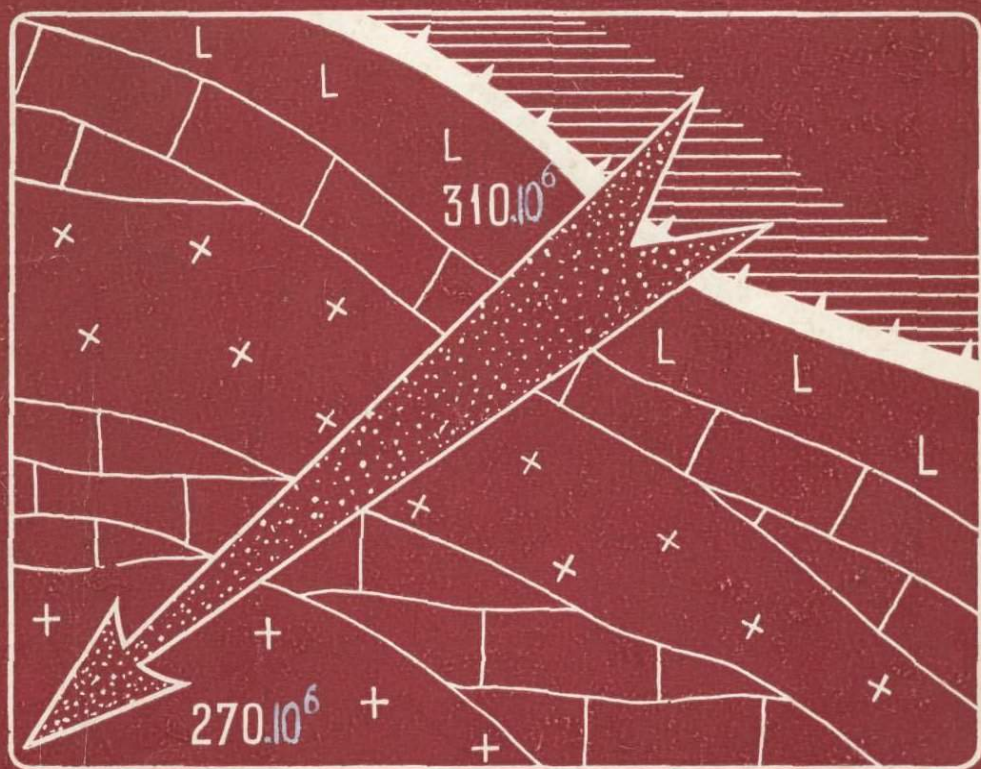


Е. М. ГОЛОВИН

ТЕКТОНО - МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ПАМИРО-ТЯНЬ-ШАНЯ



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ УЗБЕКСКОЙ ССР
СРЕДНЕАЗИАТСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

551.24 + 552.11

Е. М. ГОЛОВИН

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ
ФАНЕРОЗОЙСКОГО
ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО
ПРОЦЕССА В ГЕОСТРУКТУРАХ
ПАМИРО-ТЯНЬ-ШАНЯ

451

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ФАН» УЗБЕКСКОЙ ССР
Ташкент-1974



Закономерности развития фанерозойского тектоно-магматического процесса в геоструктурах Памиро-Тянь-Шаня. Головин Е. М. Изд-во «Фан» УзССР. Табл. 11, рис. 10, библи. 115 назв.

Работа посвящена вопросам истории и закономерностям развития фанерозойского тектоно-магматического процесса в геологических структурах Памиро-Тяньшаньской складчатой области.

Рассмотрена зависимость общего характера тектоно-магматического процесса в Памиро-Тянь-Шане от его специфической позиции в Урало-Ангарском складчатом сегменте Азии. В координатах геохронологии и общих черт тектонических режимов геоструктур освещен закономерный волновой, т. е. поступательно-восходящей — возвратно-нисходящий, характер указанного процесса, включая постмагматизм.

Книга рассчитана на специалистов в области тектоно-магматизма и рудогенеза, а также геологов, занимающихся проблемами металлогени и разведкой эндогенного оруденения.

Ответственный редактор
канд. геол.-мин. н. *Р. А. Мусин*



ПРЕДИСЛОВИЕ

В течение последнего пятнадцатилетия в Советском Союзе широкое распространение и внедрение в практику геологических работ получили радиогеохронологические исследования. Средняя Азия оказалась одним из центров сосредоточения подобных работ, они развертывались сначала при участии возрастных лабораторий центральных геологических учреждений, а затем на базе аналогичных лабораторий Узбекистана и Таджикистана.

Данная работа представляет собой итоги многолетних разработок тем по геохронологии магматических и рудных комплексов Средней Азии в лаборатории абсолютного возраста геологических формаций Среднеазиатского научно-исследовательского института геологии и минерального сырья (САИГИМС) Министерства геологии Узбекской ССР. Исследование имеет цель — прежде всего осветить закономерности эволюции фанерозойского тектно-магматического процесса (далее ТМП) в тектонических структурах Памиро-Тянь-Шаня как палеозойской части среднеазиатского складчатого пояса и тем самым обрисовать схему палеокинематики этого процесса. Палеокинематическая концепция ТМП привлекается в работе как методологическая основа для анализа различных геологических явлений, особенно металлогенического профиля.

Основой исследования явилась высокая степень геологической изученности Средней Азии, что облегчалось участием автора в изучении региона, преимущественно его магматизма и металлогении, в течение ряда десятилетий. Важным условием выполнения работы явилось и участие в радиогеологических исследованиях магматических образований Средней Азии многих (до 15), в том числе ведущих, возрастных лабораторий Советского Союза. Это позволило не только в сравнительно короткий срок охватить соответствующими работами все районы и все главные интрузивные комплексы Средней Азии; появилась возможность статистически проанализировать материал (более 3000 данных) и охарактеризовать геохронологию плутонов более или менее сверенными данными (выработанными, правда, только по калий-аргоновой методике).

Предлагаемая работа — попытка изучения фактора времени в ТМП, т. е. рассмотрения взаимоотношений во времени общих (самых общих) схем геотектоники тектонических структур, а также петрологии и рудоносности связанных с ними магматических формаций.

Изучению подвергались естественные ассоциации магматических образований (главным образом интрузивных) по возможности в полных

их составах, т. е. объектами исследования были таксономические сообщества магматитов различных рангов. Развитие магматитов в рамках таксонов прослеживалось применительно к геотектоническим и структурно-тектоническим таксонам. Например, развитие цикла ТМП как таксона высокого порядка рассматривалось в рамках таких же высокопорядковых геотектонических таксонов, как складчатая область и зона; эволюция этапа рудного процесса анализировалась в плане полной структуры соответствующего рудного поля и т. д.

Анализ геохронологии магматитов на комплексной геологической основе и в таксономических единицах соответствующих образований разного порядка позволил углубить схему взаимозависимого развития конкретных проявлений магматизма, тектонических структур и геотектонического режима. Удалось, в частности, расширить понимание зависимости между временем и местом проявления ТМП того или иного качества в геоструктурах земной коры, распространив эту зависимость на все без исключения таксономические единицы и составные звенья этого процесса. Рассмотрение схемы прохождения ТМП в таксонах тектонических структур показало, что этот процесс — перманентно и закономерно в них движущийся, при этом он закономерен в вещественных изменениях, направленности и темпе перемещения. Таким образом, выявились черты, которые характеризуют кинематику или, точнее, палеокинематику процесса, т. е. геометрию перемещения его в геологическом пространстве (тектонических структурах).

Возможность исследовать объекты путем раскрытия процессов образования, как известно, позволяет изучить их более глубоко, чем статистическими методами в исторической последовательности. Не случайно современные требования к прогнозам, в том числе геологического порядка, гласят: «Прогнозировать — это значит изучать процессы» (Б. М. Кедров, М. В. Келдыш).

Углубленное изучение ТМП показало, что непосредственной причиной движения магматических и рудообразующих веществ в тектонических структурах являются геотектонические (колебательные) движения, а также усилия, порождаемые ротационным режимом Земли.

Сопоставление материалов по собственно геосинклинальному развитию (по закономерностям седиментационного процесса) и более систематизированных материалов по ТМП, в том числе по рудогенезу, позволяет прийти к выводу, что оба процесса контролируются одними и теми же геотектоническими причинами, обуславливающими одинаково ориентированные миграции того и другого явления.

Проблема миграции геологических процессов далеко не нова, если ее рассматривать как поставленную задачу. Но она остается до сих пор весьма неразработанной (Ажгирей, 1969; Смирнов и др.; Щерба, 1970). В то же время актуальность и перспективность исследования этой проблемы несомненны, так как ее решение дает средство проникновения в сам геологический процесс, освещает путь к пониманию геологических явлений в их движении, без чего невозможно углубиться в осмысливание природных явлений (по Г. Галилею, А. Эйнштейну).

Настоящая работа лишь шаг в предстоящих больших исследованиях проблемы радиальной и латеральной миграции геологических процессов. Если эта работа послужит некоторым толчком к разворачиванию исследований и обратит на себя внимание геологов-разведчиков тем, что она расширяет возможности прогнозирования оруденения, то она выполнит свое назначение.

При районировании приняты следующие подразделения Памиро-Тянь-Шаня, который понимается как геосинклинально-складчатая об-

дасть; Северный и Срединный Тянь-Шань — системы, тогда как Южный Тянь-Шань распадается на две системы: Алай-Кокшаалскую и Южно-Гиссарскую; аналогичной единицей является и Северный Памир. Системы слагаются зонами, например, Киргизская или Терскойская, Кураминская или Чаткальская и Нарынская, Нуратинская и Кызылкумская, Каратегинская и Западно-Гиссарская и т. д. Далее следуют подзоны и районы.

Временные подразделения следующие: мегациклы — фанерозойский, палеозойский и т. д.; циклы — каледонский и т. д.; периоды циклов — геосинклинальный, инверсионный, орогенный; этапы периодов — ранний, средний, поздний, а в орогенном периоде, в частности, батолитовый и постбатолитовый этапы; стадии соответствуют времени формирования комплекса той или иной фашиальности; становление той или иной конкретной формации комплекса во времени отвечает фазе. В рудообразовании выделяются этапы и подчиненные им стадии, в ходе которых формируются минеральные ассоциации.

Магматические формации понимаются как семейства горных пород определенного состава («формация гранитов»). Магматическим комплексом считается конкретный ряд формаций, включающий синтетектонические их группы — вулканогенную и плутоногенную, каждая из которых, будучи конкретным образованием, представляет вулканогенный и интрузивный комплексы.

Принципиальные замечания и благожелательную поддержку автор получал от В. И. Попова, Г. Д. Ажгирея, А. Б. Габелко, Д. В. Рундквиста, И. Х. Хамрабаева, которым выражает искреннюю признательность.

К ИСТОРИИ ВОПРОСА

А. А. Борисьяк (1924) впервые указал на последовательное обрастание Сибирской платформы в юго-западном направлении все более молодыми геосинклинально-складчатыми системами; позднейшая из них была представлена Южным Тянь-Шанем. В настоящее время к нему относят и Северный Памир (рис. 1, 2). Таким образом, строение юго-западного сектора Азии понималось как зональное, а скрывающийся за ним характер проявлений тектогенеза как «скользящий». Позже этот вопрос успешно разрабатывал Д. В. Наливкин (1930); условия магматизма Средней Азии осветил В. А. Николаев (1930), указавший на смещение его от цикла к циклу в южном направлении.

В. И. Попов (1938) дал уже детальную схему зонального строения Тянь-Шаня и на ее основе вскрыл ряд новых закономерностей развития геосинклинального процесса в пространстве региона. Он затронул и вопрос о направленной миграции вулканизма, отметив, что «трудности датировки возраста кислых интрузий вряд ли позволяют рассчитывать на быстрые успехи в деле выявления волнообразного возрастного скольжения этих интрузивных формаций. Однако имеющиеся факты уже сейчас позволяют сомневаться в изохронности образования кислых интрузий на обширных площадях» (стр. 294).

В 1955 г. В. И. Попов выдвинул ядерную теорию развития земной коры, в которой явление геологической зональности Средней Азии получило новое толкование, учитывающее и моменты кинематики. Работы В. И. Попова по проблеме развития тектогенеза в Памиро-Тянь-Шане являются основополагающими.

С 50-х годов проблема зональности Средней Азии привлекает внимание многих исследователей (Абдуллаев, 1960; Бабаев, 1960; Бархатов, 1963; Карпова, 1959; Королев, 1961; Королев, 1949; Кнауф, 1960; Кухти-

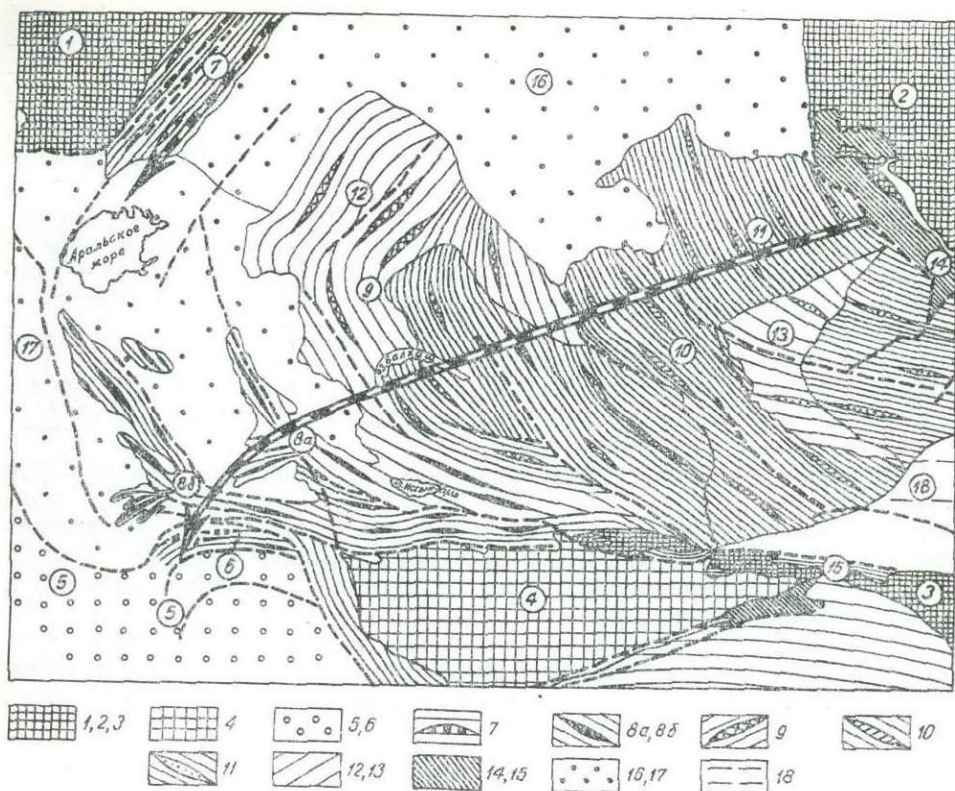


Рис. 1. Геотектоническая позиция Памиро-Тянь-Шаня в геоструктуре Центрально-Евразийского сегмента (по материалам Тектонической карты СССР и сопредельных стран; АН СССР, Мин-во геол. и охр. недр СССР, Мин. высшего образования СССР, 1956; по данным В. Г. Гарьковца, 1967—1970 гг., С. С. Шульца, 1968 г., и др.).

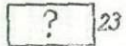
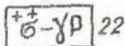
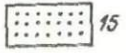
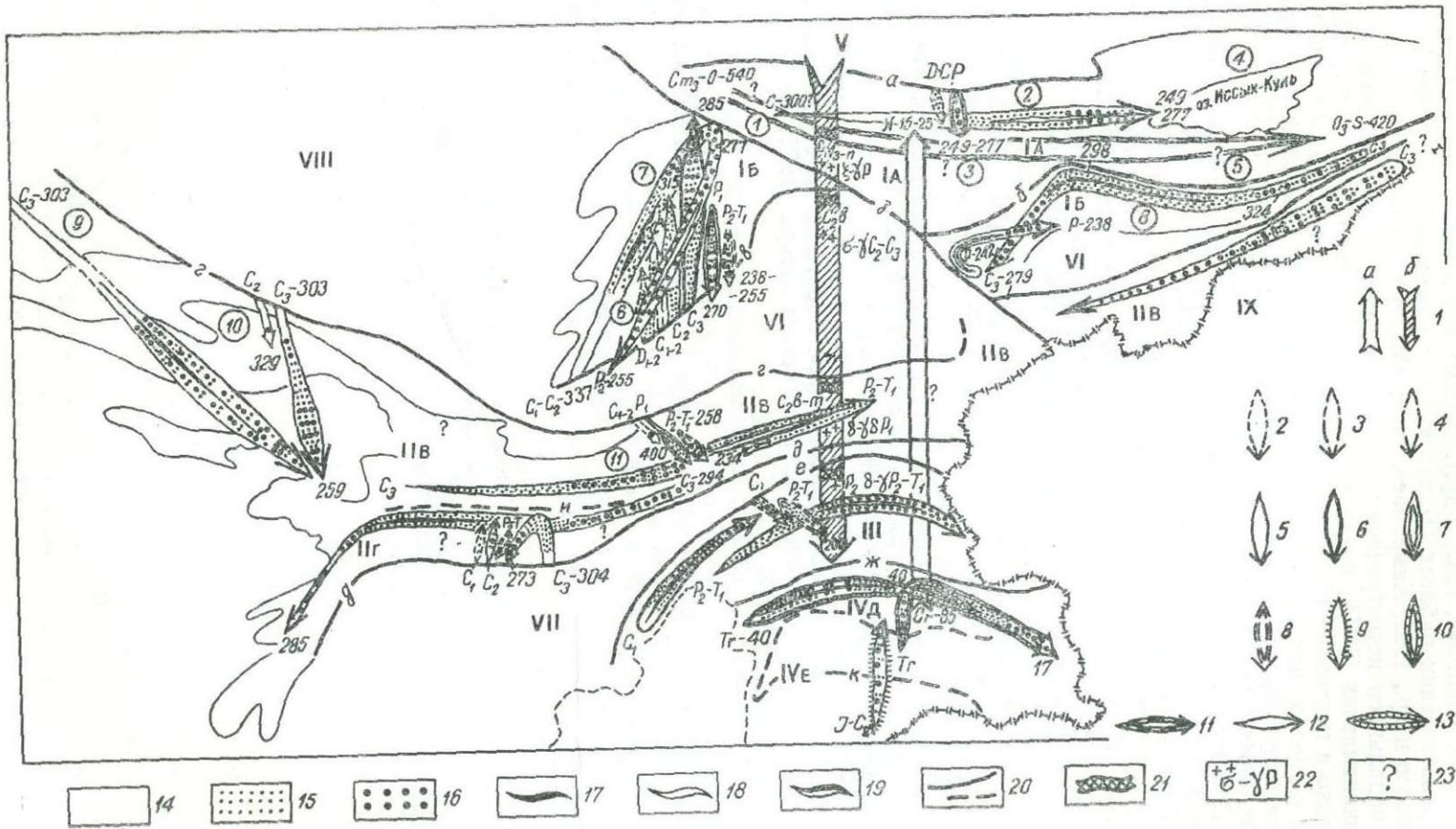
Геоструктурные области дорифейской стабилизации: платформы: 1—Русская, 2—Сибирская, 3—Китайская, 4—стабильный Таримский массив. Геоструктурные области и системы фанерозойской стабилизации: киммеридо-альпиды: 5—Паропамизская, Южно-Памирская, 6—Северо-Памирская система, 7—Уральская, 8a—Срединно- и Северо-Тяньшаньская, 8b—Южно-Тяньшаньская, 9—Центрально-Казахстанская, 10—Алтайская; каледониды: 11—Саянская (Байкалидо-Каледонская), 12—Северо-Казахстанская, 13—Южно-Саянская; байкалиды: 14—Протеросаянская, 15—Алашаньская; эпигерцидские плиты: 16—Западно-Сибирская, 17—Туранская, 18—мезозойды; пунктирными линиями обозначены трансрегиональные глубинные разломы; стрелами обозначено общее направление мегациклической миграции палеозойского тектоно-магматического процесса.

Рис. 2. Закономерно-миграционный характер развития фанерозойского тектоно-магматического процесса в Памиро-Тяньшаньской складчатой области.

Тектоническое районирование (по схеме ВСЕГЕИ, 1969 г.) IА—Северо-Тяньшаньская система с зонами (цифры в кружках): 1—Каратау-Таласской, 2—Киргизской, 3—Сусамыр-Джумгольской, 4—Кунгейской, 5—Терской; IБ—Срединно-Тяньшаньская система с зонами: 6—Курраминской, 7—Чаткальской, 8—Нарынской; IIВ—Алай-Кокшаальская система с зонами: 9—Кызыл-кумской, 10—Нурагинской, 11—Зарафшано-Алайской; III—Южно-Гиссарская система; III—Северо-Памирская система; IVД и IVЕ—Южно-Памирская система; межгорные впадины: V—Чу-Илийская, VI—Фергано-Нарынская, VII—Афгано-Таджикская; VIII—Туранская плита; IX—Таримский массив. Типы миграций ТМП: 1—направления мегациклических миграций поперечного типа: а—киммерийско-альпийской, б—палеозойской. Направление и возраст миграции поперечного типа: 2—девонский, 3—девонско-карбонный, 4—ранне-среднекарбонный, 5—среднекарбонный, 6—позднекарбонный, 7—пермский, 8—пермь-раннетриасовый, 9—юрско-раннемеловой, 10—альпийский. Направление и возраст миграции продольного типа: 11—каледонский, 12—герцидский, 13—альпийский. Изменчивость формационных составов интрузивных комплексов в результате миграций ТМП: 14—ранней стадии, 15—средней, 16—поздней.

Контроль тектоническими структурами: 17—позитивными, 18—негативными, 19—шарнирами радиальных флексур, 20—глубинные разломы первого порядка: а—Северо-Тяньшаньский, б—Каратау-Терский, в—Северо-Ферганский, г—Нуратау-Южно-Ферганский, д—Южно-Гиссарский, е—Северо-Памирский ж—Акбайтальский, з—Таласо-Ферганский; прочих порядков: и—Северо-Гиссарский, к—Гунт-Аличурский.

Прочие обозначения: 21—этапы инверсии в развитии герцидской геосинклинали, 22—баголитовый этап, 23—тип ТМП не выяснен; цифры у стрелок—абсолютный возраст, млн. лет.



ков, 1964; Синицын, 1957, и др.). Однако как в этих, так и в собственно петрологических работах (Баратов, 1966; Горецкая и др., 1968; Исамухамедов и др., 1962; Хамрабаев, 1958; «Материалы II Среднеазиатского регионального петрографического совещания») аспекты проблемы палеокинематики ТМП специально рассмотрению не подвергались. Только в последние 15 лет эта проблема стала затрагиваться и по другим регионам, притом в сжатой форме (Белоусов, 1958; Гарьковец; Зоненшайн; Межвилк; Обуен; Смирнов, 1969; Суворов, 1969; Ханн, 1958, 1964; Чирич, 1967; Щерба, 1970, Яншин, 1966, и др.).

Проблема миграции геологического процесса затрагивалась на примере Русской платформы Н. С. Шатским (1947), а для Западной Европы Г. Штилле (1964), Л. Кобером и другими.

Стали появляться и работы с характеристиками отдельных сторон ТМП. К. Л. Бабаев (1964 и др.) предложил подробные схемы тектонического районирования Средней Азии и количественных соотношений магматических формаций и типов пегматитов в соответствующих подразделениях этого региона. Б. М. Чирич (1967) охарактеризовал тектогенез как «волнообразную миграцию движений, которая происходит не только поперек геосинклинали, но и вдоль нее» (стр. 19, где речь идет о Динаро-Балканском регионе).

Общее состояние проблемы к 1970 г. Г. Д. Ажгирей охарактеризовал следующим образом: «Суть дела заключается в том, что до сих пор не показывается на тектонических картах и не исследована закономерность перемещения возраста главных геологических явлений, т. е. складкообразования, метаморфизма и магматизма». Работы Д. В. Рундквиста по грейзеновым месторождениям мира, а также автора (1971) кладут начало таким разработкам.

Таким образом, к 1972 г. проблема закономерных перемещений ТМП (его палеокинематика) в геоструктурах начала не только получать освещение в самом общем виде, но и углубленно разрабатываться применительно к конкретным регионам (Памиро-Тянь-Шань, грейзеновые поля мира). Стала раскрываться функциональная зависимость между временем и геологическим местом проявления процесса, т. е. стал выясняться закономерный характер течения его в элементах геоструктур.

Появилась возможность говорить о «волновой или кинематической концепции ТМП», обсуждения ее стали проводиться на совещаниях (например, по прогнозам оруденения, Ленинград, 1971 г.). Положения концепции начали входить и в практику прогнозирования эндогенного оруденения (Наугарзанское месторождение, 1971 г., Молдотауский район Северной Киргизии, 1973 г.).

Глава I

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И РАЙОНИРОВАНИЕ ОБЛАСТИ

Геологическая позиция Памиро-Тянь-Шаня в складчатом секторе Центральной Евразии («Уралид-Ангарид») определяется положением этой области на юго-западной вершине дуги, образуемой палеозоидами этого сектора — Уралом, Средней Азией, Восточным Казахстаном, Алтае-Саянской и Енисее-Саянской областями. В центре этой дуги находятся Сибирская платформа и Западно-Сибирская плита (см. рис. 1). Вся морфология этой трансрегиональной геоструктуры и ее геологическая история указывают на тесную генетическую или структурно-тектоническую сопряженность всех ее элементов.

Памиро-Тянь-Шань имеет непосредственные сопряжения прежде всего с ангаридами, представителями которых в данном случае являются структуры южной части Восточного Казахстана. От Уралид Памиро-Тяньшаньская область отделена мощным Арало-Тургайским прогибом. Разграничение описываемой области на юге и юго-западе с альпидами Тетиса происходит двояким образом: на западе — южной ветвью Туранской плиты, на юге — Акбайтальским краевым разломом, который ограничивает палеозоиды Северного Памира от альпид Центрального. Восточнее граница области проходит по северу Таримского массива.

Внутреннее строение Памиро-Тянь-Шаня в сравнении с остальной частью включающего его сектора характеризуется высокой развитостью разнопорядковой виргации тектонических элементов. Наиболее крупные структуры в этом ряду виргаций — структурно-формационные системы, расчлененные однопорядковыми с ними в тектоническом отношении межгорными впадинами (частью синеклизами) — Чуйская, Северо-Кызылкумская, Ферганская, Таджикская). Сами складчатые системы расчленяются впадинами более низкого порядка (Чимкентская, Приташкентская, Бухарская и др.) на зоны. Зоны делятся впадинами еще более низкого порядка на подзоны (Арпинская, Чирчикская и др.).

Макровиргация области ориентирована на запад-северо-запад, как бы на сопряжение с Уральской мегаструктурой, но отклоняется от нее Арало-Тургайским прогибом. Он ориентирован вкрест простирающихся виргирующих складчатых систем Памиро-Тянь-Шаня.

Виргации низких порядков направлены на запад и юго-запад, в стороны выклинивания самой области Памиро-Тянь-Шаня и в направлении, перпендикулярном к главным межгорным впадинам.

Специфическая геологическая позиция Памиро-Тянь-Шаня определенным образом, как известно, соотносится с другими мегаструктурами

дуги Урало-Ангарского сектора и во времени. Дело в том, что в последовательном, но неравномерном продвижении процесса консолидации Урало-Ангарского геосинклинального сектора от Сибирской платформы на юго-запад, а вдоль Уральской геосинклинали на юг — главная складчатость этого процесса также смещалась. Южного Тянь-Шаня и Северного Памира она достигла лишь во вторую половину герцинского цикла (средний карбон — в Южном Тянь-Шане) или даже к концу его (верхний карбон — нижняя пермь — в Северном Памире). Консолидация Северо-Памирской геосинклинальной системы произошла, по-видимому, в перми.

Таким образом, если первично-геосинклинальное развитие и главная его складчатость во внутренних областях ангарид и северных уралид приходились на ранний палеозой, как это имело место и в Северном Тянь-Шане, то в южной половине Памиро-Тянь-Шаня этот процесс пришелся почти на конец палеозоя.

В схеме миграции палеозойского ТМП на юго-запад интересно отметить, что вектор поперечной миграции в Памиро-Тянь-Шане совпадает с таким же вектором в ангаридах, тогда как вектор продольной миграции совпадает с таковым Уральской геосинклинали.

Отмеченная миграция палеозойского ТМП в юг-юго-западном направлении сопровождалась и «сиалитизацией» магматизма, т. е. все большим проявлением в этом направлении кислых магм и, наоборот, относительно все большим значением основных магм в северных направлениях Ангаро-Уральской дуги (уралиды — фемического типа, казахиды — салически-фемического, южные тянь-шаниды уже фемически-салического, по «Геологическому строению СССР», т. II, 1968).

ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИНЯТОЙ СХЕМЫ РАЙОНИРОВАНИЯ ОБЛАСТИ

На основе исходных представлений о районировании Памиро-Тянь-Шаня Д. В. Наливкина (1930), В. А. Николаева (1930), В. И. Попова (1938, 1955), в «Геологическом строении СССР», т. II (1968) предложен современный вариант геолого-тектонического районирования этой области, который используется в настоящей работе.

