, Ю. Л. Семенов)	96
Каменноугольные интрузивные породы (М. Д. Гесь, Е. Н. Горещкая, Р. М. Израилева, С. А. Лесков)	107
Позднекаменноугольные-раннепермские интрузивные породы (Е. Н. Горещкая, Р. М. Израилева, С. А. Лесков)	123
Пермские интрузивные породы (М. Д. Гесь, Е. Н. Горещкая, Г. С. Бискэ, Р. М. Израилева, С. А. Лесков)	128
Позднепермско-раннотриасовые интрузивные породы (Е. Н. Горещкая, Р. М. Израилева)	181
Палеогеновые интрузивные породы (Р. М. Израилева)	195
Литература	197
<b>Приложения:</b> Схема расположения геолого-географических районов и интрузивных массивов Киргизской ССР (см. т. I); таблицы химических составов пород интрузивных комплексов.	

## СТРАТИФИЦИРОВАННЫЕ И ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ КИРГИЗИИ КНИГА II

Редактор издательства Н. И. Ларгина  
Обложка художника В. Ф. Роска  
Технический редактор Э. К. Гаврина

ИБ № 762

Подписано в печать 20.10.82. Д—01173. Формат 60×90 1/16.  
Безнаборная печать. Объем 15,25 п. л. +вкл. 5,25 п. л., 13,5 уч.-изд. л. +  
вкл. 2,0 уч.-изд. л. Тираж 500 экз. Цена 2 руб. 72 коп. Заказ 239.

Издательство Академии наук Киргизской ССР,  
720071, Фрунзе, Ленинский проспект, 265-а  
Типография Академии наук Киргизской ССР,  
720001, Фрунзе, ул. Пушкина, 144.