На севере область ограничивается Чуйской и Илийской впадинами. Северо-Тяньшаньский краевой разлом — структура, сопрягающая Чуйскую впадину с Северо-Тяньшаньской складчатой системой. Алмаатинский краевой разлом отделяет остальную часть Северного Тянь-Шаня от Илийской впадины.

Южная граница Северного Тянь-Шаня — Каратау-Терскейский краевой разлом, отграничивающий эту геоструктуру от Срединного Тянь-Шаня.

Таким образом, Северный и Срединный Тянь-Шань непосредственно сопряжены между собой и не разделяются межгорными впадинами. В ряде исследований обе системы, а не только одна Северо-Тяньшаньская, трактуются как каледонские структуры, лишь в разной степени активизированные в ходе герцинского цикла — Срединный Тянь-Шань больше, Северный меньше (Зубцов, 1960; Наливкин 1930; Помазков и др., 1967, и др.). Это делается на том основании, что обе системы в нижнем палеозое представляли собой единую геосинклинальную область, пережившую инверсию режима в одну и ту же главную складчатость в конце ордовика на севере и в силуре на юге.

Присутствие силура на юго-западе Срединного Тянь-Шаня объясняется запаздыванием инверсионного процесса на юго-западе в силу общей миграции тектогенеза в южном направлении. Наконец, Срединный Тянь-Шань связан с Северным и типом каледонского магматизма — особенно плутонизма, образования которого у той и другой системы петрографически тождественны и находятся в тесной закономерной взаимозависимости проявления, о чем речь будет идти ниже.

Южная граница каледонид Срединного Тянь-Шаня — цепочка впадин: Северо-Кызылкумская, Приташкентская, Ферганская и Нарынская, представленные, как отмечено, самостоятельными геоструктурами типа койлогенных срединных массивов, но, по-видимому, достаточно подвижных в течение их геологических историй. Сопряжение впадин со Срединным Тянь-Шанем происходит, в свою очередь, по краевым разломам — Северо-Ферганскому и Северо-Нарынскому.

Южный Тянь-Шань снова представлен парой складчатых систем, хотя и не настолько близких в геотектоническом отношении, как это отмечено у северной пары. Северная граница этой геоструктуры в западной ее половине — Нуратау-Южноферганский краевой разлом, по которому она сопрягается с Кызылкумо-Ферганской впадиной, а на востоке за нее принимается Атбаш-Иныльчекский глубинный разлом. Последний сопрягает, в частности, Нарынскую впадину с Атбашинской подзоной Кокшаальской структурно-формационной зоны.

Описываемая пара систем Южного Тянь-Шаня расчленяется Северо-Гиссарским разломом на Алай-Кокшаальскую и Южно-Гиссарскую системы. Последняя южной окраиной сопрягается по Южно-Гиссарскому краевому разлому с Афгано-Таджикским массивом (Таджикской впадиной), в восточном направлении переходящим в Алайскую долину, которая уходит на восток к Таримскому срединному массиву. Эта новая — южная цепочка межгорных впадин отделяет Тянь-Шань от Памира, сопрягаясь с ним по Северо-Памирскому (Каракульскому) краевому разлому (см. рис. 1).

Структурно-формационные системы южной половины Памира относятся уже к киммерийско-альпийским образованиям, которые в данной работе специально не рассматриваются, только некоторые данные по магматизму этой территории привлекаются в ряде случаев как дополнительный материал.

Отмеченная соподчиненность геоструктурных элементов описываемой области не рассматривается отдельно, она в нужных случаях упоминается и в необходимых отношениях характеризуется.

Рассмотрим Таласо-Ферганский сдвиг, в последние годы исследованный специально (Додонова, 1962б; Буртман, 1964). Эта разрывная структура (первая) характеризуется прежде всего поперечной ориентировкой к выше отмеченным продольным складчатым и разрывным нарушениям. Следует заметить, что там, где сдвиг сливается с Каратау-Терсейским разломом, он резко разграничивает структурно-формационные зоны (например, Таласская и Чаткальская). Те же его звенья, которые простираются самостоятельно, имеют меньшее значение для эволюции геосинклинально-осадочных формаций (сходство Чаткальской и Нарынской, а также Алайской и Кокшаальской зон). Однако этот крупнейший разлом таким же образом влиял на ход, например, герцинского ТМП, как и продольные разломы аналогичного ранга (см. далее).

Вторая поперечная разрывная структура приблизительно того же порядка, что и Таласо-Ферганская, предполагается по линии Чимкент-Джизак-Карши («Тектоника и металлогения УзССР», ч. I, 1967). Этот

предполагаемый разрыв неотчетливо маркируется на дневной поверхности, но подтверждается геофизическими работами. О возможном наличии его, однако, свидетельствует и характер развития герцинского ТМП в Нуратинской и Зарафшанской зонах. В первой из них, например, батолитовый процесс позднего карбона, мигрируя в восток-юго-восточном направлении, в зоне этой поперечной структуры явно затухает. В восточном же крыле разлома — уже в Зарафшанской зоне — получает развитие плутонизм иного, небатолитового типа, представленный небольшими телами умеренно кислых гранитоидов и, возможно, уже иного (позднепермского?) возраста. Еще восточнее появляются и позднепермские щелочные интрузии.

Третья разрывная структура поперечного типа — Султануиздаг-Тургайский разлом меридионального простирания. Он ограничивает Арало-Тургайскую впадину с востока, являясь пограничным разрывом для всей Памиро-Тяньшаньской области на северо-западе.

Глава II

О ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПЕРИОДАХ СТАНОВЛЕНИЯ ОБЛАСТИ

К началу фанерозоя описываемая область представляла собой докембрийскую панплатформу, сложенную гнейсами, кристаллическими сланцами и магматитами высокой степени метаморфизма (Огнев, 1959; Королев, 1961; М. А. Ахмеджанов и др.). Заложение палеозойской геосинклинали в области началось в Северном Тянь-Шане, где это фиксируется толщами рифейской группы, тесно связанной с кембрийскими отложениями (Киселев, Королев, 1964). Однако в южных системах области рифейские отложения не доказаны или явно отсутствуют и разрезы там начинаются или кембрийскими, или даже более поздними осадками. Наконец, в южной части Памира докембрий был активизирован лишь в карбоне («Стратиграфия УзССР», 1965; Бархатов, 1963). Таким образом, процесс заложения палеозойской геосинклинали в области уже тогда имел тенденцию к миграции в южном направлении.

Взламывание докембрийской панплатформы в Памиро-Тянь-Шане происходило таким образом, что границы современных главных ее геоструктур были намечены или заложены уже в самом начале палеозойской эры. Тогда же были околтурены, в частности, и крупнейшие межгорные впадины (Чуйская, Ферганская и другие), а также Таласо-Ферганский сдвиг. На это указывают вулканиты основного состава, присутствующие в рифейских и кембрийских осадках, развитых в зонах соответствующих разломов.

В Северном Тянь-Шане, в северо-западной части Киргизского хребта отмечаются рифейские вулканиты спилито-диабазовой формации, контролируемые Северо-Тяньшаньским краевым разломом (Кошук, 1967). Вдоль Каратау-Терскейского пограничного разлома («важнейшая линия Тянь-Шаня», по В. А. Николаеву) фиксируются зеленокаменные толщи кембрийского возраста, например, в Северном Сонкулье. Подобные кембрийские вулканиты отмечаются и в связи с Таласо-Ферганским сдвигом (бассейн р. Чаткала), как указывает Л. И. Турбин (1962), а также в Нуратау-Южноферганском краевом разломе («Стратиграфия УзССР», 1965).

Будучи заложены в рифее и в самом начале палеозоя, эти важнейшие структурные швы Памиро-Тянь-Шаня продолжали оказывать влияние на геологические процессы не только в течение палеозоя, но и в постпалеозойскую мегаэру, о чем свидетельствует и характерное размещение главным образом базитовых вулканитов более поздних периодов в соответствующих разломах.

В Нуратау-Южноферганском глубинном разломе офиолитовый вулканизм, например, продолжался с кембрия в ордовике, силуре, девоне и даже отчасти в меловом периоде (в североферганской его ветви). Стационарный характер проявления геосинклинального вулканизма отмечается и в других краевых разломах — Южно-Гиссарском, Северо-Памирском и т. д. Следовательно, данные разломы представляют собой длительно развивавшиеся тектонические швы, отличающиеся высокой стационарностью. Именно эти разломы и оконтуривают главные межгорные впадины области и отделяют их от складчатых систем, резко подчеркивая совершенно самостоятельное их геоструктурное значение.

Принятое автором геологическое районирование области в полной мере отражает обрисованное значение ее межгорных впадин. Главным впадинам, частью являющимся синеклизам, придается высокая порядковость, отвечающая порядковостям сопряженных с ними складчатых систем.

В геотектоническом отношении главные межгорные впадины понимаются как срединные массивы койлогенного типа, хотя и достаточно подвижные. К срединным массивам их причисляют многие исследователи (Головин и др., 1967; Додонова, 1962б; Николаев, 1953, 1959; Королев, 1961; Огнев, 1959; Помазков и др., 1967). В. И. Попов (1955) включает их в ядерные зоны.

Представляется, что еще в самом начале фанерозойской мегаэры обозначился близкий к современному геоструктурный план Памиро-Тянь-Шаня. Как будет рассмотрено, первостепенная роль в развитии ТМП принадлежит именно зонам краевых глубинных разломов, которые сопрягают высокопорядковые геоструктуры противоположных знаков колебательного развития. К таковым относятся прежде всего зоны сопряжения впадин и складчатых систем, поэтому принятое районирование и выделяет данную сторону вопроса. Эти зоны являются инициальными (по Штилле) для ТМП соответствующих порядков.

Совершенно иное значение для развития ТМП в геоструктурах имеют разломы также краевого значения, но сопрягающие не антипоидальные по знаку развития геоструктуры, а однородные и вместе с тем достаточно дифференцированные. Такими разломами, разделяющими складчатые системы, в Памиро-Тянь-Шане являются Таласо-Ферганский, Северо-Гиссарский, Чимкент-Кашкадарьинский. Они не имеют черт первично-инициальных разрывов и, наоборот, характеризуются свойством как бы отражать ТМП, мигрирующий в их стороны от инициальных разломов. Это разломы «буферного» типа. Отражаясь от них, ТМП мигрирует в обратном направлении, т. е. в сторону инициальных разломов.

Рассмотрим общие черты проявления палеозойского геосинклинального процесса в описываемой области.

В каледонском цикле эпицентральная (в данном случае эвгеосинклинальная) зона тектогенеза приходилась на Северо-Тянь-шаньскую систему, где этот процесс проявился в относительно полном виде. Однако он все же не был завершенным, поскольку конечные фазы его, относящиеся к силурийскому периоду, не проявились (или пока не выявлены?). Эта незавершенность каледонского цикла в системе подтверждается и отсутствием магматизма, который соответствовал бы конечному этапу. Ранне-среднедевонский ТМП, будучи оторван во времени от батолитовых интрузий ордовик-силурийского возраста, достаточно тесно связан и во времени, и в геолого-петрологическом отношении с девоно-карбоновым этапом этого процесса. Поэтому данный этап ТМП отнесен к герцинскому циклу, представляет его начало.

Возникнув в определенных зонах Северного Тянь-Шаня, проявления каледонского тектогенеза закономерно мигрировали как внутри этой системы, так и за ее пределы, в Срединный Тянь-Шань.

Общая циклическая миграция его в южном направлении выразилась в том, что завершение геосинклинального развития этого цикла на юго-западе Срединного Тянь-Шаня (Кураминская зона) произошло в силуре, тогда как в Северном — в позднем ордовике. Следует отметить, что и в Южно-Гиссарской системе, т. е. в противоположном, южном борту Тянь-Шаньской каледонской геосинклинальной области, консолидация ее также произошла в силуре, т. е. позднее, чем на севере этой области.

В Алай-Кокшаальской системе, как известно, палеозойская геосинклиналь имела «сквозное» развитие, т. е. в конце нижнего палеозоя инверсии режима и консолидации геосинклинали не произошло. Геосинклинальное развитие продолжалось и в среднем палеозое («Геологическое строение СССР», т. II, 1968).

Развитие каледонской геосинклинали происходило закономерно и в самой Северо-Тяньшаньской системе. В. И. Кнауф (1966) отмечал, что этот процесс, как правило, шел от срединных массивов этой системы во внутренние зоны геосинклинального бассейна. Срединные массивы последовательно «обрастали» седиментационными толщами. Однако автор не выявил закономерностей в направленностях седиментационных процессов, обусловленных, как известно, закономерно-ориентированным проявлением тектогенеза.

Указания на закономерное направление проявления каледонского тектогенеза имеются у Т. А. Додоновой (1960). В Каратау-Таласской зоне, по Т. А. Додоновой, раннекаледонский тектогенез сначала, в начале нижнего кембрия, проявился в Малом Каратау, т. е. на северо-западе системы и этой зоны в частности. В Таласской подзоне (Кумыштаг), т. е. юго-восточнее, тектогенез проявился только в конце раннего кембрия, обусловив несогласное залегание на нем среднего и позднего кембрия. Еще юго-восточнее, в Карагоине уже выпала позднекембрийская фаза, а в Бешташе наблюдается полностью согласный разрез кембро-ордовикских отложений.

На восточную ориентацию внутрисистемной миграции каледонского геосинклинального процесса¹ указывают, например, Н. М. Чапдаров и др. (1968), отмечая «отставание в своем развитии» Кетменьской зоны, замыкающей Советский Тянь-Шань на северо-востоке. Авторы видят это «отставание» в том, что консолидация Кунгей-Заилийской части геосинклинали произошла в верхнем карадоке позднего ордовика, тогда как в Кетменьской зоне — в раннем и даже позднем силуре (нижний лудлов).

Таким образом, в развитии каледонского геосинклинального процесса в пространстве как области, так и ее Северо-Тяньшаньской эпицентральной системы можно выявить следующие закономерности: а) миграция процесса происходила, как правило, от относительно стабильных массивов в сторону сопряженной геосинклинали; б) для Северо-Тяньшаньской системы характерна и южная ориентация этой миграции; в) векторы и той, и другой ориентации процесса совпадают с направлением вращения Земли.

В герцинский цикл эпицентральной зона геосинклинального развития сместилась в Алай-Кокшаальскую систему Южного Тянь-Шаня, что выразилось в формировании сравнительно полных разрезов сред-

¹ Здесь и далее имеется в виду седиментационно-тектонический процесс, но не ТМГ.

него и позднего палеозоя, весьма преемственно и нередко непосредственно продолживших разрезы раннего палеозоя. Алай-Кокшаальская система — пример длительного «сквозного» развития геосинклинальной системы, продолжавшегося в течение целой эры, в данном случае палеозойской. Аналогичное развитие имела Северо-Памирская система, тогда как Срединный Тянь-Шань и Южно-Гиссарская система в течение герцинского цикла имели парагеосинклинальное (по Белоусову) развитие, т. е. неполно геосинклинальное. Еще меньше герцинский геосинклинальный процесс затронул Северный Тянь-Шань, где наложенные на каледониды прогибы герцинского цикла представлены лишь локальными впадинами.

Сравнение эпицентральных зон геосинклинального развития в палеозое Северного и Срединного Тянь-Шаня, с одной стороны, Южного Тянь-Шаня и Северного Памира — с другой позволяет обнаружить миграцию этого процесса в южном направлении, описанную Д. В. Наливкиным (1930), В. И. Поповым (1938) и позднее другими исследователями. Известно, что в каледонский цикл главной зоной проявления геосинклинального развития был Северный Тянь-Шань, относимый к эвгеосинклинальной зоне (Помазков и др., 1967). В герцинский цикл такой зоной стала Алай-Кокшаальская и, по-видимому, Северо-Памирская (?).

Циклическая миграция геосинклинального процесса в пределах области относится к поперечному типу. Миграция геосинклинального процесса вкрест отдельных систем, зон и подзон Памиро-Тяньшаньской области, а также вдоль них также имела место не только в течение герцинского цикла, но и в ходе отдельных его этапов.

В Северном Тянь-Шане раннедевонская седиментация началась в северной окраине Киргизской зоны, но только в среднем девоне она достигла более южных и восточных территорий системы средней части этой зоны и части восточного Джумгола (Кнауф, 1966). А. А. Луйк отметил увеличение «моринистости» фауны (по И. И. Горскому) визейских отложений в юго-восточном направлении Северного Тянь-Шаня, что свидетельствует о приближении к морским условиям седиментации того времени в юго-восточных районах этой системы.

Разрезы карбонатовых отложений северо-запада системы и юго-востока ее различны: в первом случае они включают турнейские осадки, в том числе вулканогенные, во втором — чаще всего начинаются лишь с намюрских существенно карбонатных отложений (Терскей-Алатау, Жетыгуз и другие районы). Примеры можно продолжить, и все однозначно указывает на закономерное течение герцинского седиментационного процесса в Северо-Тяньшаньской системе: начало его связано с краевым разломом; оттуда он мигрировал в юго-восточном направлении, сокращаясь в общем времени проявления: на северо-западе это период девона — карбона, а на юго-востоке нередко только эпоха среднего карбона, хотя «моринистость» отложений становится более отчетливой. Интересно, что в описываемой системе миграция геосинклинального процесса имела устойчиво-односторонне поступательную направленность.

В Срединном Тянь-Шане герцинский геосинклинальный процесс отчетливо локализовался по зонам: в Чаткальской и Кураминской, где он проявлялся как в единой зоне, и в Нарынской, где он развивался по самостоятельной схеме.

В Чаткало-Кураминской паре зон процесс начался в раннем девоне на юго-западной окраине Кураминской зоны (Моголтау, Калканата, Чирчик-Ангренский водораздел), а также на северо-востоке Северо-Ферганской зоны (Возбатау и др.). Уже в среднем девоне континентальный

режим седиментации раннего девона сменился морским и осадконакоплением продвинулось в позднем девоне далеко на северо-восток, охватив Чаткальскую зону (Головин, 1960; Сургутанова, 1965).

К концу первой половины намюрской эпохи юго-запад Кураминской зоны уже претерпел главную складчатость, а на северо-востоке зоны еще продолжался инверсионный период (морская терригенно-карбонатная свита уя и вулканиты р. Искема (Испай-сай), по-видимому, вплоть до первой половины башкирского века среднего карбона (Сергунькова, 1965; Румянцева, 1970). Главная складчатость на северо-востоке Кураминской зоны, таким образом, совершилась лишь в середине башкирского века.

Смещение осадконакопления в среднем палеозое на север отмечается и в собственно Чаткальской зоне, где верхние части соответствующих разрезов (отложения позднего визе и даже среднего карбона) появляются именно на севере — в истоках р. Угама и Сайрама, тогда как на юге юго-востоке зоны (р. Сандалаш и Чаткал) средний карбон в морской фации не фиксируется.

Таким образом, для герцинского геосинклинального процесса Чаткало-Кураминской пары зон характерна миграция в северо-восточном направлении от района Моголтау — Канканата, в пределы Чаткальской зоны. Это направление миграции герцинского ТМП сохранялось по батолитовый этап орогенного периода включительно, когда он достиг Таласо-Ферганского сдвига. Но в постбатолитовый этап ТМП данного цикла стал мигрировать в противоположную сторону, на юго-запад, т. е. назад, к инициальной зоне. Там он и завершился, охватив районы Кураминской зоны.

В Нарынской зоне миграция герцинского геосинклинального процесса происходила по сложной схеме. Поперечная миграция отчетливо выражена в молдотауской части северной половины зоны. Среднепалеозойская седиментация в этом случае мигрировала от Северо-Нарынского разлома на север, что убедительно фиксируется омоложением осадочных свит в этом направлении (по Н. Л. Халтурину).

Еще более ярко выражена миграция осадконакопления, которая в рассматриваемой зоне имела преимущественно западное, т. е. продольное направление — от Верхненарынского (Сарыджазского) срединного массива в верховьях р. Нарына в район гор Кокийримтау на крайнем западе зоны. Миграция выразилась в последовательном нарастании с востока на запад разреза сначала среднего палеозоя, который в горах Кокийримтау венчается даже позднекарбоневой толщей. На востоке, в истоках р. Онарчи и по р. Малому Нарыну разрез представлен только тюлькубашской свитой позднего девона. Полные разрезы имеют место в центральной подзоне — в горах Молдотау.

По Южному Тянь-Шаню, в свою очередь, наблюдаются миграции геосинклинального процесса в отдельных его системах и более мелких подразделениях. Общую миграцию палеозойского геосинклинального процесса в восточном направлении можно заметить в Нуратау-Зарафшано-Алайской части Алай-Кокшаальской системы, где именно на востоке, в Алайском хребте, получили некоторое развитие пермские отложения и еще большее — средне-позднекарбоневые. Первые почти не встречаются на западе, в Нуратинской зоне, а вторые развиты незначительно.

Закономерные миграции этого процесса отмечаются и в отдельных подзонах системы. И. Х. Хамрабаев (1958) отметил преобладание все более поздних членов палеозойского разреза с запада на восток Кульджуктауской подзоны. Миграция геосинклинального процесса от центра к



периферии геосинклинали отмечается в Кызылкумской и Нуратинской зонах. Так, активизация докембрийского основания началась в Аумин-зя-Бельтауском районе в кембрии, откуда она мигрировала к перифериям подзоны — в Букантау, Кульджуктау и т. д. (по материалам Пятксова и др., 1967). Аналогичные примеры имеют место и в Южно-Гиссарской и Северо-Памирской системах.

В Южно-Гиссарской системе общее «скатывание» процесса осадконакопления в палеозое имело, очевидно, двустороннюю направленность: с востока на запад от Каратегинского срединного массива к Ханакинской депрессии и с запада на восток от западных окраин Гиссарского хребта к той же депрессии, где развился относительно полный разрез позднего палеозоя, увенчанный позднепермскими осадками вплоть до нижнетриасовых. Последние, как и позднекарбоновые отложения, наоборот, отсутствуют в инициальных зонах развития палеозойской седиментации (Бенш, 1965). В этой системе отчетливо проявлена и трансгрессия герцинского геосинклинального бассейна в поперечном направлении системы. Такое явление фиксируется по типам разрезов раннекарбоновых осадков ее западной половины, где по южной периферии геоструктуры (Байсунская зона) в основании разреза залегают образования нижнего визе, тогда как во внутренних (северных) участках Южно-Гиссарской зоны разрезы раннего карбона начинаются лишь с позднего визе (Бенш и др., 1965).

Отметим, что в обоих случаях миграция осуществлялась в стороны от позитивных геоструктур в негативные, которые сопрягались по Южно-Гиссарскому разлому высокого порядка.

В Северо-Памирской системе наблюдается продольная поступательная-возвратная миграция седиментационного процесса с общим смещением его от Северо-Памирского краевого разлома к югу и юго-востоку во внутрь геоструктуры. Характер продольной миграции фиксируется по размещению наиболее развитых формаций: вулканогенная раннекарбоновая — почти по всей системе, карбон-пермская смещена относительно нее к юго-востоку, а главные поля развития пермских осадков пришлись, наоборот, на юго-западную половину системы. Таким образом, геосинклинальный процесс как бы волнообразно перекачивался в общем виде вдоль геоструктуры.

Параллельно процессу миграции седиментации происходило и развитие соответствующих геоструктур. Ограничимся несколькими примерами, в которых, однако, прослеживается развитие разломов через посредство проявления в них базитового магматизма. Так, Э. В. Пояркова указывает: «Гипербазитовая формация в пределах Южной Ферганы имеет неодинаковый возраст. На западе района (Канская полоса) внедрение гипербазитов, несомненно, относится к предверхневизейскому времени... На востоке гипербазиты обнаруживают раннекаменноугольный (Карачатырская полоса) и среднекаменноугольный (Восточная Фергана) возраст. Таким образом, в Южной Фергане намечается скольжение времени внедрения гипербазитовой интрузии с запада на восток... скольжение... дает основание считать, что и контролирующий их глубинный разлом также развивался неодновременно».

Другой пример: северо-запад Северного Тянь-Шаня, где караарчинская свита базитовых вулканитов рифей-раннекембрийского возраста по одноименному разлому простирается в юго-восточном направлении. Но в Сусамыре и Джумголе эти вулканиты, будучи связаны с той же северо-западной глубинной подвижной зоной (по К. Д. Помазкову), уже приобрели средне-позднекембрийский возраст (какатасская свита). Не исключено, таким образом, что развитие этой разрывной зоны про-

исходило в юго-восточном направлении, в сторону от Северо-Тяньшаньского краевого разлома.

Г. С. Поршняков (1962) сообщает о миграции процесса формирования самих разломов в северной подзоне Алайской зоны. Направление миграции процесса — с севера на юг. Разрывы первых фаз складчатости — среднегерцинские — это взбросы, надвиги или тектонические покровы. Время заложения надвигов второго порядка — позднемосковское; эти разломы секутся раннепермскими интрузиями, что имеет место уже в зоне высоких предгорьев Алая.

Таким образом, и проявления седиментации, и развитие соответствующих геоструктур представляет собой связанный процесс, он контролируется в одинаковой степени явлением закономерной миграции их в пространствах высокопорядковых геоструктур.

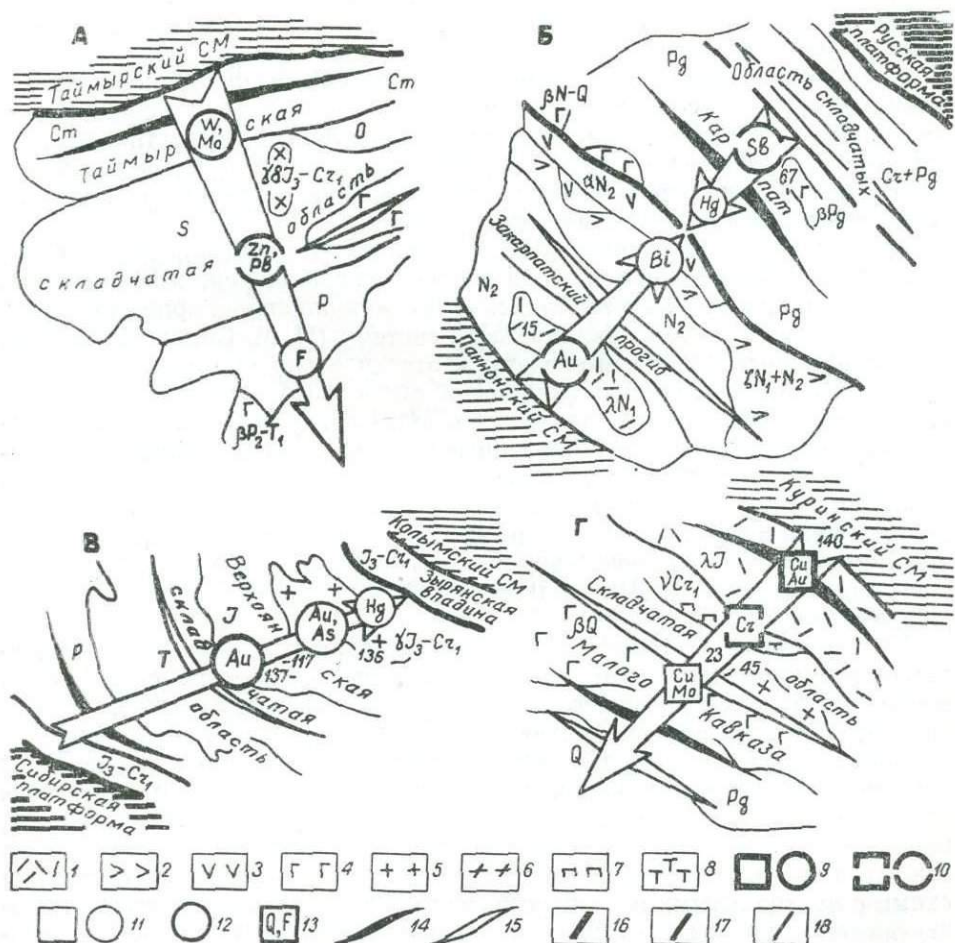


Рис. 3. Закономерно-миграционный характер тектоно-магматических процессов в геосинклинальных системах Евразии (интерпретация Е. М. Головина).

СМ—срединные массивы; А—по А. М. Даминзвой, 1960 г., М. Г. Рович и др., 1960 г.; Б—по А. А. Богданову, 1949 г., Е. Ф. Малееву, 1963 г., Г. Х. Чеджемову, 1966 г.; В—по Н. И. Ненашеву, 1966 г., и др.; Г—по Г. П. Багдасаряну и др., 1963; Р. Н. Абдуллаеву, 1967 г., и др.; вулканогенные породы: 1—диаритовые порфиры, 2—дацитовые порфиры, 3—андезитовые порфиры, 4—базальты; интрузивные породы: 5—граниты, 6—гранодiorиты, 7—габбро, 8—пироксениты и дуниты; минеральные комплексы (в квадратах) и ассоциации (в кругах): 9—ранние, 10—средние, 11—поздние, 12—поздне-конечные, 13—главнейшие компоненты минерализаций, 14—антиклинали; 15—синклинали; разломы: 16—1-го порядка, 17—2-го порядка, 18—3-го порядка; стрелы указывают направления миграции ТМП, цифры—абсолютный возраст, млн. лет.

Приведенные факты позволяют прийти к следующему заключению. Геосинклинальный седиментационный процесс Памиро-Тянь-Шаня обнаруживает перманентно закономерно мигрирующий характер, напоминающий волнообразный тип перемещения. Совершенно очевидно, что эта миграция обуславливалась соответствующим характером колебательных движений — поднимающиеся блоки перемещали седиментационный процесс в сопряженные с ними еще опущенные или опустившиеся блоки.

Закономерно и то, что начало колебательных движений того или иного цикла всегда приходилось на зоны краевых разломов, прежде всего тех, которые сопрягали резко дифференцированные геоструктуры. От них эти движения мигрировали в обе стороны, как на это указывает развитие, например, альпийской складчатости в связи с южноферганской ветвью Нуратау-Южно-Ферганского разлома (Сайдалиева и др., 1966). Аналогичная миграция альпийского конседиментационно-складчатого процесса отмечается и в стороны от Копетдагского краевого разлома (Амурский, 1964).

Следует подчеркнуть, что особенно активными были те зоны краевых разломов, которые сопрягали геосинклинальные системы со срединными массивами — современными межгорными впадинами. Известно, что подобные зоны сопряжения резко дифференцированных геоструктур испытывали колебательные движения разных знаков не только в новейшее геологическое время, но и в течение палеозоя.

Для силурийского периода, как и для раннедевонской эпохи, было показано, что Ферганская впадина контролировалась режимом поднятия, а сопряженная с ней на юге Алайская геосинклинальная зона, наоборот, представляла собой геосинклинальную систему (Н. М. Сеницын; Каледа, 1960). Подобные мнения высказаны и относительно межгорных впадин, например, о Алтае-Саянской складчатой области (Мелешенко, 1956). Следовательно, колебательные движения в зонах краевых разломов, сопрягающих контрастно дифференцированные геоструктуры, давали начало поднятиям блоков, которые и обуславливали миграцию геосинклинального процесса, в частности в их внутренние зоны. Именно такая направленность процесса все ярче вырисовывается в ходе исследований проблемы геосинклиналей. Примерами могут быть такие складчатые области, как Таймыр, Яно-Колымская, Закарпатье и Карпаты, Малый Кавказ (рис. 3) и др.

Центробежный характер геосинклинальных процессов относительно их инициальных зон (краевые разломы) не противоречит фактам появления в этих геоструктурах «центральных поднятий» (по В. В. Белоусову). Центральные поднятия не возникают раньше поднятий в инициальных зонах — они возникают одновременно или даже позже. Но в противоположность инициальным центральные часто сохраняются от воздействия последующих, более поздних колебательных движений, поскольку они располагаются в удалении от активных инициальных зон. Те из поднятий инициальных зон, которые являются синтетектоническими с центральными поднятиями, как правило, не сохраняются, а подвергаются переработке и соответствующие им блоки часто перекрыты поздними формациями данного геосинклинального цикла. Эта переработка инициальных поднятий обуславливается многократностью тектонических движений в инициальных зонах, в чем и выражается, в частности, их высокая тектоническая активность. Именно на такой характер развития геосинклиналей указывает анализ стратиграфических разрезов с позиций миграции геосинклинального процесса.

Глава III

К ОБЩЕЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ ФАНЕРОЗОЙСКОГО ТМП

Средняя Азия, Памиро-Тяньшаньская область в том числе, характеризуется, как известно, проявлением всех 4 магматических серий фанерозойской мегаэры. Возможны присутствующие кембро-протерозойские комплексы в Северном Тянь-Шане (Елютин и др., 1958; Додонова и др., 1971), а также в Северном Памире (Курговатский по Буданову, 1964), в работе они не рассматриваются. Таким образом, фанерозойская мега-серия включает каледонскую, герцинскую, киммерийскую и альпийскую магматические серии. Следует подчеркнуть, что две последние серии, в свою очередь, характеризуются нами в самых общих чертах. Основное внимание уделяется палеозойскому ТМП.

Магматизм области рассматривался Е. Д. Карповой (1959), Х. М. Абдуллаевым (1960), Е. Н. Горецкой и др. (1968), И. Х. Хамрабаевым и др. (1971), Е. М. Головиным (1971).

Гораздо шире исследован магматизм отдельных систем Памиро-Тянь-Шаня (рис. 4): по Северному Тянь-Шаню — В. Г. Королев и др. (1962), Т. А. Додонова и др. (1971), Д. Н. Елютин и др. (1958), по Срединному Тянь-Шаню — Х. М. Абдуллаев и др. (1958), Н. П. Васильковский (1952), «Петрография Узбекистана» (1964), Г. И. Макарычев (1964), Е. М. Головин и др. (1971), по Южному Тянь-Шаню — Р. Б. Баратов (1966), Е. Н. Горецкая, Н. К. Морозенко (1962), И. М. Исамухамедов и др. (1962), И. Х. Хамрабаев (1958), «Петрография Узбекистана» (1964), по Северному Памиру — В. И. Буданов (1964), В. С. Лутков (1968) и др. Многочисленны исследования магматизма отдельных районов.

КАЛЕДОНСКАЯ МАГМАТИЧЕСКАЯ СЕРИЯ

В наиболее полном и мощном проявлении данная серия фиксируется, как известно, в Северном Тянь-Шане (см. рис. 4). Уже в Срединном Тянь-Шане она проявлена в сокращенном виде. Она представлена в Курраминской зоне и больше в Чаткальской, но до сих пор не доказана в Нарынской.

В Южном Тянь-Шане, как и в Северном Памире, доказано присутствие только вулканитов геосинклинальной стадии развития этих систем в раннем палеозое. И, несмотря на наличие складчатых движений этого времени, магматизм орогенного типа, в том числе гранитоидный, в этих геоструктурах к настоящему времени не доказан.

Северный Тянь-Шань

В данной системе формирование каледонской магматической серии началось в ранний геосинклинальный этап базитовым вулканизмом, сформировавшим караарчинскую свиту раннего кембрия. Сложная по составу и имеющая субвулканические модификации, она отнесена Е. Н. Горецкой (1968) к спилит-диабазовой, кремнисто-спилит-диабазовой и кератофир-спилит-диабазовой формации.

В Киргизском хребте на вулканитах этой свиты залегает уже вулканогенно-осадочная свита среднего — позднего кембрия, в вулканогенной части отличающаяся от первой господством базальтовых и андезитовых порфиритов. Именно эти вулканиты входят в капкатасскую свиту среднего — верхнего кембрия южных и восточных зон Северо-Тяньшаньской системы.

Сопоставление возрастов и районов проявления караарчинской и капкатасской свит указывает на явление миграции геосинклинального вулканизма раннекаледонского этапа в юго-восточном направлении системы. Наблюдается при этом явление сиалитизации образований этого процесса, которое связано с фронтом волны миграции процесса в целом. Этим вулканизмом завершился геосинклинальный период развития системы.

Становление алмалинского интрузивного комплекса, по-видимому, ознаменовало инверсионный период развития данной системы. На это указывает и региональный масштаб складчатости, и характерные особенности отложения среднего и позднего ордовика. В частности, это подтверждает и появление в среднем ордовике флишево-молассовой группы формаций (Королев и др., 1962).

Алмалинский комплекс в наиболее полном виде проявился в западной части Киргизского хребта, где его образования (см. рис. 4) слагают небольшие массивы, но, по-видимому, они крупнее тел, фиксируемых в других зонах данной системы. Это массивы речек Алмалы, Каинды, Ногайсаия и, возможно, Караджилги и Кызылташа. В других районах и зонах интрузивы имеют менее сложный состав: в Северном Сонкулье — диоритовый, в Терскей-Алатау — габбровый и гранитовый (ирдыкский тип, по В. Г. Королеву).

Массивы комплекса локализованы в перегибах антиклинальных структур в синклинальные, развившихся в связи со срединными массивами. В петрохимическом отношении этот комплекс представляется существенно натриевым (табл. 1).

Таким образом, алмалинский комплекс относится к весьма типичным плутоническим образованиям инверсионного типа. На это указывает не только высокая натриевость пород, но и ассоциация их с вулканитами порфириновой группы (базальтовые и др.). Не исключено, что этот комплекс следует рассматривать как комагматическое образование средне-позднекембрийским вулканитам и тогда он приобретет характер магматического комплекса. Алмалинский комплекс отличается достаточно точной датировкой геологического возраста, поскольку Алмалинский интрузив перекрывается среднеордовикскими отложениями. Радиологический возраст, датирующий пока одну его формацию, — 540 млн. лет (см. рис. 4).

Инверсионный период развития системы, по-видимому, не завершился формированием алмалинского комплекса, поскольку в среднем и позднем ордовике на ее территории продолжалось осадконакопление геосинклинального типа, хотя и осложненного чертами перехода к орогенному типу (пестроцветы, грубообломочные фации; Королев, 1961).

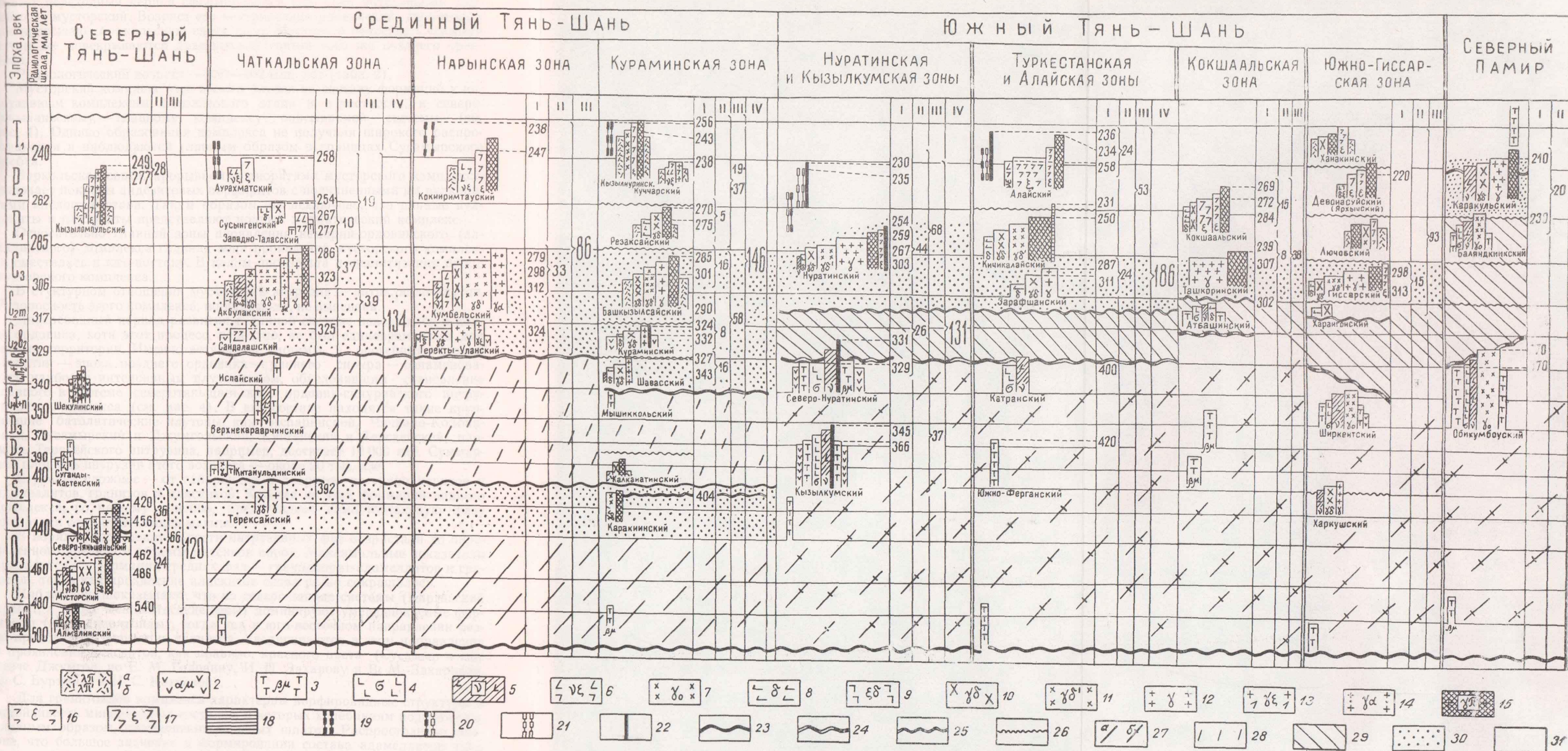


Рис. 4. Схема геохронологии главнейших палеозойских магматических комплексов Памиро-Тянь-Шаня:

Северный Тянь-Шань — по В. Г. Королеву и др., 1962; Т. А. Додоновой и др., 1967; и др.; Средний Тянь-Шань, Чаткальская зона — по К. А. Абдурахманову и др., 1961, Е. М. Головину, 1971 г.; В. В. Козыреву и др., 1964; Г. И. Макарычеву и др., 1970 г.; и др.; Наринская зона — по Т. А. Додоновой и др., 1968 г.; Е. М. Головину, Л. А. Юрьевой и др., 1970; и др.; Кураминская зона — по Е. М. Головину, 1960 г.; Н. П. Лаврову и др., 1964; А. Н. Белову, 1969 г.; В. Л. Шевкаленко, 1970 г.; и др.; Южный Тянь-Шань, Нуратинская и Кызылкумская зоны — по И. Х. Хамрабаеву, 1958 г.; А. Т. Бендик, 1969 г.; П. Т. Азимову и др., 1970 г.; и др.; Туркестанская и Алайская зоны — по К. И. Литвиненко, 1969 г.; Р. Б. Баратову и др., 1970 г.; Е. М. Головину и др., 1970 г.; Кокшаальская зона — по Г. А. Додоновой и др., 1970 г.; М. М. Пуркину и др., 1969 г.; Южно-Гиссарская зона — по Е. М. Головину, 1941 г.; И. М. Исамухамедову и др., 1962 г.; Ф. Р. Бенш, 1965 г.; Р. Б. Баратову, 1966 г.; И. В. Мушкину, 1968 г.; и др.; Северный Памир — по В. И. Буданову, 1964 г.; В. С. Луткову, 1969 г., и др.

1—порфиры: а—липаритовые, б—дацитовые; 2—андезитовые порфиры; 3—вулканиты базитовой формации; 4—гипербазиты; 5—габброиды; 6—габбро-сиениты; 7—плагнограниты; 8—диоритоиды; 9—сиенито-диориты; 10—гранодиориты; 11—адамеллиты; 12—граниты; 13—граносиениты; 14—алексиды инверсионного периода; 15—аплитовидные граниты; 16—нефелиновые сиениты; 17—сиениты; 18—пегматиты; 19—кислые дайки; 20—средние; 21—основные; 22—посмагматиты; 23—нижние границы инверсионных периодов развития геосинклинальных систем; 24—нижние границы инверсионных периодов развития геосинклинальных систем; 25—верхняя граница инверсионного периода; 26—перекрывные комплексы отложениями вышележащей свиты; 27а—каледонский геосинклинальный период; 27б—каледонско-герцинский; 28—герцинский геосинклинальный; 29—инверсионный; 30—батолитовый этап; 31—постбатолитовый; 1—радиологический возраст, млн. лет; II—приблизительная длительность становления комплексов, III—батолитовых и постбатолитовых этапов, IV—цикл.

В этот переходный период сформировался еще один интрузивный комплекс — мусторский. Возраст его внутривозднердовикский: диоритоиды его прорывают баркольскую свиту по р. Мустору в бассейне Сусамыра и там же перекрываются араминской свитой того же позднего ордовика.

Радиологический возраст — 486—462 млн. лет (табл. 2).

Мусторский комплекс уже весьма близок по составу формаций к интрузивным комплексам батолитового этапа и, в частности, к северотяньшаньскому, — главному комплексу описываемой системы (см. рис. 4). Однако образования комплекса не получили широкого распространения и наблюдаются главным образом в границах Сусамырского хребта.

Баркольская свита, прорываемая диоритами мусторского комплекса, включает покровы андезитовых порфиритов с подчиненными им вулканами кислого состава. Таким образом, не исключено, что данные вулканы и плутониты представляют полный магматический комплекс.

Относительно главной зоны проявления кембрий-ордовикского (алмалинского) комплекса главная зона проявления мусторского комплекса сместилась к юго-востоку. В целом произошла и сиалитизация пород мусторского комплекса.

В структурном отношении мусторский интрузив — антиклиналь-плутон. Рудоносность этого комплекса, по-видимому, не выяснена.

Инверсионный период развития в данной системе завершился в конце ордовика, хотя этот процесс, вероятно, не был одновременным для всей ее территории. Именно вступление системы в орогенный период развития — эпоха позднего ордовика — раннего силура — ознаменовалось наиболее интенсивным плутонизмом, обусловившим становление главного в системе северотяньшаньского ордовик-силурийского интрузивного комплекса (см. рис. 4). В его составе находятся такие крупнейшие батолитические плутоны, как Аспаринский, Чичкано-Колбинский, Сусамырский и Джумгольский, Кунгейский и Терскойский; площадь Терской горной интрузии, например, достигает 10 000 км². Суммарная площадь интрузий этого возраста — около 20 тыс. км².

Строение сложное — от габброидов и диоритов до гранодиоритов и адамеллитов, гранитов и аляскитов. Каждая из этих формаций данного комплекса, по нашему мнению, представляет самостоятельную фазу внедрения соответствующей магмы.

В порядке последовательности интрузивных фаз возрастали до определенного предела и объемы массивов пород. Максимальные показатели приходится на формации средних фаз — гранодиорит-адамеллитов и гранитов, тогда как проявление аляскитов снова резко сокращалось.

Наблюдения показывают, что на северо-западе системы (Киргизский хребет, а также Кендыктасские горы) доминируют умереннокислые формации (гранодиоритоиды), тогда как в юго-восточном направлении резко преобладает формация гранитов. Увеличиваются в этом направлении и проявления аляскитов, как правило, красного цвета (Сусамыр и еще резче Джумгол, по Е. М. Головину, И. П. Захарову и В. М. Захаровой, В. С. Буртману и Н. С. Катковой).

Для гранитоидов комплекса характерны порфировидные структуры и устойчивость минеральных составов, в которых колебаниям подвержены, главным образом, соотношения полевых шпатов. Распространено мнение, что большое значение в формировании состава адамеллитов имел калиевый метасоматоз. Для гранитов и особенно красных аляскитов заключительной фазы становления комплекса характерно присутствие среди аксессуаров флюорита (по Д. С. Туровскому и другим).

Оксиды, вес. %														Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому				Фазовость	Кол-во проб	Название интрузива, автор, год. Породы
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	Сумма	a	c	v	s			
Северный Тянь-Шань																				
Киргизская зона																				
Каледонская интрузивная серия																				
Алмалинский комплекс (Ст₃-O₁)																				
61,86	0,43	19,59	2,25	2,54	0,07	0,19	5,05	3,78	2,54	0,12	0,10	0,96	99,56	12,5	6,5	7,0	74,0	I 1 Кварцевые диориты II 3 Адамеллиты III 1 Граниты Среднее по интрузиву Алмалинский интрузив. Г. Н. Кокарев, 1956 г.		
66,58	0,21	16,72	1,52	1,66	0,04	1,76	3,40	4,00	2,53	1,14	0,67	0,83	100,46	12,5	4,0	7,5	76,0			
69,28	0,20	14,62	1,84	1,43	0,04	1,28	2,50	2,78	4,58	0,07	0,02	0,58	99,22	13,0	3,0	5,5	78,5			
65,73	0,28	16,98	1,90	1,88	0,05	1,07	3,65	3,52	3,21	0,44	0,26	0,79	99,76	13,0	3,5	6,5	77,0			
56,92	0,73	17,03	2,31	3,57	0,11	6,06	5,33	2,31	2,63	0,13	0,36	2,58	100,07	9,0	7,0	17,0	67,0	I 2 Диориты II 4 Гранодиориты Среднее по интрузиву Среднее по комплексу		
60,98	0,55	17,27	2,08	2,37	0,05	3,09	4,29	3,64	3,28	0,31	0,18	1,92	99,81	13,0	5,5	9,5	72,0			
58,95	0,64	17,15	2,19	2,87	0,08	4,57	4,81	2,97	2,95	0,22	0,27	2,25	99,22	11,0	6,0	13,5	69,5			
62,34	0,46	17,06	2,04	2,37	0,06	2,82	4,23	3,24	3,08	0,33	0,26	1,52	99,81	12,0	4,5	10,0	73,5			
Кенкольский комплекс (O₃-S)																				
52,78	0,54	14,50	3,29	6,56	0,04	7,88	8,55	1,93	1,78	0,24	0,23	1,57	99,89	7,0	6,0	27,0	60,0	I 2 Кв. диориты III 5 Гранодиориты Среднее по интрузиву		
61,86	0,71	17,30	2,51	3,01	0,07	2,39	3,89	2,87	3,80	0,08	0,16	1,03	99,68	12,0	5,0	11,5	71,5			
57,32	0,62	15,90	2,90	4,79	0,05	5,13	6,22	2,40	2,79	0,16	0,20	1,30	99,78	9,5	6,0	18,0	66,5			
57,29	0,93	15,57	1,40	6,11	0,15	4,06	7,76	3,36	1,56	—	—	1,48	99,67	10,0	5,5	18,0	66,5	II 1 Диориты II 2 Адамеллиты		
68,89	0,26	15,33	1,34	2,63	0,08	1,26	3,11	2,78	3,08	0,04	0,10	1,10	100,00	10,5	4,0	8,0	77,5			
74,23	0,11	13,79	1,89	1,35	0,04	0,64	1,07	1,17	3,57	0,02	0,05	0,20	98,13	7,5	1,0	11,5	80,0	III 6 Граниты аляски- товые Среднее по интрузиву		
66,80	0,43	14,89	1,54	3,33	0,09	1,99	3,98	2,43	2,73	0,02	0,05	0,92	99,2	9,5	5,0	9,0	76,5			
68,82	0,49	14,36	0,52	3,29	0,02	1,53	3,24	6,58	1,32	0,15	—	—	100,32	15,6	1,4	8,0	74,9	II 1 Адамеллиты III 1 Граниты Среднее по интрузиву Среднее по фазам Кенколь- ского комплекса		
70,42	0,04	18,45	3,61	—	0,02	0,25	1,48	1,91	2,30	0,01	—	—	98,49	7,0	1,7	16,0	75,1			
69,62	0,26	16,40	2,06	1,64	0,02	0,80	2,30	4,24	1,81	0,08	—	—	99,23	11,5	2,7	8,9	76,9			
55,03	0,73	15,03	2,34	6,33	0,10	5,97	8,15	2,64	1,72	0,12	0,11	1,52	99,79	8,0	6,0	22,0	64,0	I 3 Диориты II 5 Гранодиориты III 3 Адамеллиты IV 1 Граниты V 6 Аляскиты Среднее по комплексу		
61,86	0,71	17,30	2,51	3,01	0,07	2,39	3,89	2,87	3,80	0,08	0,16	1,03	99,68	12,0	5,0	11,0	72,0			
68,85	0,37	14,84	0,93	2,96	0,05	1,39	3,17	4,68	2,20	0,10	0,05	0,55	100,14	13,0	3,0	7,0	77,0			
70,42	0,04	18,45	3,61	—	0,02	0,25	1,48	1,91	2,30	0,01	—	—	98,49	7,0	2,0	16,0	75,0			
74,23	0,11	13,79	1,89	1,35	0,04	0,64	1,07	1,17	3,57	0,02	0,05	0,20	98,13	7,5	1,0	11,5	80,0			
66,78	0,39	15,88	2,26	2,73	0,06	2,13	3,55	2,65	2,71	0,06	0,07	0,66	99,93	9,5	4,5	11,0	75,0			
Герцинская интрузивная серия																				
Шекулинский комплекс (Д₃-С₁)																				
55,72	0,20	18,87	3,46	6,43	—	2,82	6,05	4,01	1,87	0,23	0,34	—	100,00	12,0	7,0	15,0	66,0	I 1 Диориты II 3 Адамеллиты III 2 Граносениты IV 1 Граниты аляски- товые		
66,37	0,20	16,53	0,93	2,72	—	1,07	3,58	3,30	4,73	0,14	0,26	—	99,83	14,0	3,5	6,0	76,5			
60,62	0,25	18,08	3,81	2,08	0,13	1,66	3,54	3,54	5,18	—	—	0,25	99,14	15,5	4,5	9,0	71,0			
76,80	0,16	11,80	0,40	1,24	0,02	0,98	0,96	4,10	3,70	—	0,04	0,15	100,35	13,3	0,7	4,6	81,4			
73,84	0,17	13,17	1,72	0,62	—	0,22	1,75	1,34	4,25	—	—	—	98,71	9,1	2,0	5,2	83,7	IV 1 Гр. аляски- товые Среднее по IV фазе комп- лекса Среднее по Шекулинскому интрузиву Среднее по Шекулинскому комплексу		
75,32	0,16	12,48	1,06	0,93	0,01	0,60	1,35	2,72	3,97	—	0,02	0,07	98,69	11,3	1,6	4,3	82,8			
64,88	0,20	16,32	2,15	3,12	0,04	1,61	3,28	3,74	3,85	—	0,16	0,13	99,48	13,9	4,1	7,1	74,9			
64,50	0,20	16,49	2,31	3,04	0,03	1,54	3,64	3,39	3,94	0,09	0,15	0,08	99,40	13,2	4,4	8,8	73,6			
Боординский интрузив. А. Т. Почернин, 1955 г.																				