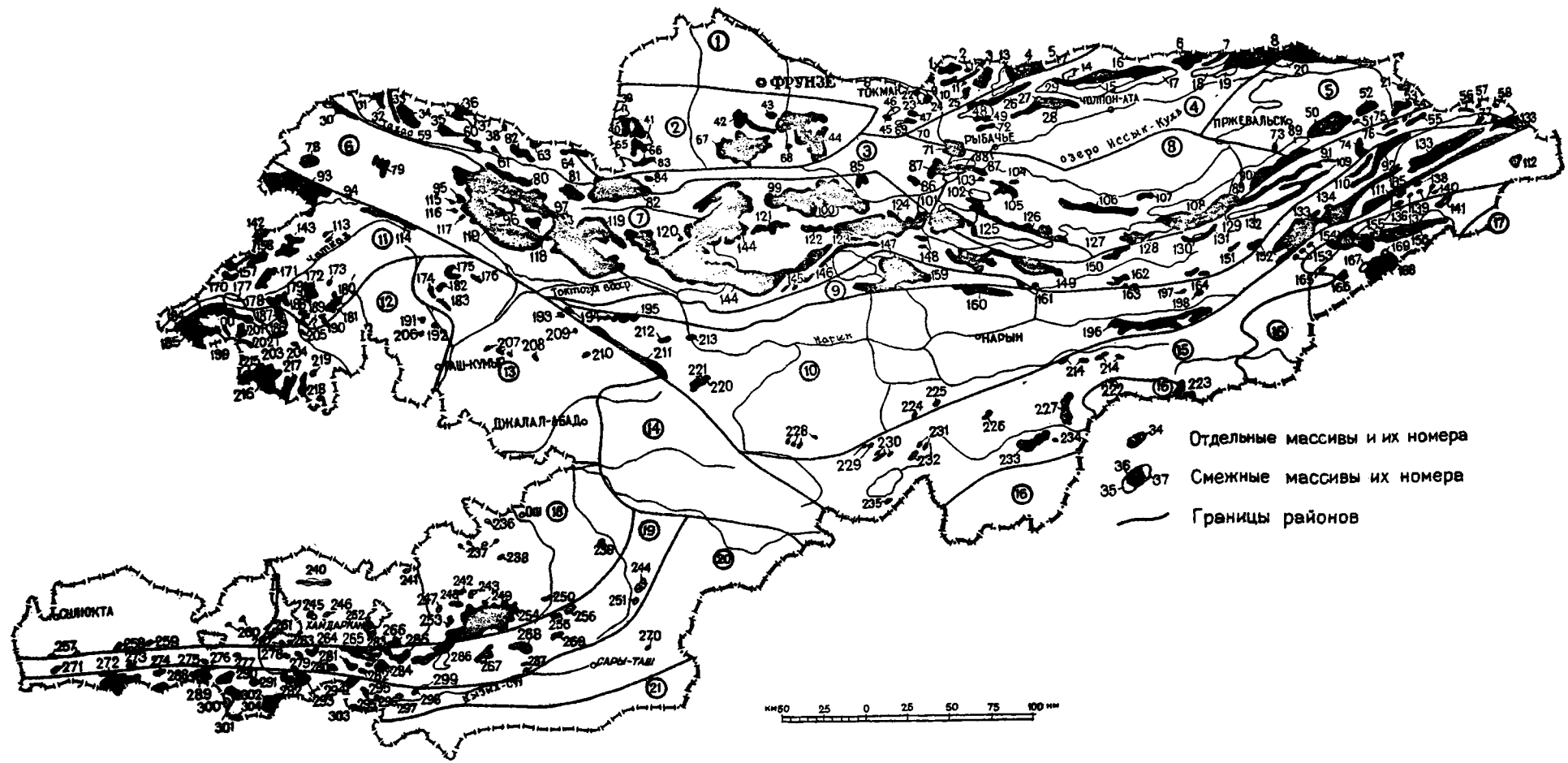


СХЕМА  
расположения геолого-географических районов и интрузивных массивов  
Киргизской ССР  
составил: Ю. В. Жукое и Р. М. Ибраева