Окислы, вес. %														Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому				Фазовость	Кол-во проб	Названия интрузив, автор, год. Породы
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	С мм	а	с	в	с			
Кызыломпульский комплекс (Р)																		Кызыломпульский массив, С. Д. Туровский, 1952, г., Р. Д. Гаврилин, 1964 г.		
57,60	0,79	18,85	3,72	1,18	0,05	1,95	3,89	4,31	5,91	0,14	0,31	1,19	99,89	18,2	3,6	11,5	66,7	I	16	Сиениты
62,90	0,57	16,14	1,83	2,56	0,09	2,00	3,14	3,75	6,11	0,23	0,15	1,07	100,54	17,0	2,2	8,9	71,9	II	9	Граносиениты
73,62	0,23	13,63	1,06	0,39	0,02	0,77	0,91	4,31	4,90	—	0,12	0,44	100,40	15,8	0,8	2,9	80,5	III	3	Аляскиты
64,71	0,53	16,21	2,20	1,37	0,05	1,57	2,65	4,12	5,64	0,12	0,19	0,90	100,26	17,0	2,3	6,9	73,8	Среднее по массиву		
Кокмайнакский массив. Елютин и др., 1961 г.																				
65,93	0,46	15,76	1,01	2,39	0,05	1,57	2,44	2,53	6,17	0,28	0,34	0,79	99,72	14,5	2,9	6,7	75,9	II	3	Граносиениты
64,83	0,51	15,95	1,42	2,47	0,07	1,78	2,79	3,14	6,14	0,31	0,24	0,93	100,58	15,7	2,9	7,3	74,1	II	12	Граносиениты
65,19	0,51	16,16	2,10	1,35	0,05	1,51	2,56	3,97	5,60	0,14	0,23	0,86	100,23	16,9	2,4	6,4	74,3	Среднее по комплексу		
Джумголо-Терской зона																		Сусамырский интрузив. Р. Д. Гаврилин, 1966 г., и др.		
Каледонская интрузивная серия																				
Сусамырский комплекс (O ₂ -3)																				
56,86	1,03	15,38	5,36	3,85	0,17	3,60	6,26	2,76	2,96	1,45	—	—	99,68	10,5	5,0	17,0	67,5	I	2	Диориты
71,62	0,14	17,70	1,12	0,70	0,18	0,12	2,02	3,42	2,16	—	—	1,01	100,18	10,0	2,0	10,0	78,0	II	1	Граниты
73,20	0,24	13,0	2,02	1,29	0,03	0,90	1,06	2,02	6,12	0,26	—	—	100,08	12,5	1,5	6,0	80,0	IV	2	Граниты аляски- товые
67,23	0,47	15,36	2,83	1,94	0,12	1,54	3,11	2,73	3,74	0,57	—	0,34	99,98	11,0	3,0	11,0	75,0	Среднее по комплексу		
Джумгольский комплекс (O ₃ -S)																		Джумгольский интрузив. И. В. Носырев и др., 1960 г.		
54,70	0,97	14,58	1,77	3,48	0,13	7,57	9,72	2,08	2,50	—	0,33	2,26	100,09	8,5	5,0	24,0	62,5	I	1	Кварцевое габбро
65,06	0,61	15,92	1,94	3,09	0,08	1,43	2,85	4,04	3,53	0,04	0,41	1,21	100,21	14,0	3,5	7,5	75,0	II	7	Гранодиориты
75,04	0,13	12,50	0,49	1,94	0,03	0,59	0,80	4,40	3,90	—	0,10	0,40	100,32	14,5	1,0	3,0	81,5	IV	1	Аляскиты
64,93	0,57	14,33	1,40	2,83	0,08	3,19	4,21	3,50	3,31	0,01	0,28	1,29	99,93	12,3	3,2	11,5	73,0	Среднее по интрузиву		
Кугандинский интрузив. И. В. Носырев, 1960 г.																				
70,52	0,31	14,02	0,12	2,30	0,05	1,44	0,88	3,86	4,31	—	0,24	0,80	98,85	14,5	1,5	6,0	78,0	III	4	Граниты
73,09	0,29	13,57	0,78	1,66	—	0,44	1,42	3,08	4,94	—	0,67	0,62	100,56	13,5	1,5	3,5	81,5	IV	2	Аляскиты
71,80	0,30	13,79	0,45	1,98	0,02	0,94	1,15	3,47	4,80	—	0,46	0,71	99,77	14,0	1,5	4,5	80,0	Среднее по Кугандинскому интрузиву		
74,06	0,26	13,03	0,63	1,80	0,01	0,51	1,11	3,74	4,42	—	0,38	0,51	100,46	14,0	1,0	3,5	81,5	Среднее по IV фазе комплекса		
66,08	0,54	14,39	1,11	2,67	0,06	2,74	3,64	3,43	3,69	0,01	0,34	1,19	99,89	12,7	2,7	10,2	74,2	Среднее по комплексу		
Терской интрузивной серии																		Терской интрузив. Д. М. Шендерович, 1960 г.		
Терской комплекс (O ₃ -S)																				
56,88	0,75	18,29	5,83	2,47	0,11	2,82	5,88	2,63	3,14	—	—	—	98,80	10,7	7,4	12,9	68,9	I	2	Диориты
63,72	0,33	19,01	1,31	2,26	0,07	1,08	4,95	2,11	4,37	—	—	—	99,21	11,3	6,2	7,6	74,7	II	1	Гранодиориты
73,24	0,10	13,64	0,99	1,78	0,04	0,97	2,72	4,27	2,36	—	—	—	100,11	12,3	2,5	4,7	80,3	IV	1	Аляскиты
64,61	0,39	16,98	2,71	2,17	0,07	1,62	4,51	3,01	3,29	—	—	—	99,36	11,4	5,3	8,4	74,6	Среднее по интрузиву		
Акуйский интрузив. Д. М. Шендерович, 1960 г.																				
64,27	0,56	16,43	3,95	2,89	0,07	1,66	3,39	2,21	4,05	—	—	—	99,48	10,7	4,1	11,9	73,2	II	1	Гранодиориты
71,22	0,29	14,62	0,31	2,30	0,03	0,82	1,93	3,17	4,13	—	—	—	98,82	12,8	2,3	5,6	79,3	III	2	Граниты
74,57	0,13	13,91	0,87	2,23	0,07	0,39	1,34	1,91	3,79	—	—	—	99,26	9,2	1,5	8,9	80,4	IV	1	Аляскиты
70,02	0,32	14,98	1,71	2,47	0,06	0,96	2,22	2,43	3,99	—	—	—	99,16	10,9	2,6	8,8	77,6	Среднее по интрузиву		
Среднее по фазам Терской интрузивной серии																				
56,88	0,75	18,29	5,83	2,47	0,11	2,82	5,88	2,63	3,14	—	—	—	98,20	10,7	7,4	12,9	68,9	I	2	Диориты
63,99	0,44	17,72	2,63	2,57	0,07	1,37	4,17	2,16	4,21	—	—	—	99,33	11,0	5,1	9,7	73,9	II	2	Гранодиориты
71,22	0,29	14,62	0,31	2,30	0,03	0,82	1,93	3,17	4,13	—	—	—	98,82	12,8	2,3	5,6	79,3	III	2	Граниты
73,40	0,11	13,77	0,93	2,00	0,05	0,68	2,03	3,09	3,07	—	—	—	99,13	10,7	2,0	6,8	80,3	IV	2	Аляскиты
66,37	0,39	16,10	2,43	2,34	0,07	1,42	3,50	2,76	3,84	—	—	—	99,22	11,1	3,9	8,6	76,1	Среднее по комплексу		
Гердинская интрузивная серия																		Сандыкский интрузив. Б. И. Злобин, 1960 г.		
56,45	0,57	17,26	2,33	3,66	—	3,83	5,87	3,05	6,12	—	—	0,52	99,66	16,0	7,0	12,0	65,0	I	1	Моноциты
58,53	0,62	18,89	1,85	2,11	—	1,32	2,94	3,18	9,50	—	—	0,88	99,82	20,0	2,0	11,0	67,0	II	6	Сиениты
57,49	0,60	18,07	2,09	2,88	—	2,57	4,40	3,12	7,81	—	—	0,70	99,73	18,0	4,5	11,5	66,0	Среднее по интрузиву		

Оксиды, вес. %														Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому				Фазовость	Кол-во проб	Название интрузива, автор, год. Порода
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	Сумма	a	c	v	s			
Срединный Тянь-Шань																				
Чаткальская зона																				
Герцинская интрузивная серия																				
Майдантальский комплекс (C ₂ -C ₃)																				
49,56	0,78	18,57	3,33	5,24	0,09	4,24	11,33	4,50	1,35	—	0,05	0,26	99,30	13,4	6,6	22,4	57,6	I 3 Габбро		
Каракорумский массив. В. В. Козырев, 1961 г.																				
Майдантальский интрузив. А. С. Аделунг, 1951 г., Х. Х. Урманов, 1951 г., Б. А. Ким, 1960 г., Е. М. Головин, 1955 г.																				
53,31	1,12	15,10	3,12	4,86	0,12	5,00	7,10	2,79	4,72	0,28	0,18	1,48	99,18	13,1	3,7	20,9	62,3	I 8 Габбро-монциты		
61,14	0,47	15,50	2,30	3,70	0,07	2,25	5,53	2,89	3,40	—	0,28	0,18	97,61	11,6	4,9	11,5	72,0	II 1 Гранодиориты		
67,40	0,55	14,78	1,39	3,08	0,08	1,25	2,76	3,34	4,32	0,36	0,02	0,22	99,52	13,6	3,0	6,6	76,8	III 1 Адамеллиты		
74,69	0,09	13,05	0,84	1,16	0,03	0,56	0,96	3,54	4,34	0,01	0,10	0,28	99,65	13,4	1,1	3,6	81,9	IV 28 Аляскиты		
64,13	0,56	14,61	1,91	3,20	0,07	2,28	4,09	3,14	4,19	0,16	0,14	0,54	99,02	12,9	3,1	10,6	73,4	Среднее по интрузиву		
Ихначский интрузив																				
63,80	0,38	15,17	1,92	2,49	0,04	1,67	4,48	3,55	2,98	—	0,59	0,34	97,41	12,5	4,1	8,5	74,9	II 9 Гранодиориты		
72,86	0,17	13,48	0,64	1,04	0,02	0,30	1,50	3,98	4,75	—	0,45	0,33	99,52	15,2	1,2	2,5	81,1	IV 3 Граниты		
68,33	0,27	14,32	1,28	1,74	0,03	0,98	2,99	3,76	3,87	—	0,52	0,33	98,42	13,8	2,6	5,5	78,0	Среднее по интрузиву		
Баркракский массив. О. И. Ким, 1961 г., В. И. Народная, 1961 г., и др.																				
74,03	0,06	13,24	0,47	1,30	0,04	0,32	0,75	4,63	4,14	0,02	0,19	0,44	99,63	15,6	0,7	2,2	81,5	IV 20 Аляскиты		
Манасский массив. Х. Х. Урманов, 1951 г.																				
75,62	0,13	12,26	—	1,04	0,02	0,55	1,56	2,94	5,02	0,05	0,14	1,24	100,57	13,2	1,3	2,3	83,3	IV 2 Аляскиты		
Джурджурский массив. В. В. Козырев и др., 1961 г.																				
74,61	0,12	13,27	0,46	1,97	0,33	0,70	0,78	4,32	3,40	0,01	0,21	0,57	100,59	13,6	0,9	4,9	80,5	IV 2 Аляскиты		
Среднее по фазам комплекса																				
51,43	0,95	17,33	3,22	5,05	0,10	4,62	9,21	3,64	3,03	0,14	0,11	0,87	99,70	12,4	5,5	22,2	59,9	I 11 Габбро		
62,47	0,42	15,33	2,11	3,09	0,05	1,96	5,00	3,22	3,19	—	0,43	0,26	97,53	12,3	4,5	8,6	74,6	II 10 Гранодиориты		
67,40	0,55	14,78	1,38	3,08	0,08	1,25	2,76	3,34	4,32	0,36	0,02	0,22	99,52	13,6	3,0	6,6	76,8	III 1 Адамеллиты		
72,86	0,17	13,48	0,64	1,04	0,02	0,30	1,50	3,98	4,75	—	0,45	0,33	99,52	15,1	1,2	2,5	81,2	IV 3 Граниты		
74,74	0,10	12,95	0,44	1,37	0,10	0,53	1,01	3,86	4,22	0,02	0,16	0,63	100,13	13,9	1,2	3,1	81,8	V 52 Аляскиты		
65,78	0,43	14,77	1,56	2,73	0,07	1,73	3,89	3,61	3,90	0,10	0,23	0,46	99,26	13,4	3,0	8,6	74,8	Среднее по комплексу		
Акбулакский интрузив А. С. Аделунг, 1948 г., З. А. Юдаевич, 1962 г., Е. М. Головин, 1943 г., и др.																				
57,11	0,59	17,02	2,54	4,48	0,20	3,71	5,85	3,27	3,87	0,04	0,18	1,43	100,25	12,8	5,2	15,2	66,8	I 14 Диориты		
63,35	0,53	16,28	1,82	2,88	0,08	1,97	4,12	3,52	3,74	—	0,12	0,98	99,39	13,2	4,5	8,3	73,9	II 18 Гранодиориты		
68,27	0,30	15,09	1,78	1,74	0,04	2,04	2,55	3,34	3,80	0,01	0,14	0,85	99,95	12,6	3,1	7,1	77,2	III 8 Адамеллиты		
72,19	0,14	13,80	0,80	1,40	0,07	0,79	1,16	4,26	4,79	—	0,16	0,67	100,23	15,7	1,1	3,5	79,7	IV 6 Граниты лейкократовые		
65,23	0,39	15,55	1,73	2,62	0,09	2,12	3,42	3,59	4,05	0,01	0,15	0,98	99,93	13,6	2,5	8,5	74,4	Среднее по интрузиву		
Чимганский интрузив З. А. Юдаевич, 1958 г. И. М. Исамухамедов, 1941 г.																				
63,89	0,50	16,29	1,64	2,72	0,08	1,87	3,55	3,77	4,49	0,03	0,27	0,52	99,62	14,8	3,6	7,8	73,2	II 6 Гранодиориты		
73,00	0,20	13,71	0,39	2,03	0,06	0,52	1,19	3,78	4,44	0,04	0,23	0,43	99,79	14,2	1,4	3,8	80,6	IV 3 Граниты		
76,16	0,04	13,61	0,72	0,58	0,24	0,18	0,62	3,80	4,10	—	0,03	0,36	100,44	13,6	0,7	3,7	81,9	V 4 Аляскиты		
71,01	0,24	14,54	0,91	1,78	0,13	0,85	1,79	3,78	4,34	0,02	0,17	0,43	99,99	14,2	1,9	5,1	78,6	Среднее по интрузиву		
Арашанский интрузив. Е. М. Головин, 1947 г., З. А. Юдаевич, 1963 г., В. В. Козырев, 1963 г., и др.																				
73,92	0,23	12,72	0,74	1,43	0,05	0,51	1,15	3,63	4,70	—	0,10	0,50	99,68	14,3	1,1	2,8	81,8	IV 10 Граниты		
75,62	0,18	12,85	0,53	1,19	0,01	0,35	0,86	4,51	3,40	—	0,10	0,40	100,00	15,5	0,3	2,6	81,6	V 7 Аляскиты		
74,77	0,20	12,78	0,63	1,31	0,03	0,43	1,00	4,07	4,05	—	0,10	0,45	99,82	14,9	0,7	2,7	81,7	Среднее по интрузиву		
Среднее по фазам комплекса																				
57,11	0,59	17,02	2,54	4,48	0,20	3,71	5,85	3,27	3,87	0,04	0,18	1,43	100,25	12,9	5,2	15,0	66,9	I 14 Диориты		
63,62	0,51	16,29	1,73	2,80	0,07	1,92	3,83	3,64	4,12	0,01	0,20	0,75	99,49	14,1	4,0	8,2	73,7	II 24 Гранодиориты		

Оксиды, вес. %														Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому				Фазовость	Кол-во проб	Название интрузива, автор, год. Породы
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	Сумма	a	c	v	s			
68,27	0,30	15,09	1,78	1,74	0,04	2,04	2,55	3,34	3,80	0,01	0,14	0,85	99,95	12,5	3,0	7,8	76,7	III	8	Адамеллиты
73,03	0,16	13,41	0,64	1,62	0,06	0,61	1,16	3,89	4,64	0,01	0,16	0,53	99,92	14,9	1,3	3,0	80,8	IV	19	Граниты
75,89	0,11	13,23	0,62	0,88	0,12	0,26	0,74	4,15	3,75	—	0,06	0,38	100,19	13,8	0,8	3,1	82,3	V	11	Аляскиты
67,58	0,33	15,01	1,46	2,30	0,10	1,71	2,83	3,66	4,04	0,01	0,15	0,79	99,97	13,6	2,8	7,4	76,0	Среднее по интрузиву		
Караарчинский комплекс (P ₁)																				
63,48	0,44	17,21	2,14	2,67	0,04	1,90	3,64	4,16	3,54	0,02	0,14	0,67	100,00	14,5	4,4	7,7	73,4	I	3	Гранодиориты
Сусунгенский интрузив. Е. И. Мезенцева, 1951 г.																				
64,42	—	15,28	3,16	2,93	—	1,57	3,81	3,07	3,31	0,11	0,44	—	98,16	11,9	4,5	8,6	75,0	I	3	Гранодиориты
71,06	—	14,28	2,07	1,06	—	0,43	2,26	3,38	3,97	0,07	0,31	—	98,89	13,2	2,6	4,0	80,2	II	3	Граниты
67,74	—	14,78	2,61	1,99	—	1,00	3,03	3,22	3,64	0,09	0,37	—	98,47	12,5	3,5	6,4	77,6	Среднее по интрузиву		
Саргардонский массив. И. М. Евфименко, В. М. Петров, 1959 г., и др.																				
72,12	0,35	13,37	0,62	3,72	0,05	0,50	1,42	4,27	3,30	0,04	0,18	0,63	100,57	13,7	1,7	5,0	79,6	III	9	Аляскитовые граниты
69,04	0,19	14,63	1,78	2,53	0,02	0,88	2,46	3,75	3,56	0,06	0,26	0,65	99,81	13,4	3,0	5,4	78,2	Среднее по комплексу		
Западно-Таласский комплекс (P ₁)																				
48,89	0,93	16,73	5,07	3,56	0,22	4,39	8,55	2,86	6,69	0,71	0,12	0,75	99,47	16,5	3,2	23,1	57,2	I	5	Псевдолейцитовые шонкиниты
Ирисуйский массив. К. А. Абдрахманов, 1961 г.																				
49,77	0,57	14,36	9,90	—	5,71	9,77	2,88	4,67	—	—	2,00	99,63	13,2	3,0	27,1	56,7	I	5	Псевдолейцитовые шонкиниты	
53,76	0,94	15,97	8,49	—	2,95	6,26	4,59	5,63	0,25	0,09	0,58	99,51	18,1	1,6	18,3	62,0	II	5	Монзониты	
51,76	0,75	15,16	9,19	—	4,33	8,01	3,73	5,15	0,12	0,04	1,29	99,53	15,6	2,4	22,7	59,3	Среднее по массиву			
52,04	0,84	15,75	8,85	—	5,16	7,71	3,73	5,10	0,30	0,07	0,97	99,55	16,5	2,3	21,7	59,5	Среднее по комплексу			
Кураминская зона																				
Каледонская интрузивная серия																				
Каракинский комплекс (O ₃ -S)																				
74,52	0,10	12,51	0,22	1,07	0,05	0,45	0,71	3,00	5,80	0,04	0,22	1,22	100,22	14,5	1,0	2,0	82,5	I	3	Аляскиты
Герцинская интрузивная серия																				
Калканатинский комплекс (D ₂)																				
62,08	0,42	16,85	2,56	3,03	0,19	2,52	2,46	3,27	4,43	0,09	0,20	98,10	93,10	13,7	3,1	12,3	70,9	I	8	Гранодиориты
Шавасский комплекс (C ₁₋₂)																				
48,48	0,60	20,56	3,37	6,27	0,10	3,71	10,31	2,75	1,35	0,08	0,07	2,72	100,07	8,9	10,6	19,7	60,8	I	2	Габбро
57,60	0,59	17,85	3,74	3,25	0,13	2,81	5,27	2,64	3,88	0,34	0,33	1,47	99,90	11,9	6,7	11,8	69,6	II	4	Диориты
62,28	0,47	16,12	2,08	3,39	0,10	3,03	4,07	2,87	3,14	0,16	0,28	1,74	99,73	11,2	5,1	11,0	72,7	III	7	Гранодиориты
67,29	0,45	15,01	0,63	3,07	0,06	2,25	2,17	2,67	4,33	0,06	0,24	1,37	99,60	12,0	2,6	9,7	75,7	IV	2	Адамеллиты
72,00	0,22	14,73	0,70	0,81	—	0,85	0,49	2,83	5,76	—	0,12	1,36	99,87	14,0	0,6	6,3	79,1	V	1	Гранит-порфиры
61,53	0,46	16,85	2,10	3,35	0,07	2,53	4,46	2,73	3,69	0,13	0,21	1,67	99,78	11,6	5,2	11,7	71,7	Среднее по интрузиву		
Акчинский комплекс (C _{2m})																				
47,77	0,61	20,12	4,13	5,02	0,11	4,93	11,27	2,81	1,25	0,37	0,29	1,08	99,76	8,6	10,1	22,4	58,9	I	7	Габбро
53,30	0,41	18,06	3,29	3,57	0,19	5,78	8,12	2,70	1,95	0,25	0,69	1,67	99,96	9,2	8,0	19,2	63,6	II	2	Габбро-диориты
63,77	0,30	16,65	1,99	2,68	0,06	2,11	3,45	2,10	3,89	0,26	0,42	1,16	98,84	10,4	4,3	11,6	73,7	III	4	Гранодиориты
54,94	0,44	18,27	3,13	3,76	0,09	4,27	7,61	2,53	2,36	0,29	0,46	1,30	99,45	9,4	7,5	17,7	65,4	Среднее по интрузиву		
Карамазарский комплекс (C _{2b2} ?)																				
63,05	0,59	16,06	1,97	2,73	0,09	2,06	4,33	3,24	3,23	0,22	0,54	1,36	99,47	12,1	5,0	8,4	74,5	II	10	Гранодиориты
Музбекский массив. Л. А. Быков и др., 1970 г.																				
63,48	0,54	14,53	1,77	3,30	0,10	2,19	3,57	2,83	4,05	0,28	0,05	2,11	98,80	13,7	2,9	10,0	73,4	II	13	Гранодиориты

	Оксиды, вес. %														Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому				Фазовость	Кол-во проб	Название интрузива, автор, год. Породы
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	Сумма	а	с	в	с			
63,97	0,48	15,67	1,79	3,00	0,09	1,75	3,71	3,39	4,22	0,15	0,04	1,85	100,11	13,9	3,7	8,1	74,3	II 2 Гранодиориты	Пангазский массив. Н. И. Соустов, 1957 г.		
62,04	0,52	16,14	1,97	3,00	0,10	1,93	3,72	3,81	4,12	—	—	1,85	99,20	14,7	3,7	8,9	72,7	II 1 Гранодиориты	Кендырский массив. Н. И. Соустов, 1957 г.		
57,81	0,65	13,93	4,32	3,70	0,04	3,47	5,44	3,50	3,32	0,25	0,26	1,43	98,12	12,6	3,1	16,9	67,4	I 4 Диориты	Западно-Карамазарский интрузив. Н. П. Васильковский, Н. А. Соустов, 1958 г. Ю. С. Шихин, Ю. В. Ныркв, 1963 г., и др.		
62,91	0,55	15,19	2,21	2,85	0,10	2,64	4,04	2,72	3,83	0,21	0,38	1,20	98,83	11,8	4,5	9,8	73,9	II 30 Гранодиориты			
67,64	0,38	15,42	1,18	2,16	0,08	1,49	2,22	3,38	3,91	0,20	—	1,86	99,92	13,0	2,6	7,8	76,6	III 14 Адамеллиты			
62,79	0,52	14,84	2,57	2,90	0,07	2,53	3,90	3,20	3,68	0,22	0,21	1,49	98,85	12,4	3,4	11,5	72,9	Среднее по интрузиву			
57,88	0,81	15,71	3,18	4,65	0,15	3,35	6,46	3,23	2,38	0,30	—	0,86	98,96	10,4	5,0	20,3	64,3	I 4 Кварцевые диориты	Акташский интрузив. А. В. Перетрутов, 1963 г., Л. Г. Лунина, 1959 г., С. М. Бабаходжаев, 1968 г.		
62,39	0,56	15,83	1,55	3,41	0,10	2,09	3,81	3,45	4,25	0,12	0,18	1,79	99,53	14,2	3,7	9,4	72,7	II 20 Гранодиориты			
65,92	0,44	15,31	1,58	2,61	0,07	1,32	3,20	3,58	4,15	0,14	0,16	1,19	99,67	15,3	2,3	7,6	74,8	III 23 Адамеллиты			
69,84	0,18	14,93	1,71	1,41	0,05	1,1	1,72	3,89	4,06	0,08	0,08	0,78	99,83	14,0	2,0	6,0	78,0	IV 4 Граниты порфировидные			
74,53	0,14	12,81	0,49	1,05	0,02	0,32	1,10	3,43	5,01	0,07	0,11	1,04	100,03	14,3	11,2	2,1	82,4	V 4 Аляскиты	Среднее по интрузиву		
66,11	0,43	14,92	1,70	2,60	0,08	1,63	3,26	3,51	3,97	0,14	0,14	1,13	99,62	13,4	3,3	7,5	75,8	Среднее по фазам комплекса			
57,84	0,73	14,81	3,75	4,17	0,10	3,42	5,95	3,36	2,85	0,27	0,13	1,14	98,52	11,9	4,1	16,5	67,5	I 8 Кварцевые диориты	Среднее по фазам комплекса		
62,97	0,54	15,57	1,88	3,05	0,10	2,11	3,86	3,24	3,95	0,16	0,19	1,69	99,31	13,1	4,2	9,1	73,6	II 76 Гранодиориты	Среднее по комплексу Алмалулакский массив. Ю. В., Ныркв 1963		
66,78	0,41	15,36	1,38	2,38	0,08	1,40	2,71	3,48	4,03	0,17	0,08	1,52	99,78	13,4	0,4	9,6	76,6	III 37 Адамеллиты			
69,84	0,18	14,93	1,71	1,41	0,05	1,1	1,72	3,89	4,06	0,08	0,08	0,78	99,83	14,0	2,0	6,0	78,0	IV 4 Граниты порфировидные			
74,53	0,14	12,81	0,49	1,05	0,02	0,32	1,10	3,43	5,01	0,07	0,11	1,04	100,03	14,3	11,3	2,0	82,4	V 4 Аляскиты			
66,39	0,40	14,69	1,84	2,41	0,07	1,67	3,07	3,48	3,98	0,15	0,11	1,23	99,49	13,4	3,2	7,3	76,1	Среднее по комплексу			
63,96	0,43	15,56	2,23	2,07	0,06	1,91	3,52	3,51	4,11	0,20	0,21	0,18	97,95	13,9	3,7	7,9	74,5	III 12 Гранодиориты	Среднее по III фазе комплекса		
63,12	0,45	15,84	2,15	2,73	0,08	2,47	3,79	3,19	3,62	0,18	0,52	0,96	98,83	12,6	4,5	9,1	73,8	Среднее по III фазе комплекса			
61,68	0,52	16,79	2,12	3,23	0,07	2,42	4,41	2,81	3,79	0,13	0,20	1,51	—	11,9	5,0	11,3	71,8	Среднее по комплексу			
Саукбулакский комплекс (C ₂ B ₂ ?)																			Моголтауский массив. А. В. Покровский, 1951 г., С. Т. Бадалов, 1958 г.		
53,53	1,04	16,56	5,10	3,86	0,08	3,21	5,79	4,90	3,03	0,61	0,50	1,65	99,86	15,5	3,6	17,2	63,7	I 4 Монциты	Среднее по массиву		
57,04	0,69	17,79	2,99	2,23	0,09	2,72	4,04	5,22	4,63	0,45	0,10	2,20	100,19	18,6	2,9	11,6	66,9	III 3 Сиенит-порфиры			
55,28	0,86	17,17	4,04	3,04	0,09	2,96	4,91	5,06	3,83	0,53	0,30	1,92	99,99	17,0	3,2	14,4	65,4				
Окурдаванский массив. В. А. Попов, 1955 г.																					
62,26	0,46	15,47	2,83	2,65	0,11	1,80	4,69	2,54	4,47	0,17	1,63	0,34	99,42	12,9	4,7	5,4	76,9	I 2 Кварцевые монцит-порфиры	Среднее по массиву		
62,53	0,45	15,26	1,97	3,76	0,12	2,26	3,70	3,14	4,08	0,42	0,92	0,74	99,35	12,9	3,8	11,3	71,9	II 2 Гранодиориты			
64,00	0,21	16,78	2,96	0,87	0,02	0,19	0,70	4,21	8,36	0,21	1,26	0,14	99,91	21,6	0,6	4,1	73,7	III 1 Сиенит-порфиры			
62,93	0,37	15,83	2,58	2,43	0,08	1,41	3,03	3,29	5,63	0,26	1,27	0,41	99,52	16,5	3,0	6,5	74,0	Среднее по массиву			
59,11	0,61	16,50	3,31	2,73	0,08	2,18	3,97	4,17	4,73	0,39	0,78	1,16	99,72	17,4	3,2	6,0	73,4	Среднее по комплексу			
Кызылсайский комплекс (C ₂ -C ₃)																			Башкызылсайский интрузив. И. М. Воловикова, 1958 г., К. У. Урунбаев, 1964 г.		
62,54	0,47	17,10	1,60	3,26	0,06	2,62	2,65	2,49	3,65	0,03	0,70	1,06	98,23	10,8	3,2	14,6	71,4	I 4 Гранодиориты	Среднее по интрузиву		
73,29	0,29	14,89	1,89	0,46	—	1,00	0,71	2,40	3,04	0,17	0,64	1,20	99,98	9,1	0,8	11,5	78,6	II 1 Граниты аляскитовые			
67,91	0,38	15,99	1,74	1,86	0,03	1,81	1,68	2,44	3,34	0,10	0,67	1,13	99,08	10,0	2,0	13,0	75,0	I 1 Граниты аляскитовые			

Оксиды, вес. %														Числовые характеристики по А. Н. Заваряцкому				Фазовость	Конт-но проб	Название интрузива, автор, год. Порода
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	Сумма	a	c	v	s			
63,18	0,51	16,12	1,72	3,30	0,09	2,02	4,03	3,12	3,95	0,14	0,19	1,72	100,09	12,9	4,6	8,6	73,9	I 13 Гранодиориты II 4 Адамеллиты III 2 Граниты аляски- товые	Чаткало-Ангренский интрузив Н. П. Васильковский, 1946 г., Ф. Ш. Раджабов, 1958 г. Б. Г. Хайрулин, 1962 г., и др.	
66,75	0,42	15,38	1,26	2,26	0,08	1,48	2,90	2,84	4,88	0,11	0,21	0,93	99,50	13,4	3,6	6,2	76,8			
74,30	0,17	12,48	0,74	1,47	0,06	0,45	0,63	3,13	5,67	0,03	0,15	0,93	100,21	14,5	1,0	3,0	81,5			
68,08	0,36	14,66	1,24	2,34	0,08	1,31	2,52	3,03	4,83	0,09	0,18	1,19	99,91	13,5	3,0	6,0	77,5	Среднее по интрузиву	Чоркасарский массив. Л. Г. Лу- нина, 1958 г., Б. Г. Хайрулин, 1962 г., и др.	
72,95	0,27	13,24	1,15	1,26	0,04	0,48	1,16	3,37	4,96	0,02	0,10	0,61	99,61	14,4	1,4	2,9	81,3			
72,57	0,22	13,09	0,56	2,09	0,07	0,44	2,04	3,42	4,18	0,07	0,08	1,03	99,86	13,4	1,9	3,7	81,0	Среднее по фазам комплекса	Аштский массив Ю. В. Ныркoв, 1963 г. Восточно-Шавасский массив Е. М. Головин, 1959 г., г. Л. А. Быков и др., 1970	
65,31	0,38	15,51	1,27	3,02	0,08	2,17	3,09	2,42	4,36	0,10	0,17	1,42	99,30	11,5	3,5	10,0	75,0			
67,57	0,32	14,67	1,36	2,49	0,05	1,83	2,49	2,81	4,59	0,05	0,08	1,06	99,37	12,8	3,0	7,4	76,8			
70,50	0,20	14,68	1,38	1,06	0,03	1,27	1,57	2,93	5,04	—	0,10	0,94	99,70	13,0	2,0	6,5	78,5			
67,79	0,30	14,95	1,33	2,19	0,05	1,42	2,38	2,72	4,66	0,03	0,11	1,14	99,07	12,4	2,8	8,0	76,8			
63,68	0,45	16,28	1,53	3,19	0,08	2,27	3,28	2,67	3,99	0,09	0,35	1,40	99,26	11,8	4,1	10,3	73,7			
67,16	0,37	15,02	1,27	2,37	0,07	1,65	2,69	2,83	4,73	0,08	0,15	1,00	99,39	12,9	3,4	6,8	76,9	Среднее по комплексу	Чорух-Дайронский интрузив Н. П. Васильковский, 1952 г., Ю. В. Ныркoв, 1963 г., и др.	
73,32	0,24	13,42	1,08	1,32	0,06	0,59	1,13	3,08	4,46	0,07	0,24	0,94	99,95	12,9	1,3	4,9	80,8			
68,05	0,35	14,91	1,29	2,26	0,07	1,50	2,70	2,86	4,39	0,08	0,24	1,11	99,81	12,8	2,9	7,3	77,0			
Куюндинский комплекс (P ₁)														Среднее по интрузиву	Куюндинский массив Б. Г. Хайрулин, Д. П. Ляшке- вич, 1961 г., Х. Б. Фаттахoв, 1968 г.					
61,10	0,95	15,57	2,32	3,95	0,11	2,52	4,53	5,16	2,63	0,20	0,26	0,58	99,88			14,9	2,9	12,4	69,7	
61,89	0,57	15,92	2,04	3,02	0,18	1,99	5,27	4,29	2,84	0,09	0,46	0,18	98,74			13,6	4,6	10,1	71,6	
70,58	0,34	13,89	1,41	2,56	0,10	0,90	2,28	3,65	3,88	0,04	0,34	0,04	99,97	13,5	2,3	5,5	78,7			
64,52	0,62	15,12	1,92	3,18	0,13	1,80	4,02	4,36	3,11	0,11	0,35	0,26	99,50	14,0	2,5	9,3	73,3	Среднее по комплексу	Бабайобский массив Ю. В. Ныркoв, 1963 г.	
62,52	0,59	15,55	2,33	3,28	0,19	2,11	4,37	3,16	3,74	0,13	0,14	0,89	99,00	12,6	4,3	10,2	72,8			
73,18	0,17	13,87	0,97	1,77	0,06	0,68	1,28	2,31	4,58	0,10	0,14	0,89	100,00	11,5	1,5	5,5	81,5			
67,85	0,38	14,71	1,65	2,52	0,12	1,39	2,82	2,73	4,16	0,11	0,14	0,89	99,47	12,0	2,9	7,8	77,1			
66,18	0,50	14,91	1,78	2,85	0,12	1,59	3,42	3,54	3,63	0,11	0,25	0,57	99,45	13,0	2,7	8,5	75,2			
Кызылнуринский комплекс (P ₂ -T ₁)														Среднее по комплексу	Чалатинский штoк					
59,58	1,00	14,72	4,15	4,43	0,14	1,88	4,36	4,28	3,55	0,46	—	0,60	99,15			14,7	2,5	13,9	68,9	
64,71	0,38	15,08	1,78	2,18	0,08	0,84	2,43	3,58	4,59	0,29	0,84	1,70	98,48			15,1	2,9	5,4	76,6	
77,16	0,17	13,32	0,76	0,60	—	0,29	0,50	5,11	1,40	0,03	0,05	0,11	99,50	12,5	0,5	4,5	82,5			
67,15	0,51	14,37	2,23	2,40	0,07	1,00	2,43	4,32	3,18	0,26	0,31	0,80	99,03	14,0	2,0	8,0	76,0			
Нарынская зона														Среднее по комплексу	Уланский интрузив В. Г. Королев, 1959 г.					
Теректы-Уланский комплекс (C ₂)																				
56,43	0,85	17,47	2,95	5,25	0,08	3,95	7,55	2,87	1,54	—	1,03	0,17	100,14	8,8	7,7	16,8	66,7			
64,50	0,47	16,70	2,20	2,12	0,06	1,62	4,78	3,37	2,62	0,05	0,45	0,41	99,35	11,6	5,7	7,2	75,5			

Окислы, вес. %														Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому				Фазовость	Кол-во проб	Название интрузива, автор, год. Порода
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	Сумма	a	c	v	s			
Нарынская зона																				
Теректы-Уланский комплекс (С ₂)																				
68,93	0,50	15,00	3,18	2,14	0,02	1,02	5,15	2,06	1,36	0,04	0,16	0,46	100,02	6,8	6,4	7,2	79,6	III 1 Адамеллиты Среднее по интрузиву		
63,28	0,61	16,39	2,78	3,17	0,05	2,19	5,83	2,76	1,84	0,03	0,55	0,34	99,82	9,1	6,6	10,4	73,9			
65,74	0,72	15,10	0,52	3,55	0,08	1,65	3,15	3,70	4,13	0,17	0,05	0,57	99,08	14,2	3,0	7,4	75,4	II 1 Гранодиориты III 4 Адамеллиты IV 1 Граниты лейкократовые Среднее по интрузиву		
68,33	0,50	14,82	0,67	2,69	0,06	1,10	2,09	3,26	4,86	0,13	0,07	0,86	99,44	14,2	2,4	5,9	77,4			
73,69	0,06	15,15	0,06	0,30	—	0,31	0,73	4,41	4,68	0,06	0,10	0,75	100,24	15,8	0,8	3,3	80,1			
69,25	0,43	15,02	0,41	2,18	0,04	1,02	1,99	3,79	4,56	0,09	0,07	0,73	99,58	14,7	2,1	5,5	77,6			
56,43	0,85	17,47	2,95	5,25	0,08	3,95	7,55	2,87	1,54	—	1,03	0,17	100,14	8,8	7,7	16,8	66,7	I 2 Диориты II 5 Гранодиориты III 5 Адамеллиты IV 1 Граниты лейкократовые Среднее по фазам комплекса		
65,12	0,59	15,90	1,36	2,84	0,07	1,63	3,96	3,49	3,37	0,11	0,25	0,49	99,18	12,9	4,3	7,3	75,5			
68,65	0,50	14,91	1,92	2,41	0,04	1,06	3,62	2,66	3,11	0,07	0,12	0,66	98,99	10,5	4,4	6,6	78,5			
73,69	0,06	15,50	0,06	0,30	—	0,31	0,73	4,41	4,68	0,06	0,10	0,75	100,24	15,8	0,8	3,3	80,1			
65,97	0,50	15,94	1,57	2,70	0,05	1,74	3,97	3,36	3,17	0,08	0,37	0,51	99,93	12,0	4,3	8,5	75,2			
Кумбельский комплекс (С ₂ —С ₃)																				
54,37	1,00	19,11	2,58	5,26	0,12	3,72	6,49	2,21	2,32	0,40	—	0,74	98,32	8,6	8,4	16,2	66,8	I 3 Габбро II 3 Монциты III 7 Гранодиориты IV 2 Адамеллиты Среднее по интрузиву		
63,12	0,47	16,65	1,58	3,37	0,02	2,83	4,91	3,51	2,62	0,18	—	—	99,26	11,4	3,9	13,9	71,0			
64,63	0,54	15,69	2,10	2,28	0,05	2,40	3,99	3,22	4,12	0,09	0,05	0,56	99,72	13,1	4,2	8,7	73,9			
67,50	0,40	14,79	1,26	1,82	0,04	1,51	3,49	3,66	4,28	0,06	0,09	0,02	98,92	14,3	2,6	6,8	76,3			
62,40	0,60	16,56	1,88	3,23	0,06	2,61	4,72	3,15	3,34	0,18	0,04	0,33	99,10	11,8	4,8	11,4	72,0			
74,59	0,09	13,92	0,44	1,34	0,04	0,62	0,84	3,82	3,36	0,09	1,05	—	100,20	13,8	0,9	9,1	76,2		V 2 Граниты лейкократовые Айрнташского массива Среднее по комплексу	
64,84	0,50	16,03	1,59	2,81	0,05	2,22	3,94	3,28	3,34	0,16	0,23	0,26	99,25	12,2	4,8	8,0	75,0			
Кокйиримтауский комплекс (Р)																				
40,19	1,90	14,64	4,63	7,83	0,17	8,89	14,37	1,61	2,59	1,52	0,59	1,97	100,90	(P ₁)				I 3 Габбро II 6 Монциты, эсекиты, шонкиниты и др. III 2 Сиециты IV 1 Граниты Среднее по комплексу		
48,50	1,21	14,02	3,35	6,29	0,19	7,15	10,80	3,39	3,33	0,80	0,36	1,27	100,66	12,00	3,1	30,1	54,8			
56,52	0,63	18,71	2,47	3,21	0,10	2,38	4,81	3,87	5,77	—	0,29	0,92	99,68	17,3	4,2	11,4	67,1			
71,80	0,23	13,57	1,20	1,53	0,01	0,57	1,31	3,90	4,50	—	0,28	0,74	99,65	14,9	1,5	3,4	80,2			
54,25	0,99	15,23	2,91	4,71	0,14	4,75	7,82	3,19	4,05	0,58	0,38	1,22	100,22	14,7	3,0	15,0	67,3			
Джергетальский дайковый комплекс (Р ₂ ?)																				
50,39	0,86	13,91	2,82	4,66	0,08	6,41	7,12	2,74	3,01	0,49	—	7,28	99,77	10,9	4,3	23,6	61,1	I 15 Керсантинты II 4 Порфириты Среднее по комплексу		
58,64	0,64	13,71	1,64	3,22	0,03	3,27	5,80	3,57	2,27	0,22	—	6,77	98,78	11,7	5,1	12,6	70,4			
54,51	1,75	13,81	2,23	3,94	0,05	4,84	6,46	3,15	2,63	0,35	—	7,02	99,27	11,3	4,7	17,8	65,7			
Южный Тянь-Шань																				
Герцинская интрузивная серия																				
Кызылкумская зона																				
Султануиздагская подзона																				
Северо-Нуратинский комплекс (Д ₃ —С ₁)																				
37,76	0,15	3,30	5,45	4,53	0,06	34,73	2,17	0,97	0,06	0,01	2,03	8,93	99,25	0,4	1,7	60,0	37,9	I 2 Перидотиты II 5 Габбро Среднее по интрузиву		
45,53	0,10	15,70	4,22	4,07	0,05	12,18	10,50	1,27	0,10	—	1,90	3,66	99,29	3,1	9,4	33,4	54,1			
41,65	0,12	9,50	4,83	4,30	0,05	23,45	6,34	0,67	0,08	0,01	1,96	6,30	99,27	1,7	5,5	46,7	46,0			
Нуратинский комплекс (С ₃)																				
57,54	0,49	18,04	3,35	4,17	0,08	3,49	6,47	3,20	0,93	0,21	—	2,12	100,09	8,9	8,3	13,6	69,2	I 3 Диориты II 2 Гранодиориты Среднее по интрузивам		
63,09	0,33	20,70	0,63	1,66	0,02	2,20	4,93	3,57	1,67	0,38	—	0,68	99,86	10,4	6,0	11,4	72,2			
60,32	0,41	19,37	1,99	2,92	0,05	2,85	5,70	3,38	1,30	0,30	—	1,40	99,97	9,6	7,1	12,5	70,7			

Окислы, вес. %														Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому				Фазовость	Кол-во проб	Название интрузива, автор, год, Породы
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	N ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	Сумма	a	c	v	s			
<i>Букантауская подзона</i>																				
Нуратинский комплекс (С ₃)																				
57,50	0,67	16,85	0,77	4,94	0,07	4,53	5,61	4,09	2,97	0,14	0,08	0,95	99,17	13,5	4,7	15,2	66,6	I 3 Диориты II 16 Адамеллиты III 7 Граниты IV 5 Аляскиты	Букантауский, Алтынтауский, Кокнатаский, Саутбайский интрузивы. Х. Х. Урманов, 1955 г., Т. И. Хайрулина, 1954 г., Г. Д. Шмулевич, 1967 г.	
65,74	0,45	15,76	0,58	2,77	0,05	2,05	3,69	3,94	3,17	0,15	0,18	1,14	99,67	13,3	4,0	7,4	75,3			
71,07	0,25	13,98	0,20	2,22	0,04	0,91	2,07	3,62	3,04	0,11	0,21	2,08	99,74	12,3	2,6	4,8	80,3			
74,45	0,13	13,29	0,36	0,99	0,08	0,58	1,10	3,45	4,33	0,05	0,09	0,59	99,49	8,4	0,8	3,1	87,7			
67,19	0,37	14,97	0,47	2,73	0,06	2,01	3,11	3,77	3,37	0,11	0,14	1,19	99,49	13,2	3,4	6,8	76,6			
<i>Тамдынская подзона</i>																				
Северо-Нуратинский комплекс (Д ₃ -С ₁)																				
38,20	0,07	1,63	6,64	3,51	0,15	36,24	1,01	0,08	0,03	0,03	0,27	10,2	97,88	0,2	0,8	61,3	37,7	I 6 Перидотиты II 16 Габбро III 4 Плагнограниты	Тескудук-Ченгельдинский, Аяк-Кудукский интрузивы. О. И. Горбов, 1964 г., И. Х. Хамрабаев, 1958 г., А. Мусаев, 1963 г., Г. Д. Шмулевич, 1967 г.	
50,90	0,88	14,61	4,27	6,71	0,05	7,25	5,60	2,68	1,26	0,22	0,16	4,28	99,87	8,2	6,0	25,2	60,6			
67,52	0,22	14,99	0,23	3,15	—	1,54	2,62	3,90	3,89	0,10	0,09	1,67	99,92	14,2	2,9	5,9	77,0			
52,20	0,39	10,41	3,63	4,45	0,06	15,01	3,4	2,22	1,72	0,11	0,17	5,32	99,22	7,0	3,2	32,4	57,4			
<i>Нуратинский комплекс (С₃)</i>																				
67,90	0,45	17,63	0,57	2,77	0,06	0,99	4,00	3,31	3,40	0,25	0,15	0,90	102,38	12,0	4,8	6,7	76,5	II 3 Адамеллиты III 6 Граниты IV 7 Лейкократовые граниты	Тамдынский, Гуляташские, штоки, Ауминзинский, Аристантауский интрузивы. Х. Р. Рахматулаев, 1963 г., Г. Д. Шмулевич, 1967 г.	
71,34	0,33	14,42	0,44	2,48	0,04	1,11	2,05	3,57	4,28	0,09	0,09	0,94	101,18	13,8	2,5	4,6	79,1			
74,74	0,11	13,01	0,38	1,45	0,02	0,17	0,76	3,28	5,31	0,04	0,05	0,42	99,74	14,4	0,9	2,6	82,1			
71,32	0,30	14,02	0,46	2,23	0,04	0,75	2,27	3,39	4,33	0,13	0,10	0,75	100,09	13,5	2,4	4,2	79,9			
<i>Кульджуктауская подзона</i>																				
Нуратинский комплекс (С ₃)																				
48,46	1,00	17,21	1,32	6,55	0,10	7,71	11,99	1,85	0,62	0,14	0,34	2,3	99,59	5,2	9,4	27,1	58,3	I 25 Габбро II 2 Сениито-диориты III 4 Гранодиориты IV 4 Граниты	Бельтауский, Таушанский, Актахтинский, Кымыргский интрузивы. М. Ш. Шарафов, 1954; И. Х. Хамрабаев, 1958 г., А. Ф. Свириденко, 1958 г., С. Юлдашев, 1962 г.	
57,40	1,33	15,44	0,37	5,70	0,11	4,30	6,64	2,91	2,20	0,15	1,70	1,75	100,00	9,8	5,7	16,0	68,5			
63,84	0,55	15,57	1,10	3,53	0,04	2,80	3,55	2,95	3,72	0,03	0,12	2,04	99,84	12,0	4,4	9,4	74,2			
70,45	0,19	14,77	0,65	1,70	0,03	1,18	1,64	2,71	4,97	0,11	0,14	1,41	99,95	12,9	1,9	6,5	78,7			
59,54	0,79	15,74	0,86	4,37	0,07	3,99	5,65	2,6	2,87	0,10	0,57	1,87	99,84	10,3	5,7	13,6	70,4			
<i>Нуратинская зона</i>																				
Северо-Нуратинская подзона																				
Северо-Нуратинский комплекс (Д ₃ -С ₁)																				
41,04	0,66	14,62	7,88	0,68	1,53	19,03	4,91	0,58	0,39	0,31	1,50	5,98	99,36	2,9	5,9	44,8	46,6	I 1 Перидотиты	Кескенсайский, Темиркабукский, Устукский, Сентабский, Акчопский, Койташский интрузивы. И. М. Исамухамедов, 1955 г., И. Х. Хамрабаев, 1958 г., О. Кушмурадов, 1964 г., и др.	
<i>Нуратинский комплекс (С₃)</i>																				
49,11	1,09	17,43	1,74	7,98	0,07	5,26	10,26	2,92	1,92	0,36	0,07	0,33	98,54	9,4	7,3	24,4	58,7	I 3 Габбро II 1 Кварцевые диориты III 2 Гранодиориты IV 26 Адамеллиты V 20 Граниты VI 13 Аляскиты	Актауский, Заркайнарский интрузивы. Н. А. Якушев, 1947 г., Л. Т. Азимов, И. М. Исамухамедов, 1965 г.	
59,42	0,91	14,25	1,66	5,18	сл.	3,80	6,30	2,84	3,25	0,20	0,20	0,52	98,63	11,0	4,1	16,4	68,5			
61,43	0,33	16,26	2,96	2,67	0,07	3,52	6,45	3,74	1,98	0,13	0,05	0,87	100,46	11,0	5,4	13,7	69,9			
67,83	0,50	14,87	1,70	2,50	0,04	1,91	3,21	3,44	3,73	0,10	0,10	0,39	100,32	12,7	3,5	7,3	76,5			
70,88	0,34	15,27	0,82	1,82	0,03	0,92	2,51	3,97	2,94	0,07	0,09	0,24	99,90	12,8	3,0	5,0	79,2			
74,87	0,11	13,43	0,73	0,95	0,02	0,52	1,77	3,30	4,04	0,03	0,01	0,20	99,98	12,5	2,0	3,0	82,5			
<i>Южно-Нуратинская подзона</i>																				
Нуратинский комплекс (С ₃)																				
57,72	0,98	18,19	1,58	5,59	0,12	3,03	6,53	3,07	1,83	0,25	0,02	0,63	99,54	9,9	7,8	12,8	69,5	I 8 Диориты II 15 Адамеллиты III 36 Граниты IV 12 Аляскиты		
65,54	0,32	17,48	1,86	3,20	0,10	1,92	3,63	3,43	2,40	0,19	0,01	0,71	100,79	10,7	4,3	11,5	73,5			
71,41	0,14	14,87	1,31	1,31	0,08	0,66	2,21	3,50	3,77	0,06	0,15	0,46	99,93	12,4	2,5	4,8	80,3			
74,80	0,03	14,24	0,80	0,53	0,02	0,23	1,45	3,70	3,78	0,04	0,19	0,31	100,12	13,2	1,8	3,0	82,0			

Оксиды, вес. %														Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому				Фазовость	Кол-во проб	Название интрузива, автор, год. Порода
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	N ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	Сумма	а	с	в	с			
67,39	0,37	16,19	1,39	2,66	0,10	1,46	3,45	3,42	2,94	0,14	0,09	0,53	100,13	11,6	4,2	7,9	76,3	Среднее по интрузивам Интрузивы Зирабулакских гор. А. С. Аделунг, 1954 г., П. И. Салов, 1954 г., И. Х. Хамрабаев, 1958 г., и др.		
<i>Зирабулак-Каратюбинская подзона</i>																				
<i>Нуратинский комплекс (C₃)</i>																				
60,16	—	18,36	0,10	7,34	0,06	3,11	2,30	8,21	3,21	—	0,12	1,20	99,50	21,3	0,9	13,4	64,4	I 1 Кварцевые диориты		
64,87	0,52	15,81	0,51	4,68	0,08	2,45	2,44	3,40	4,09	0,10	0,17	1,58	100,70	13,3	2,9	10,8	73,0	II 6 Гранодиориты		
67,50	0,42	15,12	1,12	2,68	0,07	1,51	2,50	3,32	3,80	0,09	0,13	1,15	99,41	12,7	3,0	7,5	76,8	III 23 Адамеллиты		
70,84	0,30	14,50	0,92	1,94	0,05	0,86	1,95	3,37	4,30	0,11	0,11	0,94	100,19	13,5	2,4	4,8	79,3	IV 29 Граниты		
74,76	0,13	14,60	0,51	1,02	0,04	0,27	1,04	3,04	3,83	0,05	0,06	0,65	100,00	12,6	1,1	6,4	79,9	V 30 Аляскиты		
67,62	0,27	15,67	0,63	3,53	0,05	1,64	2,05	4,27	3,85	0,07	0,12	1,10	100,87	14,7	2,5	7,3	75,5	Среднее по интрузивам Интрузивы Каратюбинского района. Н. Д. Зленко, 1947 г., М. С. Кучукова, 1963 г., И. А. Айзенштат, 1945 г., Н. В. Котов, 1963 г.		
60,86	0,65	14,36	0,46	3,70	0,25	1,96	7,96	3,96	2,63	0,31	0,10	2,50	99,97	13,3	1,0	12,5	73,2	I 6 Кварцевые диориты		
62,65	0,52	14,61	0,98	3,44	0,07	3,34	6,04	2,80	2,50	—	0,06	2,71	99,72	9,9	4,9	13,3	71,9	II 5 Гранодиориты		
68,19	0,61	16,11	1,32	2,94	0,01	1,09	2,88	3,17	3,06	0,14	—	—	99,52	11,4	3,5	8,4	76,7	III 5 Адамеллиты		
71,40	0,19	14,87	0,58	1,39	0,04	0,74	1,71	3,66	4,34	0,07	0,07	0,47	99,53	14,1	2,0	4,3	79,6	IV 27 Граниты		
73,83	0,03	15,08	0,67	0,30	сл.	0,36	1,07	3,53	4,28	0,04	0,04	0,06	99,29	13,4	1,3	4,8	80,5	V 2 Аляскиты		
67,38	0,4	15,02	0,8	2,35	0,07	1,49	3,93	3,42	3,36	0,11	0,05	1,14	99,60	12,5	3,8	6,5	77,2	Среднее по району Ширкентский массив. И. В. Мушкин, 1968 г.		
<i>Южно-Гиссарская система</i>																				
<i>Ширкентский комплекс (C_{1п})</i>																				
41,90	0,10	2,36	2,18	5,77	0,08	31,88	2,16	0,00	0,00	0,10	0,30	12,93	99,76	0,0	1,5	54,4	44,5	I 1 Серпентиниты		
44,50	0,65	20,64	2,10	7,57	0,15	7,95	12,01	1,44	0,26	0,03	0,06	2,29	99,65	3,7	12,7	29,4	54,2	II 2 Габбро		
62,62	0,84	15,00	1,40	5,04	0,16	3,76	2,88	4,00	0,76	0,30	0,08	3,57	100,41	6,8	2,8	19,7	70,7	III 1 Тоналиты		
49,67	0,53	12,6	1,89	6,12	0,13	14,53	5,68	1,81	0,34	0,14	0,15	6,26	99,85	3,5	5,6	34,5	56,4	Среднее по массиву Диамалекский массив. И. В. Мушкин, 1968 г.		
46,19	0,76	18,37	1,32	8,01	0,08	8,64	9,91	1,56	1,50	0,11	—	2,60	99,05	6,3	10,4	24,3	59,0	II 1 Габбро Такобский массив. И. В. Мушкин, 1968 г.		
47,63	0,55	14,51	1,68	8,32	0,18	11,15	10,65	1,68	1,28	0,14	0,01	1,95	99,73	5,5	6,9	33,4	54,2	II 1 Габбро Каратагский массив. Р. Б. Баратов, А. К. Мельниченко, В. А. Кутенец, 1965 г.		
48,06	2,33	14,38	4,96	10,48	0,11	6,11	9,12	2,34	0,35	0,12	0,16	1,35	100,00	5,8	6,3	29,3	58,0	II 1 Габбро		
63,40	0,52	15,50	1,41	4,63	0,15	2,43	5,29	3,22	1,41	0,10	0,19	1,27	99,84	9,4	6,0	10,5	74,1	III 1 Тоналиты		
55,73	1,42	14,94	3,18	7,55	0,13	3,77	7,20	2,78	0,88	0,11	0,17	1,31	99,17	7,6	6,2	19,9	66,1	Среднее по интрузиву Ханакинский массив		
70,70	0,29	13,60	0,81	2,80	0,06	1,19	2,06	4,04	1,24	0,06	0,03	1,54	98,42	11,6	2,5	7,5	78,4	IV 4 Плагнограниты Среднее по фазам Ширкентского комплекса		
41,90	0,10	2,36	2,18	5,77	0,08	31,88	2,16	0,00	0,00	0,10	0,30	12,93	99,76	0,0	1,5	54,4	44,5	I 1 Серпентиниты		
46,59	1,07	16,97	2,51	8,59	0,13	8,46	10,42	1,75	0,84	0,10	0,06	2,05	99,54	5,3	9,1	29,1	56,5	II 5 Габбро		
63,01	0,68	15,25	1,40	4,83	0,15	3,09	4,08	3,61	1,08	0,20	0,13	2,42	99,93	9,7	5,0	12,3	72,9	III 2 Тоналиты		
70,70	0,29	13,60	0,81	2,80	0,06	1,19	2,06	4,04	1,24	0,06	0,03	1,54	98,42	10,5	2,5	7,3	79,7	IV 4 Плагнограниты		
55,55	0,53	12,04	1,72	5,49	0,11	11,15	4,68	2,35	0,79	0,12	0,13	4,73	99,39	6,4	4,5	25,8	63,3	Среднее по комплексу Гиссарский батолит. С. М. Бабаходжаев, 1959 г., Р. Б. Баратов, 1956 г., Е. М. Головин, 1941 г.		

Оксиды, вес, %														Числовые характеристики по А. Н. Зава- рицкому				Фазовость	Кол-во проб	Название интрузива, автор, год. Породы
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	N ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	Сумма	a	c	v	s			
Гиссарский комплекс (C₃)																				
44,30	0,95	14,84	4,96	7,78	0,20	9,05	12,53	1,40	1,24	0,11	0,16	3,02	100,54	5,1	7,5	35,5	51,9	I	1	Габбро-диориты
59,86	0,57	15,91	0,77	5,60	0,07	3,26	4,81	3,21	2,62	0,09	0,26	2,45	99,48	10,9	11,3	11,3	66,9	II	3	Кварцевые диориты
64,62	0,74	16,92	0,26	4,12	0,09	2,22	4,16	2,77	3,04	—	0,10	1,15	100,55	10,3	5,0	10,8	73,8	III	2	Гранодиориты
69,92	0,34	15,55	1,13	2,19	0,05	0,90	2,79	2,91	3,71	0,12	0,03	0,46	100,10	11,6	3,4	6,6	78,4	IV	26	Граниты рогово-обманково-биотитовые
71,25	0,42	14,55	0,64	2,17	0,04	0,62	1,78	2,96	4,75	0,15	0,05	0,61	99,99	13,1	2,2	5,3	79,4	V	23	Граниты порфиroidные биотитовые
74,34	0,15	13,54	0,83	1,35	0,06	0,31	1,00	4,32	3,15	0,28	0,03	1,17	100,48	9,4	1,2	5,1	81,0	VI	4	Граниты красные
64,05	0,53	15,22	1,43	3,87	0,08	2,73	4,51	2,92	3,08	0,12	0,11	1,48	100,13	10,2	5,2	12,7	71,9	Среднее		по комплексу
Северный Памир																				
Герцинская интрузивная серия																				
Дарваз-Обихумбуоский комплекс (C₁t₁+n₁-C₂b₂)																				
39,24	0,18	2,66	4,26	3,58	0,11	33,58	3,76	0,10	0,00	0,05	10,25	—	99,37	0,2	1,4	58,9	39,5	I	3	Ультрабазиты
52,22	0,52	13,18	8,01	7,45	0,07	3,70	8,44	2,02	1,32	0,28	—	—	97,21	6,5	5,9	25,7	61,9	II	2	Габброиды
65,30	0,38	14,70	3,61	3,29	0,04	1,22	3,80	3,71	1,48	0,21	—	—	97,83	10,6	4,0	9,2	76,2	III	6	Кварцевые диориты
73,60	0,23	12,90	0,75	1,89	0,02	0,61	2,34	5,22	0,62	0,03	—	—	98,21	12,0	2,4	3,7	81,9	IV	7	Плагиограниты
63,71	0,38	13,59	4,12	4,21	0,04	1,84	4,86	3,64	1,14	0,17	—	—	97,70	9,7	4,1	12,9	73,3	Среднее		по интрузиву
57,59	0,32	10,86	4,18	4,05	0,06	9,77	4,58	2,76	0,85	0,14	2,71	—	97,57	4,9	2,7	35,9	56,4	Среднее		по комплексу
Баяндкинский комплекс (P₁)																				
48,40	1,30	15,30	1,91	8,68	0,17	8,53	9,53	2,63	0,75	0,15	—	—	97,35	6,1	7,4	29,3	57,2	I	13	Амфиболовые габбро
54,00	0,95	16,50	1,76	6,64	0,17	5,18	7,34	3,06	2,05	0,18	—	—	98,43	10,2	6,4	18,8	64,6	II	6	Диориты
51,10	1,12	15,90	1,83	7,66	0,17	6,85	8,43	2,84	1,70	0,16	—	—	97,88	8,2	6,9	24,0	60,9	Среднее		по комплексу
Каракульский комплекс (P₂-T₁)																				
62,10	0,77	16,80	0,54	5,50	0,12	2,35	4,29	2,69	3,16	0,20	—	—	98,52	10,8	5,4	11,3	72,5	I	7	Кварцевые диориты
62,30	0,68	16,10	0,51	5,43	0,13	2,49	5,22	2,49	3,26	0,17	—	—	98,78	10,6	5,8	10,7	72,9	II	12	Гранодиориты амфибол-биотитовые
68,11	0,39	15,24	0,33	3,27	0,08	1,11	3,10	3,20	3,69	0,14	—	—	98,66	12,4	3,7	6,4	77,5	III	11	Гранодиориты биотитовые (адамеллиты)
69,81	0,26	14,96	0,40	2,64	0,07	1,02	2,64	3,10	4,19	0,13	—	—	99,22	12,8	2,8	5,9	78,5	III	31	Граниты биотитовые
66,55	0,45	15,91	1,26	3,49	0,08	1,24	3,86	3,50	2,62	0,29	—	—	99,17	11,6	4,8	6,9	76,7	III	8	Граниты плагиоклазовые
68,16	0,36	15,37	0,66	3,13	0,08	1,12	3,20	3,26	3,50	0,19	—	—	99,03	12,3	3,4	6,4	77,6	Среднее		по III фазе интрузива
73,02	0,13	14,13	0,32	1,66	0,05	0,41	1,50	3,30	4,73	0,13	—	—	99,38	13,7	1,8	3,6	80,9	IV	22	Граниты
66,39	0,48	15,6	0,48	3,94	0,09	1,49	3,55	2,96	3,66	0,17	—	—	98,82	11,9	4,1	8,0	75,9	Среднее		по Каракульскому интрузиву
Танымасский массив																				
В. С. Лутков, 1970 г.																				
63,75	0,61	16,26	0,42	4,68	0,09	2,07	4,92	2,93	3,10	0,19	—	—	99,02	11,1	5,5	9,1	74,3	II	2	Гранодиориты
71,78	0,24	14,48	0,27	2,50	0,07	0,50	2,63	3,24	3,55	0,10	—	—	99,36	12,1	3,1	4,3	80,5	IV	12	Граниты
67,76	0,42	15,37	0,35	3,59	0,08	1,28	3,77	3,08	3,32	0,14	—	—	99,16	11,6	4,3	6,7	77,4	Среднее		по массиву
Мазарский интрузив.																				
В. С. Лутков, 1970 г.																				
75,18	0,14	12,63	0,64	1,93	0,02	0,24	0,88	3,78	3,96	0,08	—	—	99,48	13,5	1,1	3,5	81,9	V	8	Граниты красные
Среднее по фазам Каракульского комплекса																				
62,10	0,77	16,80	0,54	5,50	0,12	2,35	4,29	2,69	3,16	0,20	—	—	98,52	10,8	5,3	11,3	72,5	I	7	Кварцевые диориты
63,02	0,65	16,18	0,46	5,05	0,11	2,28	5,07	2,71	3,18	0,18	—	—	98,89	10,8	5,6	10,1	73,5	II	23	Гранодиориты
68,16	0,36	15,37	0,66	3,13	0,08	1,12	3,20	3,26	3,50	0,19	—	—	99,03	12,3	3,9	5,6	78,2	III	50	Адамеллиты
72,40	0,18	14,31	0,30	2,08	0,06	0,46	2,06	3,27	4,07	0,12	—	—	99,31	12,9	2,5	3,8	80,7	IV	34	Граниты
75,18	0,14	12,63	0,64	1,93	0,02	0,24	0,88	3,78	3,96	0,08	—	—	99,48	13,8	1,1	2,9	82,2	V	8	Граниты красные
68,17	0,42	15,06	0,52	3,54	0,08	1,29	3,10	3,14	3,57	0,15	—	—	99,04	12,1	3,7	6,7	77,5	Среднее		по комплексу

Радиологическое датирование главных формаций интрузивных комплексов
Памиро-Тянь-Шаня (средние значения по калий-аргоновому методу)

Интрузивный комплекс и его формационный состав	Средние значения, млн. лет	Длительность становления, млн. лет	Автор, год, лаборатория
Северный Тянь-Шань			
Кандыктас-Кеминская зона			
Кетменьский (Р)		20	
III—Аляскиты	275		В. К. Монич, В. И. Старов, 1963 г., КАЗИМС
II—Граниты	282		
I—Сиениты	295		
Чатыркульский (O ₃ —S)		66	
III—Граниты лейкократовые	356		«
II—Гранодиориты, граниты биотитовые	401		«
I—Кварцевые сиенито-диориты	422		«
Каратау-Таласская зона			
Бабаханский (O ₃ —S)		70	
III—Граниты	396 ± 19		Е. М. Головин, Л. А. Юрьева, 1960 г., САИГИМС Е. Бевз, 1964 г., ИГЕМ АН СССР К. Суликаев, 1964 г., ИГЕМ АН СССР
II—Гранодиориты	452 ± 18		
I—Плагнограниты	466 ± 20		
Киргизская зона			
Кызыломпульский (Р)		28	
III—Граниты аляскитовые (валовая)	249 ± 12		А. Я. Крылов, 1955 г., РИАН—2; Г. Д. Афанасьев, ИГЕМ АН СССР Е. М. Головин, 1960 г., САИГИМС А. Д. Захаров, 1965 г., ИГЕМ АН СССР
I—Сиениты гигантозернистые	246 ± 12		
« (валовая)	277 ± 15		
Кенкольский (O ₃ —S)			
III—Граниты лейкократовые	446 ± 14		А. А. Черепанов, 1966 г., ИГФАН ДагАССР Т. А. Додонова, 1966 г., ИГЕМ АН СССР
II—Гранодиориты	457 ± 14		
Алмалинский (Сп ₂ —O ₁)			
Граниты (валовая)	540		А. Я. Крылов, 1954 г., РИАН—2
Джумголо-Терскейская зона			
Северо-Тяньшаньский (O ₃ —S) (Джумгольский хр.)		36	
III—Граниты лейкократовые	420 ± 12		П. А. Аракелянц, 1966 г., ИГЕМ АН СССР А. Д. Захаров, Д. Н. Елютин, К. Д. Помазков, 1965 г., ИГЕМ АН СССР
II—Граниты	464 ± 14		
(Терскейский хр.)			
III—Граниты лейкократовые	425 ± 15		А. Д. Захаров, 1965 г., В. А. Неаронов, 1966 г., ИГЕМ АН СССР Т. А. Додонова, 1966 г., ИГЕМ АН СССР
II—Граниты порфиоровидные	440 ± 19		
Гранодиориты	456 ± 14		«

Интрузивный комплекс и его формационный состав	Средние значения, млн. лет	Длительность становления, млн. лет	Автор, год, лаборатория
Мусторский (O_2-3) III—Граниты	462 ± 14	24	Т. А. Додонова, 1967 г., В. Киселев, В. Тольский, 1965 г., А. Сайдалиев, 1966 г., ИГЕМ АН СССР, ИГФАН ДагАССР В. Тольский, 1965 г., ИГЕМ АН СССР
I—Кварцевые диориты	486 ± 15		

Срединный Тянь-Шань

Чаткальская зона

Аурахматский ($P_2^?$) II—Монциты (пироксен)	259 ± 4		И. В. Мушкин, 1966 г., САИГИМС Е. М. Головин, 1965, САИГИМС
I—Сиенито-монциты	258 ± 4		
Западно-Таласский (P_1) II—Сиениты	267 ± 9	10	К. А. Абдрахманов, 1959 г., ИГН АН КазССР
I—Шонкиниты, пироксениты	277 ± 10	37	« З. А. Юдалевич, 1966 г., ИГЕМ АН СССР, и др. Е. М. Головин, 1971 г., САИГИМС З. А. Юдалевич, 1966 г., ИГЕМ АН СССР М. Гесь, 1967 г., ДагАССР З. А. Юдалевич, 1962 г., САИГИМС З. А. Юдалевич, 1963 г., ИГЕМ АН СССР; САИГИМС, М. Гесь, 1967 г., ИГ ДагАССР
Амбулакский (C_2-3) VI—Граниты	277		
V—Аляскиты красные (р. Анаульган и др.)	286 ± 10		
IV—Адамеллиты	308 ± 9		
	310		
	315		
Среднее II—Гранодиориты	311 ± 3		
«	316		
	304 ± 8		
	313		
	313		
Среднее I—Кварцевые диориты	307		
	311 ± 4		З. А. Юдалевич, 1963 г., ИГЕМ АН СССР
	323 ± 8		

Кураминская зона

Кызылнуринский (P_2-T_1) Сиенито-диориты (валовая)	259 ± 4		А. Х. Ходжаев, 1968 г., САИГИМС « Г. Таджикибаев, 1967 г., Геол. Упр. ТаджССР
Монциты « Сиенит-порфиры	249 232 ± 20		
Среднее Гранит-порфиры	346 ± 8 271 ± 10		
Куччарский ($P_2^?$) Диориты (валовая)	238 ± 1		Н. П. Лаверов, 1964 г., ИГЕМ АН СССР
Резаксайский (P_1) II—Гранодиориты	270 ± 7	5	Л. А. Юрьева, 1968 г., САИГИМС Б. В. Мамонтов, 1966 г., САИГИМС, И. П. Лаверов и др., 1964 г., ИГЕМ АН СССР Е. М. Головин, 1969 г., САИГИМС
I—Диориты	275 ± 10		

Интрузивный комплекс и его формационный состав	Средние значения, млн. лет	Длительность становления, млн. лет	Автор, год, лаборатория
Кызылсайский (C ₂₋₃) III—Граниты	285 ± 10	16	Б. П. Беликов, 1964 г., ИГЕМ АН СССР
II—Гранодиориты	301 ± 10		Е. М. Головин, Л. А. Юрьева, 1961 г., САИГИМС
Карамазарский (C ₂ —b ₂ ?) Постмагматиты	290	8	
III—Граниты	325 ± 9		Ю. В. Нырклов, 1965 г., САИГИМС;
«	311 ± 22		С. М. Бабаходжаев, 1967 г., САИГИМС
«	303 ± 9		С. М. Бабаходжаев, 1967 г., Геол. Упр. ТаджССР
Среднее II—Гранодиориты	313 ± 8 314 ± 2		Б. П. Беликов, Н. П. Лаверов, 1964 г., ИГЕМ АН СССР. С. М. Бабаходжаев, 1972 г., ИГ АН ТаджССР
I—Диориты (валовая)	332 ± 9		Е. Н. Ищенко, 1967 г., ИГ АН ТаджССР
Шавасский (C ₂ b ₁ ?) III—Адамеллиты	320 ± 4		Е. М. Головин, 1961 г., САИГИМС
Гранодиориты	334 ± 12		Н. П. Лаверов, 1960 г., ИГЕМ АН СССР
II—Диориты, габбродиориты	337 ± 13		Н. П. Лаверов, 1967 г., ИГЕМ АН СССР
Нарынская зона			
Джергетальский дайковый (P ₂) Керсантиты	248		Л. А. Юрьева, 1968 г., САИГИМС
«	232		Л. А. Юрьева, 1968 г., ИГ АН УзССР
«	236		Л. А. Юрьева, 1969 г., КазИМС
Среднее	238 ± 6		
Кокйримтауский (P) Сиениты	242 ± 4		Л. А. Юрьева, 1968 г., САИГИМС
Кумбельский (C ₂₋₃) III—Граниты	275 ± 5	33	Тохтаназаров, 1966 г., ИГ ФАН ДагАССР
«	288 ± 9		Тохтаназаров, 1966 г., ИГЕМ АН СССР
«	276 ± 5		Е. М. Головин, Л. А. Юрьева, 1967 г., САИГИМС
Среднее II—Гранодиориты	279 ± 6 300 ± 3		Л. А. Юрьева, 1965 г., САИГИМС
«	310 ± 10		А. Д. Захаров, 1965 г., ИГЕМ АН СССР
Среднее I—Габбро	305 ± 6 312 ± 10		«
Теректы-Уланский (C ₂) IV—Граносиениты	324 ± 10		А. Д. Захаров, 1965 г., ИГЕМ АН СССР

Интрузивный комплекс и его формационный состав	Средние значения, млн. лет	Длительность становления, млн. лет	Автор, год, лаборатория
--	----------------------------	------------------------------------	-------------------------

Южный Тянь-Шань

Алай-Кокшаальская система

Кызылкумская и Нуратинская зоны

Нуратинский (C ₂₋₃) Постмагматиты	254 ± 10	44	И. Х. Хамрабаев, Ф. Аскар- ров, 1965 г., ИГТ АН УзССР
IV—Граниты лейкократовые	259 ± 15		«
III—Гранодиориты	270 ± 4		А. Мусаев, ИГТ АН УзССР
I—Габбро	317 ± 2		Ф. Аскарров, 1965 г., ИГТ АН УзССР
Среднее	303 ± 3		

Туркестано-Зарафшано-Алайская группа зон

Алайский (P ₂ ?) Постмагматиты (серицит)	236 ± 4	24	В. П. Федорчук, 1965 г., САИГИМС
II—Сиениты щелочные	234 ± 3		А. К. Мельниченко, В. Д. Дусматов, 1970 г., ИГЕМ АН СССР; ВСЕГЕИ
I—Монцониты	258		И. В. Мушкин, 1965 г., САИГИМС
Кичикалайский (P ₁) Пегматиты	231 ± 6		В. Ю. Алхазов, 1967, Упр. геол. ТаджССР
Граниты	250		А. Я. Крылов, 1954 г., РИАН—2
Зарафшанский (C ₂₋₃ ?) Постмагматиты	266	24	Р. Б. Баратов, А. К. Мель- ниченко, 1963 г., САИГИМС
III—Граниты	287 ± 3		Д. А. Старшинин, 1967 г., САИГИМС
II—Гранодиориты	312 ± 10		А. К. Мельниченко, 1968 г., КазИМС
«	305 ± 3		Е. М. Головин, Л. А. Юрье- ва, 1968 г., САИГИМС
«	301 ± 10		А. К. Мельниченко, Р. Б. Ба- ратов, 1968 г., ИГЕМ АН СССР
Среднее	306 ± 8		
I—Диориты	322 ± 10		А. К. Мельниченко, Р. Б. Баратов, 1968 г., ИГЕМ АН СССР
«	296 ± 10		«
«	291 ± 10		«
«	327 ± 8		Е. М. Головин, 1962 г., САИГИМС
Среднее	311 ± 10		

Кокшаальская зона

Кокшаальский (P?) IV—Граниты лейкократовые	276 ± 11	15	Т. А. Додонова, А. Д. За- харов, 1964 г., ИГЕМ АН СССР
Граниты лейкократовые	263 ± 11		Г. Е. Игнатов, Н. К. Мар- шукова, 1964 г., ВИМС
Среднее	269 ± 11		

Интрузивный комплекс и его формационный состав	Средние значения, млн. лет	Длительность ста новления, млн. лет	Автор, год, лаборатория
III—Граниты биотитовые	290 ± 10	8	А. Д. Захаров, 1965 г., Т. А. Додонова, 1966 г., ИГЕМ АН СССР Г. Е. Игнатова, 1964 г., Б. Б. Фунт, 1966 г., ИГЕМ АН СССР Г. Е. Игнатов, 1966 г., ИГ ФАН ДагАССР О. П. Елиссеева, 1966 г., ИГЕМ АН СССР « Ю. М. Феоктистов, 1965 г., Б. Б. Фунт, 1967 г., ИГЕМ АН СССР М. М. Пуркин, Г. Е. Иг- натов, 1964 г., ИГЕМ АН СССР Ю. М. Феоктистов, И. А. За- харов, М. М. Пуркин, Н. К. Маршукова, 1965 г., ИГЕМ АН СССР М. М. Пуркин, Т. А. До- дonoва, 1966 г., ИГЕМ АН СССР Б. В. Семенов, 1966 г., ИГ ФАН ДагАССР М. К. Маршукова, 1964 г., ВИМС Б. Б. Фунт, Глубоковских, 1967 г., ИГЕМ АН СССР
«	276 ± 10		
«	273 ± 10		
Среднее	279 ± 10		
II—Гранодиориты (валовая)	284		
I—Диориты (валовая)	284 ± 6		
Ташкоринский (С ₃)	299 ± 10		
II—Граниты лейкократовые			
I—Граниты биотитовые, крупнозер- нистые	308 ± 10		
«	315 ± 10		
«	303 ± 10		
«	283		
«	322 ± 4		
«	306 ± 10		
Среднее	307 ± 10		

Южно-Гиссарская система

Гиссарский (С ₃) (Мачетлинский интрузив)	301 ± 10	15	Ю. Красько, 1970 г., САИГИМС К. О. Цориев, 1964 г., Ю. Красько, 1970 г., САИГИМС Далимов, 1970 г., ИГ АН УзССР И. М. Исамухамедов, ИГЕМ АН СССР
«			
II—Гранодиориты	284 ± 4		
II—Диориты	306 ± 4		
I—Габбро (валовая)	287 ± 7		
(Северо-Варзобский интрузив)	298 ± 9	15	А. Г. Мельниченко, 1963 г., ИГЕМ АН СССР « 1961 г. « 1962 г., ИГ АН КазССР « 1962 г., ИГ АН АрмССР
IV—Граниты аплитовидные			
III—Граниты	307 ± 9		
«	297 ± 9		
«	296 ± 9		
Среднее	300 ± 9		
I—Кварцевые диориты	313 ± 10		А. К. Мельниченко, 1962 г., КазИМС, ИГЕМ АН СССР
(Южно-Варзобский интрузив)	273	9	А. К. Мельниченко, 1962 г., « Горн. геол. инст., г. Уфа
IV—Граниты аплитовидные (микроклин)			
«			
Среднее	305 ± 9		
	289 ± 10		

Интрузивный комплекс и его формационный состав	Средние значения, млн. лет	Длительность становления, млн. лет	Автор, год, лаборатория
II—Гранодиориты (Каратегинская зона)	282 ± 9	20	A. К. Мельниченко, 1962 г., ИГЕМ АН СССР
III—Граниты	292		V. A. Кутенец, 1966 г., Геол. Упр. ТаджССР
«	293		A. К. Мельниченко, 1964 г., КазИМС
Среднее	293		
II—Гранодиориты	289 ± 7		D. P. Мучаидзе, 1961 г., РИАН—2
«	285 ± 9		V. Г. Нестеров, 1966 г., Геол. Упр. ТаджССР
«	301 ± 9		V. A. Кутенец, 1965 г., ИГ СО АН СССР
Среднее	291 ± 9		
128 I—Диориты	330		V. A. Кутенец, 1967 г., Геол. Упр. ТаджССР
Северный Памир			
Каракульский (P ₂ —T?) Граниты	219 ± 7	20	V. C. Лутков и др., 1968 г., ИГ АН ТаджССР
«	201 ± 2		« САИГИМС
Среднее	210 ± 5		
Баляндкиикский (P ₁) Кварцевый диорит (валовая)	230		V. И. Буданов, 1968 г., ГЕОХИ АН СССР
Центральный Памир			
Ванч-Язгулемский (P _g) V. Лейкократовые граниты	—	9 32	V. И. Буданов, 1968 г., ИГЕМ АН СССР, ГЕОХИ АН СССР, АН АрмССР, ВСЕГЕИ, САИГИМС, МГУ
III, IV. Гранодиориты	—	35	«
I, II. Диориты	—	41	«
Юго-Восточный Памир			
Дункельдыкский (N) I, II—Кварцевые диориты, сиениты		17	Э. А. Дмитриев, ГЕОХИ АН СССР, МГУ
Рушанский III—IV Гранодиориты		41	A. И. Месхи, В. Н. Волков, M. X. Хамидов, 1962 г., ГИ АН—2, ГЕОХИ АН СССР, МГУ
I—II Кварцевые диориты		43	«
Аличурский III—IV Граниты			N. K. Морозенко, A. M. Месхи, 1963 г., ИГЕМ АН СССР, РИАН, ВСЕГЕИ
Гранодиориты		89	
Пшартский III—IV—Граниты, гранодиориты		98—184	«
Юго-Западный Памир			
Памиро-Шугнанский III, IV Граниты двуслюдяные		22	V. И. Буданов, A. И. Месхи, 1960 г., M. X. Хамидов, 1964 г., РИ АН, ДарФАН СССР
I, II Диориты		25	

В петрохимическом отношении характерна достаточно высокая калиевоность пород комплекса (см. табл. 1).

В структурной позиции плутонов данного комплекса играли решающую роль позднеордовикские прогибы (Чичкано-Колбинский плутон, по Е. Н. Горецкой). Но интрузивы их постоянно представляют собой антиклинал-плутоны. Е. Н. Горецкая и др. (1968) отмечают, что «интрузии имеют относительно неглубокий эрозионный срез».

Геологический возраст северотяньшаньского комплекса датируется поздним ордовиком — ранним силуром на том основании, что породы его прорывают различные отложения докембрия и раннего палеозоя — вплоть до нижних горизонтов позднего ордовика. Вместе с тем продукты их денудации имеются в различных толщах среднего палеозоя, а в ряде пунктов описываемой системы (в Киргизском, Джумгольском хребтах и Терской-Алатау) на размытых поверхностях гранитоидов трансгрессивно залегают толщи раннего — среднего девона, обычно вулканогенного происхождения (Горецкая и др., 1968; Додонова, 1962а; И. П. Захаров и др.). По Е. Н. Горецкой, складчатые сооружения раннего палеозоя и прорывающие их интрузии северотяньшаньского комплекса, а также более ранних комплексов «в конце силура (?) — начале девона были уже размыты» (стр. 357).

Таким образом, представляется определенно установленным додевонский возраст северотяньшаньского интрузивного комплекса. Однако нижняя возрастная граница его не столь определена, поскольку, она может приходиться не только на любую из эпох силура, но и на конец ордовика и иметь предсилурийский возраст. Именно поэтому возникло предположение о датировании комплекса ордовик-силурийским возрастом, причем вопрос об указанных вариантах остался открытым.

Вполне вероятно, открытым должен оставаться и вопрос об одновозрастности формирования северотяньшаньского комплекса в различных зонах данной системы. Дело в том, что уже отмечалось смещение к юго-востоку внутрипозднеордовикского мусторского комплекса относительно эпицентральной зоны проявления кембро-ордовикского алмалинского комплекса. Отмечено и смещение к юг-юго-востоку максимума, если не всей поздней фазы проявления (гранитовой) северотяньшаньского комплекса. Наконец, заметим, что в Чаткало-Кураминской паре зон Срединно-Тяньшаньской системы выявлена миграция герцинского батолитового процесса с последовательным омоложением его комплексов в северо-восточном направлении (кызылсайского относительно карамазарского и т. д., по Е. М. Головину, 1971). Следовательно, не исключено, что и северотяньшаньский комплекс, обнаруживая «фазовую миграцию», не распадется на комплексы, если детально исследовать его интрузии по огромной длине системы (от запада Киргизской зоны и Сусамыра до восточного окончания Терской-Алатау).

Первый шаг в этом направлении сделан: в батолитовом этапе (начало которого проходит на инверсионный период) становления каледонской магматической серии уже выделено два интрузивных комплекса — мусторский внутрипозднеордовикский и северотяньшаньский ордовик-силурийский. Радиологический возраст последнего датируется 456—420 млн. лет; первая цифра относится к гранодиоритовой формации, вторая — к аляскитовой, заключающей формирование комплекса. Следовательно, время становления комплекса в предварительном виде может быть оценено как весьма значительное (табл. 3).

Становлением северотяньшаньского комплекса в данной каледонской геосинклинально-складчатой системе магматизм завершился, поскольку другие магматические образования послеордовикского пред-

Длительность становления интрузивных комплексов фанерозойской
мегаэры различных районов СССР

Комплекс	Интрузивная фаза	Породы	Возраст		Приблизительная длительность формирования интрузивных комплексов, млн. лет
			геологический	радиологический, млн. лет	
Северный Тянь-Шань					
Кызыломпульский	III II	Лейкограниты Сиениты	P	249 277	28
Северо-Тянь-Шаньский	V II	Лейкограниты Гранодиориты	O ₃ -S	420 456	36
Мусторский	V II	Граниты Диориты	O ₂₋₃	462 486	24
Срединный Тянь-Шань					
Чаткальская зона					
Западно-Таласский		Сиениты Шонкинниты, пироксениты	P	267 277	10
Акбулакский	IV I	Граниты Диориты	C ₂ -C ₃	286 323	37
Нарынская зона					
Кумбельский	V I	Лейкограниты Габбро	C ₂ -C ₃	278 312	33
Кураминская зона					
Куюндинский	III II	Лейкограниты Диориты	P ₁	270 275	5
Кызылсайский	V I	Граниты Гранодиориты	C ₂ -C ₃	285 301	16
Каратазарский	III I	Граниты Диориты	C ₂	313 332	19
Шавасский	IV I	Адамеллиты Габбро	C ₂ b ₁	320 337	17
Южный Тянь-Шань					
Нуратинская зона					
Нуратинский	IV I	Граниты Габбро	C ₃	265 303	38
Туркестано-Алайская зона					
Алайский	IV I	Сиениты Монзониты	P ₂ -T ₁	234 258	24
Зарафшанский	III II	Граниты Диориты	C ₃ (?)	287 311	24
Кокшаальская зона					
Кокшаальский	V II	Лейкограниты Гранодиориты	P(?)	269 284	15
Ташкоринский	III I	Лейкограниты Граниты	C ₃	299 307	8

Комплекс	Интрузивная фаза	Порода	Возраст		Приблизительная длительность формирования интрузивных комплексов, млн. лет
			геологический	радиологический, млн. лет	
Южный Тянь-Шань					
Южно-Гиссарская зона					
Гиссарский	V II	Аплиты Диориты	C ₃	298 313	18
Северный Памир					
Каракульский		Пегматиты Гранодиориты	P ₂ -T ₁ (?)	200 209	9
Другие регионы СССР					
Восточный Казахстан					
Жоман-Койтаский	III I	Лейкограниты Диориты	C ₂	293 334	41
Устанынтальский	II	Граниты	D ₂	358	27
Жукейский	I	Гранодиориты	S-D	385	
Буландино-Аккульский	II I	Лейкограниты Диориты		396 462	66
Крыккудукский	IV I	Лейкограниты Диориты	O ₃	406 460	54
	III I	Граниты Диориты	O ₃	433 464	31
Тарбагатай					
Нижнепермский		Граносиениты Гранодиориты	P ₁	271 292	21
Верхнекаменноугольный	III I	Лейкограниты Диориты	C ₃	322 342	20
Южный Алтай					
Калбинский		Граниты Гранодиориты	P (?)	276 313	37
Кавказ					
Армянская ССР					
Базумо-Памбакский	IV II	Граниты Диориты	Pg ₂ -Pg ₃	34 47	13
Агверанский	III I	Лейкограниты Диориты	Cr ₂	82 93	11
Арзакан-Спитакский	III I	Лейкограниты Плагιοграниты	Cr ₁	122 148	26
Азербайджанская ССР					
Учтапа-Кызылкаинский	II I	Граниты Гранодиориты		132 145	7
Хребет Черского					
Верхне-Индиgirский	III I	Граниты Плагιοграниты	J ₃	120 127	7

Комплекс	Интрузивная фаза	Порода	Возраст		Приблизительная длительность формирования интрузивных комплексов, млн. лет
			геологический	радиологический, млн. лет	
Западное Верхоянье					
Хобяту-Эчийский	III I	Гранодиориты Диориты	J ₃ —Cg ₂	83	21
				104	
Северный Сихотэ-Алинь					
Верхне-Удоминский	IV I	Гранит-порфиры Габбро	Pg ₁	47	16
				63	

девонского возраста остаются в этой системе неизвестными. В этом факте усматривается незавершенность каледонского тектоно-магматического процесса, который ограничился — как бы неожиданно оборвался — на мощнейшем проявлении плутонизма батолитического типа.

Собственно орогенного этапа в развитии северотяньшаньской каледонской геосинклинальной системы не было в том смысле, что не были проявлены магматические процессы в течение постбатолитового этапа, т. е. в течение силурийского периода или части его. В этот период существовало геантиклинальное поднятие устойчивого типа, хотя бы во второй половине силура (Горецкая и др., 1968). Такой геотектонический режим, как будет показано, благоприятен для развития постмагматического процесса, наличие которого фиксируется в связи с северотяньшаньским комплексом по известным рудопроявлениям (Королев и др., 1962, и др.).

Вместе с тем эрозионный срез каледонид Северного Тянь-Шаня не был значительным (Горецкая и др., 1968). На это указывают и исследования времени альпийской активизации данной геологической системы, которая произошла не раньше чем 2—4 млн. лет назад, тогда как, например, альпийская активизация Северного Памира совершилась около 40 млн. лет назад.

Таким образом, и геотектонические условия для развития постмагматизма ордовик-силурийской эпохи, связанного с северотяньшаньским интрузивным комплексом, были положительными, как и условия, способствовавшие сохранению продуктов постмагматизма от эрозионного уничтожения.