- |   |  |  |   |  |  |   |   |   |   |   |  |
|---|--|--|---|--|--|---|---|---|---|---|--|
| <p><b>1. ЗАИЛИЙСКИЙ РАЙОН</b><br/>Массивы:<br/>1. Кыртыбашинский<br/>2. Кулерсайский<br/>3. Туктугурский<br/>4. Завьяловский<br/>5. Джайылминский<br/>9. Карабулакский<br/>10. Кичиеминский<br/>11. Долапрайский<br/>22. Тасалеминский<br/>23. Быстровский<br/>24. Байбачесоорский<br/>25. Кашкаджоолский<br/>46. Кызылсуевский<br/>48. Боординский<br/>47. Кызылбулакский<br/>70. Окторкойский</p> | <p><b>2. КАРАБАЛТИНСКИЙ РАЙОН</b><br/>Массивы:<br/>39. Гранитогорский<br/>40. Аламтинский<br/>41. Чоккандинский<br/>42. Джалмышский<br/>43. Шекулинский<br/>44. Иссыккатынский<br/>54. Ирсайский<br/>65. Аспаринский<br/>66. Мазарашуйский<br/>67. Аларчинский<br/>98. Саямский<br/>93. Чонмазарский</p> | <p><b>3. ШАМСИНСКИЙ РАЙОН</b><br/>Массивы:<br/>71. Кокмонойнский<br/>82. Чоккорумдинский<br/>84. Токайлушувский<br/>86. Акташкоринский<br/>87. Ортотокойский</p>   | <p><b>4. КУНГЕЙСКИЙ РАЙОН</b><br/>Массивы:<br/>6. Байсорунский<br/>7. Атамкулский<br/>8. Восточнокунгейский<br/>13. Чимбулакский<br/>14. Койсуевский<br/>15. Южночолпонатинский<br/>16. Долонатинский<br/>17. Бозалаташский<br/>18. Урюктинский<br/>19. Ортоурюктинский<br/>26. Чонкеминский<br/>27. Дюресуйский<br/>28. Кызылгулторский<br/>29. Чокталский<br/>48. Западнокунгейский<br/>49. Шыргыйский<br/>71. Кокмонойнский<br/>72. Каламкусуйский</p> | <p><b>5. ТЮПСКИЙ РАЙОН</b><br/>Массивы:<br/>8. Восточнокунгейский<br/>59. Талдинский<br/>21. Учкашкинский<br/>50. Караколский<br/>34. Кайандинский<br/>31. Бозучукский<br/>52. Джыргаланский<br/>53. Джыналвакский<br/>73. Джытаууский<br/>49. Ирдынский<br/>90. Айторский</p> | <p><b>6. ТАЛАССКИЙ РАЙОН</b><br/>Массивы:<br/>35. Ичкегетауский<br/>78. Бабаханский<br/>79. Кумышлагский<br/>95. Терекский<br/>96. Итагарский<br/>115. Кенторский<br/>116. Айтагарайский<br/>117. Курганский<br/>118. Джамбекский<br/>119. Чечкаш-Колбинский</p> | <p><b>7. КИРГИЗКО-ТЕСКЕП-СКИЙ РАЙОН</b><br/>Массивы:<br/>31. Ногайсайский<br/>32. Алмалинский<br/>33. Караарчинский<br/>34. Кайандинский<br/>35. Сулуторский<br/>36. Кенколский<br/>37. Чайойский<br/>38. Баржольский<br/>54. Джалколотк<br/>55. Туркский<br/>56. Минторский<br/>57. Кашкаторский<br/>58. Ашурторский<br/>59. Караджилгинский<br/>60. Кызылташский<br/>61. Береговской<br/>62. Ортотауский<br/>63. Малококкитинский<br/>64. Ирсайский<br/>74. Аксуевский<br/>75. Каракурский<br/>76. Чонашуйский<br/>77. Адыторские</p> | <p><b>8. СЕВЕРО-ТЕСКЕПСКИЙ РАЙОН</b><br/>Массивы:<br/>80. Табылский<br/>81. Утескинский<br/>82. Чоккорумдинский<br/>85. Ортоксский<br/>91. Таштамбекторский<br/>97. Кичинемулторский<br/>98. Кокмоеренский<br/>99. Джумгалский<br/>100. Сандыкский<br/>109. Караколторский<br/>119. Чыкано-Колбинский<br/>120. Кумбельский<br/>121. Ортокугандинский<br/>122. Сарыкский<br/>123. Келечиный<br/>124. Джубанарынский<br/>130. Керетешский<br/>131. Барсакульский<br/>132. Сарычакский<br/>144. Сусамырский<br/>145. Каракичине<br/>146. Сонкультауский<br/>148. Карааттинские<br/>149. Карауджурский<br/>150. Джилсуевский<br/>151. Суекский<br/>152. Майторский<br/>161. Тармалторские</p> | <p><b>9. СОНКУЛЬСКИЙ РАЙОН</b><br/>Массивы:<br/>147. Акташский<br/>159. Сонкульский<br/>161. Тармалторские</p>  | <p><b>10. НАРЫНСКИЙ РАЙОН</b><br/>Массивы:<br/>92. Оттуевский<br/>110. Моло<br/>111. Теректинский<br/>133. Сарыджазский<br/>134. Иртышский<br/>160. Коктурпанский<br/>194. Кыргынский<br/>195. Шаматорский<br/>196. Уланский<br/>197. Узунтурукский<br/>198. Чолокторский<br/>211. Кененбелский<br/>212. Казыкский<br/>213. Дупкурский<br/>220. Чарташский<br/>221. Шурасайский<br/>224. Каракоинский</p> | <p><b>11. ЧАТКАЛЬСКИЙ РАЙОН</b><br/>Массивы:<br/>93. Манасский<br/>94. Музельский<br/>113. Курутегерские<br/>114. Кураматорский<br/>142. Бешторский<br/>143. Среднесаялашский<br/>157. Ичнач-Каракорумский<br/>158. Алмасынский<br/>171. Нижнесаялашский<br/>172. Кызылторский<br/>173. Чанчский<br/>177. Восточночаткальский<br/>178. Туомский<br/>179. Акташский<br/>180. Алтаукумский<br/>181. Мыкский<br/>184. Чаткальский<br/>188. Саардынский<br/>189. Сокурбельский<br/>190. Кумбельский</p> | <p><b>12. КАССАНСКИЙ РАЙОН</b><br/>Массивы:<br/>177. Восточночаткальский<br/>178. Туомский<br/>185. Акбулакский<br/>186. Зексайский<br/>187. Шарракский<br/>191. Учуртский<br/>192. Бозбутауский<br/>193. Аршанский<br/>200. Кытаулынский<br/>201. Раватсайский<br/>202. Адамташский<br/>204. Сууктепский<br/>205. Алмалыбулакский<br/>206. Аксуевский<br/>215. Сартджаблуский<br/>216. Кассанский<br/>217. Гавалынский<br/>218. Суисарский<br/>219. Джалакташский</p> |
| <p><b>13. БАУБАШАТИНСКИЙ РАЙОН</b><br/>Массивы:<br/>174. Кызартский<br/>173. Атопакский<br/>176. Сарычычакский<br/>182. Турдукский<br/>183. Мысаболдинский<br/>193. Шаладыракский<br/>207. Тегерские<br/>208. Баубашатинский<br/>209. Караукурский<br/>210. Зинданский</p>  | <p><b>14. ЯССИНСКИЙ РАЙОН</b><br/>Массивы:<br/>112. Комсомольский<br/>135. Инильский<br/>136. Ташкоринский</p>   | <p><b>15. ДЖАНЫДЖЕРСКИЙ РАЙОН</b><br/>Массивы:<br/>137. Суходольский<br/>138. Майдадырский<br/>139. Кайандинские<br/>140. Атажалыууский<br/>153. Бешмонойские<br/>214. Джаныджерские<br/>223. Отоатский<br/>226. Суртепский<br/>227. Мудруевский<br/>229. Арпашатские<br/>230. Ташрабатские<br/>231. Башкельтобекий<br/>232. Шырыктинский<br/>233. Коклинский<br/>234. Караторский<br/>235. Туругартский</p> | <p><b>16. КОКШААЛЬСКИЙ РАЙОН</b><br/>Массивы:<br/>141. Койкапский<br/>154. Учкочконский<br/>155. Акчипский</p>  | <p><b>17. МУЗДУКСКИЙ РАЙОН</b></p>   | <p><b>18. РАЙОН СЕВЕРНЫХ ПРЕДГОРИЙ АЛАЯ</b><br/>Массивы:<br/>236. Араванский<br/>237. Чонойские<br/>238. Наукатский<br/>239. Коктурпанский<br/>240. Канский<br/>241. Ходжагаирский<br/>242. Абырский<br/>243. Джейранбельский</p>                                | <p><b>19. ТУРКЕСТАНО-СУРМЕТАШСКИЙ РАЙОН</b><br/>Массивы:<br/>244. Блеулинский<br/>251. Аскалинский</p>  | <p><b>20. ВОСТОЧНО-АЛАЙСКИЙ РАЙОН</b><br/>Массивы:<br/>245. Заркарский<br/>246. Сарыбулакский<br/>247. Арадобинский<br/>248. Абырсайский<br/>249. Ойганушский<br/>250. Турукский<br/>252. Машаланский<br/>253. Тегерский<br/>254. Кичикалайский<br/>257. Арпашатские<br/>258. Баульский<br/>259. Булджуминский<br/>260. Тауштамдыские<br/>261. Газский<br/>262. Зардалекский<br/>263. Кштутский<br/>266. Мелисуевский</p>   | <p><b>21. ЗААЛАЙСКИЙ РАЙОН</b><br/>Массивы:<br/>254. Кичикалайский<br/>255. Ходжакулакский<br/>256. Аргалинский<br/>264. Гавалынский<br/>265. Каракалынский<br/>267. Джаманджайлууский<br/>268. Сарымонойский<br/>269. Кальтабозский<br/>271. Саркендский<br/>273. Актюбекский<br/>275. Карадаванский<br/>277. Раутский<br/>278. Донгрюкский<br/>279. Токбатуевский<br/>280. Жанидаванский<br/>281. Алаудинский<br/>282. Южнокаракалынский<br/>283. Шахдарский<br/>284. Джигурташский<br/>285. Сурметашский<br/>286. Исфайрамский</p> | <p><b>22. КЕМБЕЛЬСКИЙ РАЙОН</b><br/>Массивы:<br/>225. Кембельский<br/>228. Джамандаванские</p>  |   |  |

Цена 2 руб. 72 коп.