Важно исследовать причины непродуктивности каледонской металлогении в Северном Тянь-Шане, остающиеся неясными. Фторно-редкометальная направленность ее установлена, но концентрации минерализаций не выявлены. Не скрыта ли основная причина непродуктивности данной металлогении в отсутствии магматизма постбатолитового этапа? Если с этой точки зрения рассмотреть фторную минерализацию, то названная причина, по-видимому, будет оправданной. Ведь фторное — флюоритовое оруденение, а точнее, процессы флюоритизации интенсифицировались как параллельно с геологическим развитием Земли, так и от цикла тектогенеза к циклу и от этапа к этапу в циклах и т. д.

Закономерная схема геохимической истории явлений флюоритизации позволяет допустить, что этот процесс еще не мог быть достаточно интенсивным в связи с каледонской тектоно-магматической деятельностью. В Северном Тянь-Шане он не мог развиваться из-за отсутствия в

этом цикле магматизма орогенного этапа, который смог бы продолжить и развить ту флюоритизацию, которая все же возникла в связи с батолитовым процессом.

Срединный Тянь-Шань

В Срединном Тянь-Шане каледонская магматическая деятельность представлена по сравнению с Северным Тянь-Шанем небольшим объемом образований и неполно. Вулканиды геосинклинального периода развития фиксируются спорадически маломощными горизонтами в связи с средне-позднеордовикскими отложениями. Они представлены диабазами и туфами основного и среднего составов, обычно превращенными в кварц-карбонат-эпидот-хлоритовые сланцы (Чаткальский и Санда-лашский хребты). В районе Кассанского докембрийского блока проявились порфириты андезитового ряда в толще нижнего силура и незначительные интрузии базитового состава.

В данной системе не выявлены аналоги представителей ранних каледонских интрузивных комплексов — алмалинского и мусторского. Известные же гранитоиды предположительно каледонского комплекса прорывают ордовик-силурийские отложения, являясь в то же время якобы додевонскими. К ним относятся (Макарычев, 1964): в Чаткальской зоне — Курамоторский интрузив кварцевых диоритов и гранодиоритов (истоки р. Каракасмака), Аксайский — гранодиоритов и гранитов (запад Таласского Алатау), Кызылторский — красных аляскитовых гранитов (северный склон Чаткальского хр.), Тиллябердийский, а по р. Кассану (р. Терексай) Саардыкский интрузив и восточнее Алабукинский — гранодиоритового состава. Обоснования возраста все еще остаются недостаточно полными, чаще датировка допускается по «положению интрузивов в структуре» или по галькам гранитоидов в силурийских отложениях, часто отдаленных от конкретных интрузивов (Зубцов, 1960). Таким образом, наличие каледонского интрузивного комплекса в Чаткальской зоне, по-видимому, доказано, но отнесение к нему всех перечисленных интрузивов еще не обосновано в необходимой мере.

В Кураминской зоне присутствуют и вулканиды геосинклинального типа (Алмалыкский район), и гранитоиды, входящие в каракиинский комплекс. К ним относятся адамеллиты р. Каракии и аляскиты верховьев р. Алмалыка (Кагранги-сай). Они прорывают ордовик-силурийскую толщу, галька их описывается в конгломератах живетской свиты среднего девона (Горецкая и др., 1968). Эти два интрузива небольшие, до 12 км² каждый, тогда как в Чаткальской зоне они значительно крупнее (десятки квадратных километров).

Интересно отметить отсутствие среди каледонской интрузивной серии не только формации основных пород, но и среднего состава. Однако петрографическое, и петрохимическое сходство рассматриваемых гранитоидов с аналогами в Северном Тянь-Шане — большое (как указывают Д. Н. Елютин, К. Д. Помазков), в частности, по их высокой калиевости.

Для каледонской магматической серии Северного и Срединного Тянь-Шаня закономерно сокращение состава и появление кислых модификаций среди вулканидов и плутоидов в южном направлении относительно крайнего севера каледонид описываемой области. Не исключено и относительное омоложение среднетяньшаньских плутоидов по сравнению с их северными аналогами, поскольку они, по-видимому, прорывают силур. У вулканидов это явление наблюдается (силурийские вулканиды).

Данная серия в наиболее полном виде в сравнении со всеми другими системами Памиро-Тянь-Шаня представлена в Кураминской зоне, где в ее составе имеются образования всех трех периодов герцинского цикла тектогенеза — геосинклинального (в данном случае парагеосинклинального), инверсионного и орогенного (см. рис. 4).

В Северном Тянь-Шане, где в относительно полном составе сформировалась каледонская серия, герцинская, наоборот, представлена в наиболее сокращенном виде при специфических и схеме проявления, и составе.

В Алай-Кокшаальской системе герцинская серия имеет уже более сокращенный объем комплексов, чем в Кураминской зоне, хотя представители раннего, собственно геосинклинального периода их гораздо типичнее. Сокращены комплексы батолитового и постбатолитового этапов орогенного периода.

В Южно-Гиссарской системе данная серия в отношении полноты ее состава может сравниваться с Кураминской. В ней относительно сложнее и типичнее проявился геосинклинальный (парагеосинклинальный) комплекс, комплекс инверсионного периода, а также по два комплекса батолитового и постбатолитового этапов. Среди последних в юбейх геоструктурах отмечаются магматические комплексы.

Наконец, в Северо-Памирской системе герцинская серия отличается полнотой состава в ее раннеобразованной и средней части — по батолитовый комплекс включительно. Однако образования постбатолитового этапа для этой системы весьма не характерны и, возможно, они отсутствуют.

Северный Тянь-Шань

В данной системе ранние комплексы представлены вулканитами андезито-дацитовой (сугандинский) и дацит-липаритовой (кастекской) формаций. Оба комплекса имеют ранне-среднедевонский возраст, но кастекский относительно более молодой и распространение он получил в более восточных зонах системы (Горевая и др., 1968; Додонова, 1962 а; Кнауф, 1960).

В позднем девоне на северо-западе системы сформировались кольбашинский шонкинит-трахищелочнобазальтовый и аральский липарит-базальтовый вулканогенные комплексы (шонкиниты — субвулканическая фация), по Е. Н. Горевской и др. (1968). Здесь же отмечены вулканиты среднего состава карбонового возраста, с которыми ассоциирован прорывающий их шекулинский интрузивный комплекс, представленный очень небольшим интрузивом (несколько квадратных километров) в центральной части Киргизского хребта. Он сложен главным образом сиенито-диоритами (Королев и др., 1962).

Наибольшее развитие в данной системе получил пермский (ближе не определенный) магматический (?) комплекс, известный под названием кызыломпульского. Он имеет липарит-базальтовый состав до трахибазальтового — в вулканогенной части (ашукольторская свита) и монзонит-сиенит-щелочно-сиенитово-граносиенито-аляскитовый состав — в интрузивной части, где отмечаются и нефелиновые сиениты. В данной части он представлен рядом массивов: Кызыломпульским (площадь до 350 км²), Сандыкским, Боординским и массивами Актюзского района.

В размещении пермских и карбоновых интрузивов наблюдается некоторая закономерность, выраженная в том, что Шекулинский и другие карбоновые массивы залегают в центральной части Киргизского хребта,

пермские — в его восточной оконечности (Кызыломпульский интрузив) и распространяются далеко на восток, будучи там представлены лишь конечной формацией комплекса — аляскитами (Боорду и другие районы), гранофирами (Актюз в Заилийском Алатау). Аналогичные, по-видимому, граниты, в том числе жильного залегания (Джеты-Огуз), отмечаются и в Терсей-Алатау, т. е. далеко на востоке системы. Такое размещение формаций единого комплекса, характерно растянутых вдоль геоструктур, указывает на явление сиалитизации магматического расплава по мере продвижения тектоно-магматического процесса в данном случае в восточном направлении.

В большой мере изолированно проявлен так называемый курганский «сиенит-трахит-трахиадезитовый» комплекс, небольшие тела которого описаны Т. А. Додоновой (1962 в) в западной части системы, на стыке Таласского и Сусамырского хребтов.

Петрографические составы пород пермского комплекса также своеобразны, что выражается прежде всего в преобладании сиенито-диоритоидных, сиенитоидных модификаций. В структурном отношении ведущая роль принадлежит порфировым структурам, вплоть до гигантопорфировых в Кызыломпульском интрузиве за счет фенокристаллов калишпатов. Калиевый облик герцинских плутонов ярко выражен. Из аксессуаров специфическим продолжает оставаться флюорит, который появляется, однако, только в сиенитах и конечных аляскитах.

Интрузивные массивы герцинской серии связаны с наложенными на эпикаледонское основание прогибами. Но и в этих прогибах они контролируются резко дифференцированными структурами с шарнирными разломами, локализуясь в их негативных крыльях.

Геологический возраст только кызыломпульского комплекса в какой-то мере можно считать охарактеризованным, поскольку одноименный интрузив прорывает ашукольторскую свиту, содержащую пермские палинологические остатки (по Е. М. Андреевой). Верхняя возрастная граница комплекса остается невыясненной.

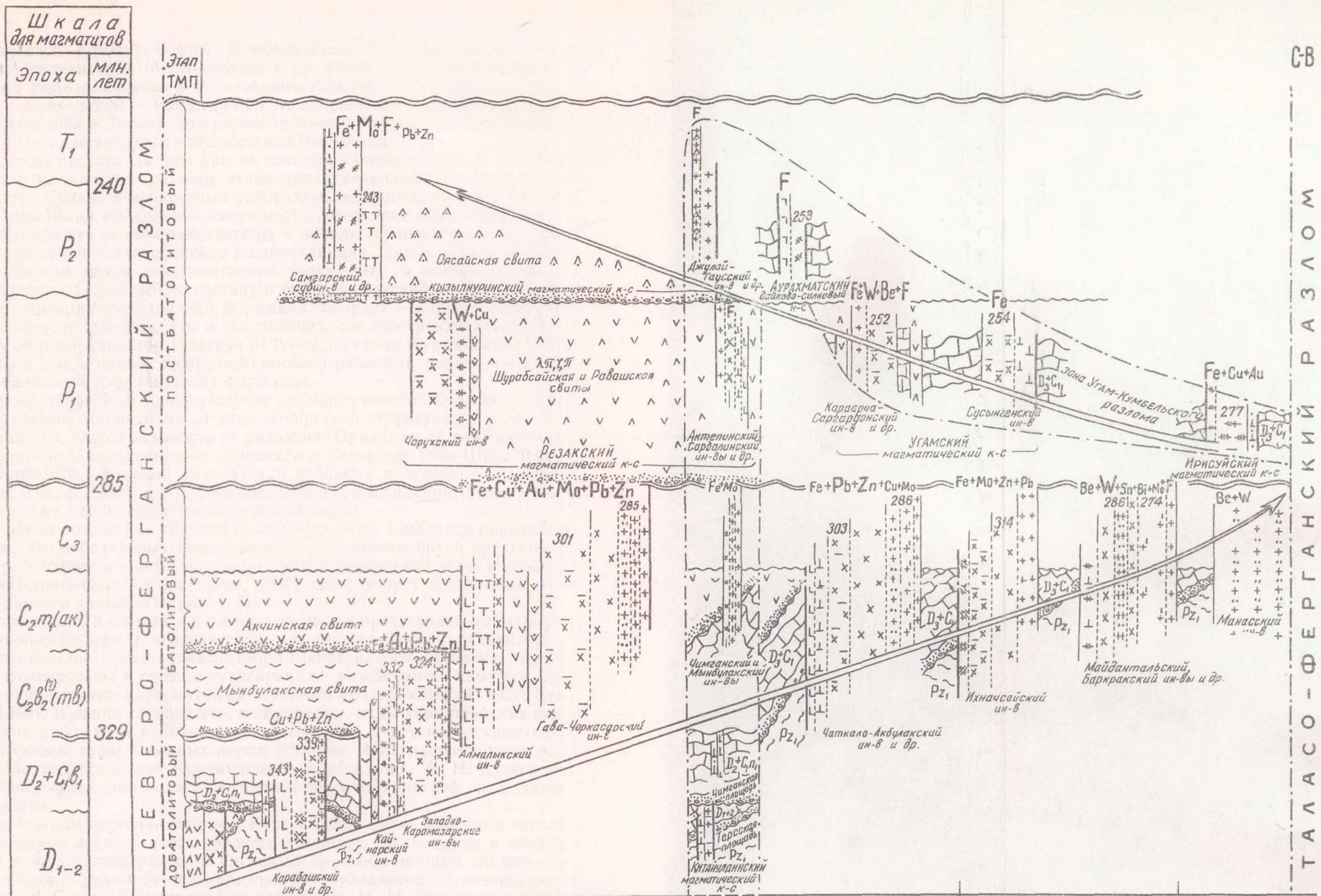
Радиологический возраст также установлен только для двух главных пород кызыломпульского комплекса — для сиенитов и аляскитов соответственно в 277 и 249 млн. лет, что отвечает ранней и поздней перми. Именно пермский комплекс и является рудоносным в Северном Тянь-Шане. Его характеризует свинцово-цинковое оруденение и редкометальное, а также флюоритовая минерализация (Боорду, Актюз, Курган и др.).

Срединный Тянь-Шань

В Срединном Тянь-Шане и именно в Кураминской зоне, как отмечалось, развилась эпицентральная зона герцинского магматизма. Здесь он представлен не менее чем 7, как правило, магматическими комплексами, число которых сильно сокращается как в Чаткальской, так и в Нарынской зонах.

Первый в этой серии ранне-среднедевонский (калканатинский) комплекс в относительно полном виде сформирован на северо-западе Кураминского хребта, он включает вулканиты липаритовой формации, залегающие с большим размывом на юрдовик-силурийской метаморфической толще, и прорывающие эти вулканиты небольшие тела (до нескольких квадратных километров) гранодиорит-порфиров и кварцевых мондонит-порфиров (см. «Петрография Узбекистана», 1964).

В северо-восточных районах зоны комплекса представлен только покровной и отчасти субвулканической фацией кварцевых порфиров (правобережье р. Ахангарана и южные предгорья северо-восточной половины



Главные из изверженных комплексов	Калканатинский магматический	Шавасский интрузивный	Кураминский магматический	Башкызылсайский магматический	Акубулакский интрузивный	Майдантальский интрузивный	
Тектона-магматический район	ЗАПАДНО-КАРАМАЗАРСКИЙ		ВОСТОЧНО-КАРАМАЗАРСКИЙ		ЮЖНО-ЧАТКАЛЬСКИЙ	СЕВЕРО-ЧАТКАЛЬСКИЙ	ЗАПАДНО-ТАЛАССКИЙ

- ▲ ▲ ▲ 1 ▼ ▼ ▼ 2 ∇ ∇ ∇ 3 ⊥ β μ ⊥ 4 ∇ ∇ ∇ 5 L ∇ L 6 ⊕ ∇ ⊕ 7 L ∇ L 8 ⊥ δ ⊥ 9 ⊗ δ ⊗ 10 ⊥ δ ⊥ 11 ⊥ ∇ ⊥ 12 ⊥ ∇ ⊥ 13 ⊗ ∇ ⊗ 14
 × ∇ × 15 × ∇ × 16 ⊕ ∇ ⊕ 17 ⊕ ∇ ⊕ 18 ⊕ ∇ ⊕ 19 ⊕ ∇ ⊕ 20 ⊕ ∇ ⊕ 21 ⊕ ∇ ⊕ 22 ⊥ ∇ ⊥ 23 ⊗ ∇ ⊗ 24 ⊕ ∇ ⊕ 25 | α | δ 26 ~ 27 Fe, Pb, Zn 28

Рис. 5. Развитие герцинического тектоно-магматического процесса в Чаткало-Кураминской геоструктуре.

Порфиры и их производные: 1—липаритовые; 2—дацитовые; 3—андезитовые порфиры и их производные; 4—вулканы базитовой формации; 5—субвулканические тела; 6—габброиды; 7—габбро-сиениты; 8—габбро-диориты; 9—диориты; 10—банатиты; 11—кварцевые диориты; 12—сиенито-диориты; 13—кварцевые сиенито-диориты; 14—гранодиориты; 15—адамеллиты; 16—гранодиорит-порфиры; 17—трондземиты; 18—плаггиограниты; 19—граниты; 20—алаяскиты; 21—алаяскит-порфиры; 22—гранит-порфиры; 23—сиениты; 24—сиенит-порфиры; 25—нефелиновые сиениты; 26—границы; а — комплексов б — формаций комплексов; 27—рубеж батолитового этапа; 28—прочие химические элементы; цифры—абсолютный возраст, млн. лет; Северо-Ферганский разлом—инициально-буферного типа, Таласо-Ферганский—буферно-инициального, стрелой указано направление ТМП.

Чаткальского хребта). В зоне Кумбель-Угамского разлома, ее юго-восточной половине, Х. М. Абдуллаев и др. (1958) отметили фациальный переход этого комплекса в образования, близкие геосинклинальным вулканитам — мандельштейны, прорванные силлами плагиогранитов (бассейн р. Терса). Эти раннегерцинские магматиты почти отсутствуют в Чаткальской зоне и полностью в Нарынской.

Породы кислого состава при их высокой калиевости обычно не свойственны магматитам раннего этапа геосинклинального развития геоструктур. Однако в конкретных условиях Срединного, а также и Северного Тянь-Шаня это явление имеет место, что можно объяснить, видимо, тем, что обе эти складчатые системы к началу герцинского цикла представляли собой эпикаледонские геоантиклиналы. Они и начали развитие в герцинском цикле как позитивные структуры, в которых развился совершенно однородный по составу и синтетектонический по возрасту магматизм липарит-гранитоидной формации. Возраст — ранне-среднедевонский. Следует отметить, что в тех районах, где геоструктура приобрела депрессионный характер (бассейн р. Терса, на стыке Кураминской и Чаткальской зон, в полосе Кумбель-Угамского разлома), проявился магматизм базитовой (офиолитовой) формации.

Таким образом, в данном случае обнаруживается большая зависимость состава магматизма от типа конкретной структуры, в которой он проявляется, чем от этапности ее развития. Принимая во внимание и то, что аналоги калканатинского комплекса в Северном Тянь-Шане (суганды-кастекский комплекс) относятся к среднему палеозою (Додонова, 1962 а; Кнауф, 1960), допускаем принадлежность калканатинского комплекса также к герцинской магматической серии.

Верхняя возрастная граница калканатинского комплекса определяется тем, что в базальных конгломератах живетского яруса среднего девона р. Каракии в северо-западной части Кураминской зоны в изобилии (см. «Петрография Узбекистана», 1964) присутствует эрозионный материал данного комплекса (рис. 4, 5).

Магматизм инверсионного периода представлен (намыр-раннебашкирская эпоха) незначительными проявлениями вулканизма основного состава и плутонизма габбро-гранитоидного комплекса. Вулканы фиксированы в связи с турнейскими, визейскими, намырскими и раннебашкирскими карбонатными осадками (Васильковский, 1952; Головин, 1960). В одних случаях это, по-видимому, лавы (аркутсайская свита бассейна р. Угама и вулканиты по р. Испай), в других — существенно пироксеновые туфы основных пород (Чимган, Чалатинское рудное поле, юго-западные предгорья Кураминского хребта, по Ж. Н. Кузнецову). Подобные вулканиты пока не выявлены ни в Чаткальской, ни в Нарынской зонах.

То, что они переслаиваются в Кураминской зоне морскими отложениями самой верхней части среднего палеозоя, захватывая и поздний, когда в этих частях разрезов появились грубообломочные, но еще морские фаши, — указывает на образование вулканитов в инверсионный период. В Северо-Восточном Каржантау, по Н. П. Васильковскому, в этот период имели место и пластовые интрузии сиенит-порфиров, тогда как чимганский ранненамырский вулканизм завершился субинтрузией габбро-порфиритов, характерно развившейся по периферии ранненамырской вулканогенной кальдеры (Головин, 1960).

Плутонизм инверсионного периода представлен многофазным шаваским комплексом габбро-гранитоидного состава при доминирующем проявлении в нем гранодиоритовой формации и ничтожно малом — аляскитовой (Головин, 1960). Полное развитие комплекс получил в правобережье

р. Ахангарана (Шавас, Белеуты и Акчасай). Но однообразные порфировидные гранодиориты средней стадии (фазы) становления комплекса широко развиты в юго-западной оконечности Кураминского хребта (более 200 км²) — по р. Сараймардану и восточнее Такелийского рудного поля (по Е. М. Головину). Образования этого комплекса отсутствуют не только в Чаткальской и Нарынской зонах, но и в центральных и восточных подзонах Кураминской зоны.

Несмотря на то, что шавасский комплекс принадлежит к инверсионному периоду, завершая его, горные породы уже с ранних габброидов (первая фаза) отличаются повышенной калиевой щелочностью. В габброидах обычен биотит, встречается калиевый полевой шпат, а среди жильных дериватов описаны оливин-калишпатовые породы (кенталлениты). Главной гранодиоритовой формации предшествовала фаза банатитов.

Геологический возраст шавасского комплекса определяется прорыванием (Текели) карбонатной толщи девона — нижнего карбона, включая, по-видимому, и раннеамюрские отложения. Верхняя граница комплекса устанавливается по налеганию на различные формации комплекса мынбулакской вулканогенной свиты, залегающей в основании позднепалеозойской толщи Кураминской зоны. Таким образом, геологический возраст шавасского комплекса может датироваться с большой вероятностью как посленамюрский или даже как послераннебашкирский, поскольку разрез морских отложений на северо-востоке Кураминской зоны включает и эти отложения. Но верхняя возрастная граница датируется лишь по мынбулакской свите, возраст которой может быть принят как позднебашкирский (см. ниже). Допускаем раннебашкирский возраст шавасского комплекса.

Радиологический возраст пород, относящихся к средним его формациям, равен 334 млн. лет и более поздним — 320.

Рудная минерализация, парагенная этому комплексу, выражена в медных и типичных полиметаллических рудопоявлениях.

Магматизм орогенного периода герцинского цикла начался, по-видимому, в позднебашкирское время или в раннемосковское. Дело в том, что в Кураминской зоне инверсионный период завершился на юго-западе не позже раннего намюра (Мышиккол), а на северо-востоке, как отмечалось, в конце раннебашкирского времени (с-в Каржантау, Румянцева, 1970).

В связи с этим можно утверждать, что для всей зоны инверсионный период завершился к концу раннебашкирского времени. Следовательно, начало орогенного периода должно относиться к позднебашкирскому времени, о чем свидетельствует следующее.

В основании позднепалеозойской вулканогенной толщи Кураминской подзоны залегают мынбулакская свита дацитов-андезитовых порфиритов с базальными конгломератами — продуктов наземного вулканизма уже орогенного периода (Васильковский, 1952; Головин, Юрьева, 1963; «Стратиграфия Узбекской ССР», 1965). По многим данным, мынбулакская свита несогласно перекрывается акчинской свитой, в основном сложенной туфами и игнимбритами дацитовых порфиров. В основании акчинской свиты, как правило, присутствует базальный горизонт тонко- и грубообломочных пород существенно осадочного происхождения, но также с подмесью туфов. Многие находки из этих базальных слоев остатков флоры, спор и пыльцы позволяют датировать геологический возраст акчинской свиты как «верхи башкирского века и низы московского» («Стратиграфия Узбекской ССР», 1965).

Таким образом, положение наземной мынбулакской свиты между морскими отложениями раннебашкирского времени (внизу) и отложениями башкирско-московского времени среднекарбонной эпохи (вверху) позволяет допускать возраст этой свиты как позднебашкирский. Данное определение подтверждает и тот факт, что в Нарынской зоне, входящей в состав Срединного Тянь-Шаня, наряду с Кураминской, Е. И. Зубцов и Е. И. Зубцова (1961) описали свиту андезитовых порфиров с туфами и туфолавами мощностью до 500 м, несогласно залегающую на известняках визе-намюра. Вверху свита содержит линзы известняков с «обильными остатками фораминифер, кораллов брахиопод и другой фауны». По заключению В. И. Волгина и Л. В. Кушнар, комплекс фауны «указывает на весьма вероятную принадлежность слоев к башкирскому ярусу среднего карбона»; эта толща, по их мнению, несогласно залегает на известняках нижнего карбона и в Нарынтау.

Аналоги мынбулакской свиты известны и в Чаткальской зоне, правда, проявление ее там весьма ограниченное — в низовьях р. Сандалаша (Головин, 1960; В. Ф. Бородаенко и др., И. Д. Доронкин).

Таким образом, вулканы начала орогенного периода (мынбулакская свита и ее аналоги в Сандалаше и Нарыне), вероятно, распространились на все три зоны Срединного Тянь-Шаня, однако широкое проявление они получили только в Кураминской зоне.

Мынбулакская и акчинская свиты не только разделены несогласием, между ними в конце мынбулакского времени имел место и достаточно мощный плутонизм, сформировавший карамазарский комплекс. Вместе с мынбулакской свитой он образует магматический комплекс, давший начало батолитовому этапу. Крупные интрузивы этого комплекса — Западно-Карамазарский, Чокадамбулакский, Акташский и Моголтауский имеют существенно гранодиоритовые составы (см. табл. 1) и площади до 400 км². Проявления карамазарского комплекса не характерны или даже неизвестны в Кураминской зоне восточнее Кумбель-Угамского разлома.

В Чаткальской зоне очень вероятный аналог данному комплексу — сандалашский, относимый Г. И. Макарычевым к среднему карбону. Сандалашский интрузив прорывает по р. Сандалашу карбонатную толщу и вулканы мынбулакской свиты (по Е. М. Головину; М. Д. Гесю и др.). Но представителей этого комплекса нет в северной части Чаткальской зоны, где вместо них появляются гранитоиды более позднего комплекса средне-позднекарбонного возраста.

В Нарынской зоне аналогами карамазарскому, по-видимому, можно считать теректинский комплекс верховьев р. Нарына. Он датируется среднекарбонным возрастом (по Т. А. Додоновой). Однако этот комплекс не распространился на большую западную половину Нарынской зоны, где сформировались интрузивы более позднего возраста, как и в Кураминской зоне, среднепозднекарбонного.

Петрографический состав комплекса характеризуется резким преобладанием гранодиоритов среди подчиненных им диоритов и сиенитодиоритов, гранодиорит-порфиров и гораздо меньше аляскитов заключительной фазы становления комплекса (см. табл. 1, рис. 4). Интрузивы комплекса контролируются антиклинальными структурами высоких порядков. Западно-Карамазарский интрузив локализуется в одноименной антиклинали, погружаясь корневой частью в зону Алтынопканского разлома, сопрягающего эту складку с Пайбулакской синклиналью. Теректинский интрузив Нарынской зоны подчинен зоне Атбаши-Иньльчекского разлома, разделяющего, как известно, Срединный и Южный Тянь-Шань. Таким образом, интрузивы этого комплекса — антиклиналь-

плутоны, проявившиеся в зонах резко дифференцированных тектонических структур и разместившиеся в позитивных элементах таких структур.

Интрузивы комплекса прорывают мынбулакскую свиту как наиболее верхний член разреза вмещающих их пород. Это отчетливо наблюдается в Западно-Карамазарском интрузиве к северу от сел. Уткемсу, в Акташском интрузиве в районе Наугарзанского месторождения, в Пангазском интрузиве по Каргатсаю. Подобные соотношения остаются неизвестными для Теректинского интрузива в Нарынской зоне.

В Кураминской зоне в ряде случаев установлены перекрытия интрузивов данного комплекса акчинской свитой нижнемосковского времени, это четко прослеживается в следующих пунктах: в Моголтау, в самом восточном экзоконтакте Музбельского интрузива (изобильная галька в базальных конгломератах, по Васильковскому, 1952; Е. М. Головину); Чокадамбулакском (в истоках Тереклиса) и Западно-Карамазарском (у сел. Уткемсу) интрузивах, в Понгазском интрузиве по Каргатсаю. Отмечено также налегание базальных конгломератов этой свиты на Сюренъятинский и Акташский интрузивы (по Е. М. Головину; Ю. В. Бородину). Таким образом, геологический возраст карамазарского интрузивного комплекса устанавливается сравнительно мотивированно как *предмосковский*; радиологический возраст по диоритам 332 млн. лет и гранодиоритам 314.

Рудоносность комплекса, по-видимому, была достаточно проявлена, но в силу наложений поздних минерализаций на раннюю нельзя утверждать это определенно. Доказательства того, что карамазарский комплекс был продуктивен, можно видеть в следующих фактах: а) преакчинский возраст Школьного золоторудного месторождения (Шевкаленко, 1970); б) связанность с Западно-Карамазарским интрузивом Мисканского кварц-меднорудного проявления; в) тесная связь Саудалашского золоторудного поля с одноименным интрузивом или его сателлитами (В. Ф. Бородаенко и др.), а также Среднесаудалашского молибденового рудопроявления (по Е. М. Головину).

Становлением карамазарского комплекса магматизм батолитового этапа в Кураминской зоне не завершился, а продолжал развиваться, достигнув апогея в следующую средне-позднекарбонную эпоху. Он выразился в формировании кызылсайского интрузивного комплекса в Кураминской зоне и акбулакского и кумбельского соответственно в Чаткальской и Нарынской.

К данным комплексам относятся крупнейшие для этой геоструктуры интрузивы: Чаткало-Ангренский батолит площадью около 1000 км², Акбулакский интрузив и группа интрузивов восточной половины Чаткальского хребта, дренируемого бассейном р. Кассана, Майданталский, Манаский и Тоялымышский в северной части Чаткальской зоны и Уланский, Коктурпакский, Сонкульский, Западно-Акшийрякский с площадями около 950 км² (Сонкульский интрузив) — в Нарынской. Эти средне-позднекарбонные комплексы — не только наиболее широко развитые образования среди плутонов Среднего Тянь-Шаня, они характеризуются и наибольшей интенсивностью и, по-видимому, длительностью становления в сравнении с другими, что выразилось в их многофазности.

Многофазные интрузивы характерны для Чаткальской и Нарынской зон, тогда как в Кураминской они сложены в большинстве случаев адамеллитами при участии гранодиоритов. Граниты наблюдаются в существенном количестве только в Чоркасарском интрузиве.

Составы интрузивов Чаткальской зоны определяются тесным формационным рядом от габброидов к диоритам — банатитам — гранодиоритам — субщелочным гранитам анаульганского типа — адамеллитам —

гранитам — лейкогранитам красного цвета, относящимся уже к заключительной фазе внедрений. Однако только некоторые из интрузивов обладают таким сложным строением (Акбулакский, Майдантальский), они относятся к центральным районам территории Чаткальской и Кураминской пары зон. «Окраинные» же интрузивы имеют гораздо более простое строение. На юго-западе Кураминской зоны это гранодиориты, меньше адамеллиты; на крайнем севере Чаткальской аляскитовые граниты слагают крупный Манасский интрузив (400 км²).

В Нарынской зоне наблюдается та же схема размещения интрузивов, но только в направлении с востока на запад: умеренно кислые гранитоиды в Теректинском интрузиве и лейкократовые в Западно-Акшийрякском.

Породы средне-позднекарбонového комплекса в петрохимическом отношении характеризуются высокой калиевоcтью, которая распространяется даже на габброиды ранних фаз его становления, например, ортоклазовое габбро в Текешском интрузиве или появление банатитов ранней фазы в Ихначайском, сверхнормативные содержания калишпата в анаульганских лейкогранитах — около 42% при высокой общей щелочности их (см. табл. 1, 4, 5, 6, 7). Интересно отметить, что значительное повышение калиевой щелочности приходится на северный район Чаткальской зоны, тогда как в южных данный показатель нормализуется.

У пород этого специфического района своеобразные составы имеют и аксессуарии. Так, для анаульганских лейкогранитов с высокой калиевой щелочностью обычны торит, монацит, циртолит и флюорит, не характерные для других пород данных комплексов Срединного Тянь-Шаня.

Локализация интрузивов данных комплексов произошла исключительно в антиклинальных структурах достаточно высокого порядка. Корневые части интрузивов обычно связаны с зонами сопряжения антиклиналей с синклиналями, т. е. с шарнирными зонами радиальных флексур в понимании А. А. Полканова (1955). Яркие примеры — Чимганский интрузив, корневая часть которого связана, в частности, с шарнирной зоной радиальной флексуры, синклинальное крыло которой погружается в Нурекатасай, т. е. в западном направлении. Антиклинальное же крыло (г. Чимган) резко взброшено. Другими примерами могут служить Акбулакский и Ихначайский интрузивы. Таким образом, интрузивы данной группы комплексов — антиклинал-плутоны с корневыми системами, нередко приходящимися на шарнирные зоны радиальных флексур.

Геологический возраст описываемых комплексов до самого последнего времени принимался в одних случаях как позднекарбонový (Васильковский, 1952; Головин, 1971; Головин, Баймухамедов, 1971; Гесь и др.; Макарычев, 1964; «Петрография УзССР», 1964); в других, по Л. Г. Луниной и Ф. Ш. Раджабову («Петрография УзССР» (1968), возникло представление о «пермо-триасовом» возрасте аляскитовых гранитов Чоркасар-Чадакского района Кураминской зоны, которые указанными выше авторами включались в позднекарбонový комплекс как одна из его фазовых формаций.

По аналогии и по некоторым данным радиологических работ некоторые авторы приписали такой же (пермо-триасовый) возраст и «аляскитовым гранитам» Чаткальской зоны (Козырев; «Петрография Узбекистана», 1964). В то же время аляскиты всегда теснейшим образом ассоциируют в единых интрузивах с другими формациями, единодушно относимых к позднекарбонovому комплексу, образуя закономерный формационный ряд. В этих условиях представляется невозможным характеризовать возраст аляскитов как пермо-триасовый. Аляскиты включают

Сравнительная характеристика главных петрохимических параметров фазаций интрузивных комплексов инверсионного этапа герцинского цикла для Памиро-Тянь-Шаня

Формация ранне-среднекарбонатовых интрузивных комплексов	Северный Тянь-Шань			Срединный Тянь-Шань			Южный Тянь-Шань						Северный Памир							
	Шекулинский			Шавасский			Северо-Нуратинский			Ширкентский			Обихумбуоский							
	площадь, км ²	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	площадь, км ²	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	площадь, км ²	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	площадь, км ²	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	площадь, км ²	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O
Перидотиты, серпентиниты Габбро, диориты Гранодиориты, адалмеллиты Плагнограниты	30*																			
		55,72	4,01	1,87	18	48,50	2,75	1,35	7,5	38,99	0,24	0,14	1	41,90	0,00	0,00	240	39,24	0,10	0,00
		66,37	3,30	4,73	75	64,08	2,77	3,73		48,14	1,97	0,84	5	46,59	1,75	0,84		52,22	2,02	1,32
	60,62	3,54	5,18						67,52	3,90	3,89	1,2	70,70	4,04	1,24		65,30	3,71	1,48	
																		73,60	5,22	0,62

* Здесь и далее для инверсионного этапа площади даются в целом по всему комплексу.

Таблица 5

Сравнительная характеристика главных петрохимических параметров формаций интрузивных комплексов батолитового этапа герцинского цикла для Памиро-Тянь-Шаня

Формация позднекарбонатовых интрузивных комплексов	Срединный Тянь-Шань				Южный Тянь-Шань								Северный Памир			
	Кураминская зона				Нуратинская зона				Южно-Гиссарская зона							
	площадь, км ²	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	площадь, км ²	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	площадь, км ²	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	площадь, км ²	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O
Габбро, диориты	25	57,80	3,36	2,85	360	55,10	3,33	2,48	270	52,10	2,30	1,93	140	62,10	2,69	3,16
Гранодиориты	650	63,30	2,95	3,97	140	64,40	3,17	3,90	740	64,60	2,77	3,04				
Гранодиориты, адалмеллиты	1995	66,80	3,48	4,03	590	64,80	3,32	2,76					540	65,60	2,96	3,34
Адалмеллиты	50	67,20	2,83	4,73	230	67,10	3,97	3,54	1440	69,90	2,91	3,71				
Граниты, аляскиты	263	72,72	3,37	4,49	890	71,90	3,35	4,28	4000	72,80	3,64	3,95	1167	73,30	3,52	4,01

Таблица 6

Сравнительная характеристика главных петрохимических параметров формаций интрузивных комплексов батолитового этапа герцинского цикла для Срединного Тянь-Шаня

Формация верхне-и среднекарбонатовых интрузивных комплексов	Чаткальская зона												Кураминская зона							
	Манасский интрузив				Майдантальский комплекс				Амбулакский комплекс				Кызылсайский комплекс				Карамазарский комплекс			
	площадь, км ²	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	площадь, км ²	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	площадь, км ²	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	площадь, км ²	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	площадь, км ²	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O
Габбро, диориты					33	51,40	3,64	3,03	45	57,10	3,27	3,87					25	57,80	3,36	2,85
Гранодиориты					90	62,40	3,22	3,19	240	63,60	3,64	4,12	4	63,70	2,67	3,99	648	62,90	3,24	3,95
Гранодиориты, адалмеллиты									144				1675				320	66,80	3,48	4,03
Адалмеллиты					230	67,40	3,34	4,32	895	68,30	3,34	3,80	50	67,20	2,83	4,73				
Граниты, аляскиты	419	75,60	2,94	5,02	530	73,80	3,92	4,43	400	73,60	3,96	4,54	60	73,30	3,08	4,46	200	72,15	3,66	4,53

Таблица 7

Сравнительная характеристика главных петрохимических параметров формаций постбатолитового этапа герцинского цикла

Формация пермских и пермо-триасовых интрузивных комплексов	Северный Тянь-Шань				Срединный Тянь-Шань															
	Киргизская зона				Чаткальская зона				Кураминская зона								Нарынская зона			
	площадь, км ²	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	площадь, км ²	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	площадь, км ²	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	площадь, км ²	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	площадь, км ²	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O
Габбро, монцониты		56,45	3,05	6,12		49,33	2,87	5,15										44,34	2,50	2,96
Диориты		53,76	4,59	5,63										59,58	4,28	3,55				
Гранодиориты, адалмеллиты						63,95	3,22	3,64		62,21	4,16	3,18								
Граниты, аляскиты		73,62	4,31	4,90		71,59	3,83	3,33		71,88	2,98	4,23		77,16	5,11	1,40		71,80	3,90	4,50
Сиениты		58,21	3,74	7,70						61,10	5,16	2,63						56,52	3,87	5,77
Граносиениты		64,41	3,14	6,14										64,71	3,58	4,59				

ся нами поэтому в единый комплекс с другими отмеченными формациями позднекарбонového комплекса.

Датирование комплекса в Нарынской зоне в большой мере опиралось на радиологические данные и на разностороннюю аналогию его с позднекарбонowymi комплексами Чаткало-Кураминской системы зон (Головин, Баймухамедов, 1971).

К 1971 г. в Кураминской зоне были выявлены два важных для разбираемой темы факта: а) изменение возраста оясайской свиты, ранее принимавшегося как позднекарбонový, б) выявление постоянной ассоциации кызылсайского интрузивного комплекса с акчинской вулканогенной свитой московского яруса среднего карбона, которую интрузивы комплекса прорывают, но перекрываются Шурабсайской свитой ранней перми.

В соответствии с новыми данными (В. А. Арапов; Е. М. Головин; Қоржаев, 1969; Ю. М. Кузичкина) возраст оясайской свиты нами принимается как позднепермский.

На этих основаниях возраст кызылсайского комплекса принимается как средне-позднекарбонový. Приблизительно такой же возраст можно допускать и для акбулакского и кумбельского комплексов, если они не омоложены в силу запаздывания в том направлении ТМП, инициальная зона которого приходится на юго-запад Кураминской зоны.

Радиологические возрасты формаций комплексов указаны в табл. 2.

Средне-позднекарбонový комплекс как в отношении формационной развитости, так и в объемном отношении отражает кульминацию развития батолитового процесса в Срединном Тянь-Шане, и, как увидим ниже, в Южном Тянь-Шане. Формированием его завершился батолитовый этап герцинского тектоно-магматического цикла в этой системе.

Рудоносность комплекса может представляться как существенная. В Кураминской зоне с гранитоидами повышенной основности комплекса тесно ассоциированы скарновые месторождения свинца и цинка (Кульпаксайское, частью Гавасайское), медно-золоторудные (Базымчакское) и некоторые другие. В Чаткальской зоне комплекс минерализации этого плутонизма значительно расширен: скарновые железорудные проявления (Ихначайское и др.), свинцово-цинковые (Кошмансайское и др.), молибденово-флюоритовые (Баркракское) и другие проявления в скарнах; кварцево-всльфрамитовые (Баркракское, Аюторское), хрусталеносное (Шамтерекское), в Нарынской зоне скарновые — золото-шеелитовая (Кумбельское) грейзеновая с касситеритом (Макбальское) и другая минерализация.

Сравнение характеров проявления трех интрузивных комплексов, сформировавшихся в Срединном Тянь-Шане в ходе конца инверсионного периода и батолитового этапа орогенного периода, позволяет выявить следующие закономерные явления:

а) последовательно от раннего шавасского позднебашкирского комплекса к комплексам средне-позднекарбонového возраста возростало проявление формаций более кислого ряда за счет заметного убывания в них формаций базитового и умеренно кислого рядов с соответственным закономерным размещением их в зонах; общая тенденция этой закономерности — омоложение образований и их сиалитизация в направлениях смещения магматического процесса — на север-северо-восток в Чаткало-Кураминской двузональной системе и с востока на запад — в Нарынской зоне в течение батолитового этапа;

б) увеличение объемов (площадей) проявления как образований комплексов в целом, так и формаций кислого ряда в частности;

в) для батолитового этапа Кураминской зоны характерно проявление не только мощного плутонизма, но и самого интенсивного в Среднем Тянь-Шане вулканизма; в результате были сформированы кураминский позднебашкирский (?) магматический комплекс андезито-гранодиоритового состава и башкызылсайский московско-позднекарбонный дацит-адамеллитово-гранитового состава;

г) эволюция металлогенных комплексов происходила в общем направлении от сульфидно-железородного профиля к железородно-редкометалло-фторному составу, что происходило параллельно с интенсификацией и ростом продуктивности процесса.

Постбатолитовый этап магматизма в Среднем Тянь-Шане начинается формированием западоталасского магматического комплекса щелочно-базитового формационного ряда. Это произошло на крайнем севере Чаткальской зоны, у стыка ее с Таласской. Ранние в этом комплексе щелочные базальтоиды (дуобинская свита) представлены площадью в несколько десятков квадратных километров. Небольшие интрузивы сложены шонкинитами, монцонитами и другими подчиненными им модификациями щелочных пород основного ряда (Абдрахманов, 1961).

Щелочность имеет ярко выраженный калиевый профиль. Дифференциаты кислого ряда в комплексе не характерны или отсутствуют. Интрузивы комплекса — Ирисуйский и Каиндинский и мелкие штоки — прорывают карбонатную толщу, включая и раннеамюрские отложения, на которые налегают и вулканы. Однако верхняя возрастная граница комплекса остается неизвестной. Допускается пермский возраст комплекса, и в этом допущении определенную роль играет радиологический возраст ряда его образований. Среднее значение принимается как 277—267 млн. лет.

Скарново-медно-железородное оруденение с признаками золота профилирует металлогению этого комплекса. Аналоги ему остаются почти неизвестными, если не считать кольбашинский щелочно-базитовый комплекс девонского возраста в Северном Тянь-Шане (Горещкая и др., 1968).

Образования следующей стадии орогенного магматизма в его постбатолитовом этапе представлены угамским и резаксайским магматическими комплексами. Первый — в составе сусынченского интрузивного комплекса и вулканитов Уясяя. Второй включает шурабсайскую вулканогенную свиту и куюндинский интрузивный комплекс Кураминской зоны. Они датируются геологическими и радиологическими методами как раннепермские («Стратиграфия Узбекской ССР», 1965; «Петрография Узбекистана», 1964).

Вулканы комплекса относятся к андезито-липаритовой формации и сравнительно небольшими блоками отмечаются по всей площади Кураминской зоны — от Северо-Восточного Каржантау до Коксарекской мульды включительно и даже до Кассанского грабена на северо-восточной окраине Кураминского хребта. То же характеризует интрузивный комплекс данного возраста: на крайнем севере он представлен Сусынгенским интрузивом, в центре зоны — Сардалинским и другими, на юго-западе Чорухдайронским и, наконец, на северо-востоке — Сыртджайляуским лакколлитом, прорывающим в Коксарекской мульде шурабсайскую свиту вместе с равашской свитой, нами включаемой в первую как ее верхняя подсвита. Небольшие тела аналогичных плутонитов устанавливаются и по Кассансаю, также в ассоциации с вулканами шурабсайской свиты.

Сводный формационный состав куюндинского интрузивного комплекса достаточно сложен (от ранних к поздним): габбро-монцониты-грано-

диориты-лейкограниты и аляскиты. Петрохимическая характеристика приведена в табл. 1 и 4.

В структурно-тектоническом контроле комплекса в противоположность комплексам батолитового этапа ведущую роль стали играть синклинальные или вообще негативные тектонические структуры. Яркие примеры — Сусынгенский интрузив, размещенный в Верхнеугамской синклинальной структуре, а также Сыртджайляуский в ядреной части Коксарекской мульды. Чорухдайронский интрузив разместился в западной-юго-западной периферии Тереклинской (Самгарской) кальдеры или мульды проседания (по В. А. Арапову) и развился вдоль шарнирной зоны (с разломом) перегиба между этой кальдерой и восточной оконечностью Моголтауской антиклинали.

Геологический возраст комплекса устанавливается наиболее аргументированно относительно других комплексов данной магматической серии Кураминской зоны. Возраст шурабсайской свиты — ранняя пермь («Стратиграфия Узбекской ССР», 1965). Куюндиинский интрузивный комплекс прорывает ее и вместе с ней прорывается и оясайской свитой, и кызылнуринскими субвулканитами позднепермского — раннетриасового (см. ниже) возраста («Петрография Узбекистана, 1964»).

Указанные явления убедительно выражены по р. Булакбаши у сел. Гава и р. Айгырбайталу в бассейне р. Чадака (по Е. М. Головину).

Рудоносность комплекса отчетливо проявляется в Чорухдайронском рудном поле — кварцево-шеелитовое оруденение, в Сусынгенском интрузиве — скарново-железородная минерализация.

В Чаткальской зоне образования раннепермского комплекса, кроме бассейна р. Угам, по-видимому, представлены Караарча-Саргардонской полосой интрузивов и сателлитовых даек. Аурахматский комплекс субщелочных (возможно, щелочных, по И. В. Мушкину) пород базито-снититовой формации, как и дайковые системы р. Кулосья, Чавата и других участков, примыкающих к зоне Угам-Кумбельского разлома, также возможно, являются пермскими и, скорее, позднепермскими. Все эти послекарбоновые плутониты Чаткальской зоны весьма продуктивны в металлогеническом отношении (редкометалльно-фторная и скарново-железородная минерализация).

В Нарынской зоне так же, как и в Чаткальской, послекарбоновые комплексы имеют скорее позднепермский возраст. К ним относятся Шаматорский интрузив площадью до 300 км² щелочно-снититонидной формации, а также дайковый комплекс (джергетальский) порфирит-лампорфирового состава (Е. М. Головин, 1970) с радиологическим возрастом в 238 млн. лет. Как и в Чаткальской зоне, структурная позиция этих комплексов определяется контролирующими их синклинальными структурами при существенной роли разрывных нарушений. Другая аналогия с Чаткальской зоной состоит в интенсивной флюоритонности джергетальского комплекса, как и аурахматского в Чаткальской.

Заведомо позднепермские магматиты относительно широко представлены в Кураминской зоне, где нами выделяется кызылнуринский магматический комплекс и группа «послекызылнуринских даек», возможно, тесно связанная с кызылнуринским комплексом.

Главнейшие формации кызылнуринского комплекса — вулканиты оясайской свиты, субвулканиты и субинтрузии кызылнуринской свиты (как эти магматиты принято именовать в Кураминской зоне), целиком относящиеся к липарит-гранит-порфировому формационному ряду.

Оясайская свита различных порфировых пород покровной фации вулканизма резко несогласно залегает в Чокадамбулак-Тереклинской площади юго-запада Кураминского хребта на шурабсайской свите ранне-

пермского возраста, а в окрестностях сел. Гава субвулканиты оясайской свиты прорывают субвулканиты шурабсайской (по Е. М. Голвину).

С использованием палинологического метода Ю. М. Кузичкиной удалось доказать пермский возраст базальных слоев оясайской свиты (Майликатансай), широко распространенной в ассоциации с кызылнуринскими субвулканитами палеовулкана Бабайтаудор в бассейне р. Ахангарана. В. П. Коржаев (1969) на основе флористических данных и радиологического возраста пород оясайской свиты также относит возраст ее к более позднему, чем шурабсайской, и ставит в рамки пермского периода.

Таким образом, для пермской оясайской свиты следует принять позднепермский возраст, поскольку она залегает на шурабсайской свите раннепермского возраста.

Принадлежность кызылнуринских вулканитов к раннетриасовой эпохе допускает Т. А. Сикстель (1961).

Близкие возрасты оясайской и кызылнуринской свит, их тесная ассоциация в единых тектонических структурах и аналогичные петрохимические характеристики позволяют рассматривать эти образования как комагматические, составляющие единый кызылнуринский вулcano-субинтрузивный комплекс позднепермского — раннетриасового возраста (см. рис. 4 и 5).

Средние значения радиологических данных для кызылнуринской свиты — 243 млн. лет (см. табл. 2). С точки зрения требований к исходным материалам значения этих цифр, по-видимому, еще не могут быть приняты за окончательные. Однако они указывают на весьма молодой в рамках позднего палеозоя возраст этих вулканитов.

Главные петрохимические особенности комплекса — высокая лейкократовость его порфировых пород, относящихся к ряду ультракислых высококальциевых образований (см. табл. 4), насыщенных, в частности, фтором в виде акцессорного флюорита и изоморфных примесей в породообразующих и других акцессорных минералах (апатит и др.).

Петрохимическая специфика комплекса отразилась и на составе его металлогении, отмеченной характерной фторной минерализацией и парагенной ей редкометалльной. Главные флюоритовые месторождения Кураминской зоны тесно связаны именно с полями развития этого комплекса в полном его составе (Чибаргатинское, Наугарзанское, отчасти Суппаташское и др.). Флюоритонность падает в тех полях, в которых присутствует только один дериват этого комплекса, например, в Чашлинском поле гранофиры Чалатинского лакколита, в Гавасайском блоке сясайских субвулканитов флюоритизация отсутствует, а в Дюшалинском слабо выражена, и т. д.

Кызылнуринский комплекс — ярко выраженный представитель магматизма депрессионного типа, проявлявшийся в негативных структурах — в синклиналиях, кальдерах, приразломных опущенных блоках. В Чаткальской и Нарынской зонах образования этого комплекса не доказаны.

Позднейшие палеозойские магматические образования в Среднем Тянь-Шане представлены дайками «диабазовых порфиритов». В Кураминской зоне очевиден послекызылнуринский возраст таких даек, тогда как в Чаткальской и Нарынской зонах они или фиксируются по данным радиологических исследований, например, джергетальский комплекс Молдотау в Нарынской зоне (238 млн. лет), или предполагаются по их свежести и позднему образованию относительно других магматитов. Дайки порфиритов Чаткальской и Нарынской зон аналогичны поздней-

шим дайкам такого же состава в Кураминской зоне, где послекызылну-ринский возраст их доказан.

Таким образом, в Срединном Тянь-Шане палеозойский магматизм завершился проявлением основной магмы в характерной (повсеместно) дайковой форме. Связан ли этот магматизм с поздними, значительно проявленными комплексами — ответить на этот вопрос можно после дополнительных исследований. В Кураминской зоне возможна связь его с кызылнуринским комплексом, если судить по структурно-пространственным ассоциациям тех и других образований. Но в Чаткальской и Нарынской зонах позднейшие порфиритовые дайки в полной мере оторваны от развитого интрузивного комплекса, а джергетальский, кроме того, сам представляет собой комплекс, в данном случае гомодромного типа. Таким образом, герцинский ТМП и в Нарынской зоне завершился самостоятельным проявлением основной магмы, т. е. в отрыве от какого-либо позднего глубинного комплекса герцинской серии. Эти конечные дайково-порфиритовые комплексы, ассоциируя с оруденением, всегда предшествовали ему во времени образования. Примеры — Наугарзанское, Чибаргатинское и другие флюоритово-рудные поля в Кураминской зоне, Джергетальское — в Нарынской, Хайдарканское — в Алайской и т. д.

Южный Тянь-Шань

В Южном Тянь-Шане в противоположность Срединному ярко выражены вулканогенные комплексы геосинклинального периода. Они представлены в большинстве случаев породами офиолитовой формации и спорадически липаритовой. Для первой формации характерна многократность проявления вдоль узких зон (от 2 до 15 км шириной) глубинных разломов краевого типа — Нуратау-Южноферганского, Южно-Гиссарского и Атбаша-Иныльчекского (Горенская и др., 1968; «Петрография Узбекистана»; Пятков и др., 1967; «Стратиграфия Узбекской ССР», 1965).

Самые ранние офиолитовые комплексы относятся к кембрию и ордовики. В названных разломах они проявились преимущественно в западных звеньях — в Кызылкумской зоне и в западной половине Южно-Гиссарской системы. Однако вулканиты этого возраста отмечены и в восточном звене южноферганской половины названного разлома.

В силурийский период офиолитовый магматизм продолжался в зоне Нуратау-Южноферганского разлома с образованием почти тех же формаций офиолитового ряда. Но в южной окраине Кызылкумской зоны, в Кульджуктауской подзоне в этот же период сформировался вулканогенный комплекс липаритовой формации, что было отмечено и в Зирабулак-Каратюбинской подзоне Нуратинской зоны. Вулканизм этого периода развился и в Кокшаальской зоне, достигнув в районе Борколдойского хребта фации щелочных базальтов (Т. А. Додонова и др.).

Следующий этап геосинклинального вулканизма офиолитовой формации приходится на силур-девонскую эпоху и собственно девонский период, когда он локальными проявлениями охватил, по-видимому, всю зону Нуратау-Южноферганского глубинного разлома. Вулканиты этого возраста отдельными полосами прослеживаются от Султануиздагской подзоны Кызылкумской зоны до самых восточных районов Южно-Ферганской ветви Нуратау-Южноферганского разлома и даже фиксируются в Кокшаальской зоне, где они проявились уже в живетском веке (по Т. А. Додоновой). Предполагается, что с этим этапом на западе проявились уже и ультрабазитовые интрузии, к которым А. А. Кустарникова, например, относит Чорыктинский серпентинитовый массив гор Тамдытау

(Горецкая и др., 1968). В Южно-Гиссарской системе вулканизм этого периода не доказан.

Ранне-среднекарбонный магматизм Южного Тянь-Шаня сформировал уже полные магматические комплексы офиолитовой формации в ряде зон обеих систем этого региона: северонуратинский с перидотит-габброидным составом в интрузивной части, южноферганский того же состава, которому в вулканогенной части отвечают покровы диабазов и порфиритов в отложениях раннего и среднего карбона (Горецкая и др., 1968), североферганский магматический с габбро-перидотитовым интрузивным комплексом, атбашинский перидотит-габбро-плагиигранитный комплекс (по Е. И. Карпович и др.) и, наконец, ширкентский магматический комплекс Южно-Гиссарской системы, интрузивная часть которого проявилась уже в наиболее полном виде относительно аналогичных комплексов Алай-Кокшаальской системы, а именно в составе серпентинитов, габброидов, тоналитов и плагиигранитов.

Заметное развитие данный комплекс получил на западе системы в бассейнах р. Туполанга и Сангардака. В восточной половине системы, в верхнем течении р. Кызылсу зафиксированы лишь единичные выходы плагиигранитов (Гаврилин, Филиппович, 1965).

Рудоносность офиолитовых комплексов характеризуется значительным проявлением оруденения колчеданно-полиметаллической формации на западе Южно-Гиссарской системы, а также в Южно-Ферганской ветви Нуратау-Южноферганского разлома.

В проявлении герцинского геосинклинального магматизма в Южном Тянь-Шане можно отметить следующие закономерности:

а) высокая стационарность проявления в узких зонах глубинных разломов краевого типа, в которых сформировалась как бы в виде телескопированной колонны серия офиолитовых комплексов геосинклинального и инверсионного периодов;

б) на западе обеих систем региона проявились наиболее ранние и вулканические, и плутонические комплексы, тогда как в крайних восточных зонах, наоборот, самые поздние, по крайней мере среди интрузивных комплексов (позднекарбонного возраста); «скольжение» геосинклинального магматизма такой направленности отмечается и для Южно-Ферганского звена Нуратау-Южноферганского разлома, где, по Э. В. Поярковой (1968), «намечается скольжение во времени внедрения гипербазитовой интрузии с запада на восток». На западе они визейского, а на востоке среднекарбонного возраста;

в) одновременно с миграцией процесса отмечается и появление формаций кислого плагиигранитного ряда, совершенно не характерного для зоны Нуратау-Южноферганского разлома, относящейся к западной ветви Алай-Кокшаальской системы; такого рода сиалитизацию процесса в южном направлении можно отметить и для раннепалеозойского вулканизма (силур) кызылкум-нуратинской части Южного Тянь-Шаня.

К магматизму инверсионного периода, по-видимому, следовало бы отнести в Южном Тянь-Шане такие позднейшие офиолитовые комплексы, как ранне- и среднекарбонного возраста, северонуратинский, ширкентский, атбашинский. Ширкентский, например, раннеамюрский комплекс сформировался, по-видимому, в начале этого периода, тогда как атбашинский — явно в конце инверсии Кокшаальской геосинклинальной системы — в позднекарбонную эпоху (Горецкая, Рисин, 1959; Е. И. Карпович). В отличие от синтетектонических комплексов северо-запада Южного Тянь-Шаня в этом южном и отчасти восточном инверсионных комплексах плагиигранитная формация приобрела доминирующее значение. Для Южно-Гиссарской системы характерно смещение

ее проявлений во внутренние (северные) и восточные районы, тогда как ранние формации комплекса — перидотиты (серпентиниты) и габброиды — развивались в юго-западной половине. Здесь они контролируются в большой мере зоной Южно-Гиссарского краевого разлома.

В петрохимическом отношении породы инверсионных комплексов Южного Тянь-Шаня отличаются высокой натровостью. В металлогеническом отношении они не были стерильными. Если не учитывать незначительных проявлений хромитовой и медной минерализаций, можно отметить существенные скопления магнетитовых руд скарного типа (Надир). Но главная продуктивность инверсионных комплексов Южного Тянь-Шаня проявилась в свинцово-цинковом оруденении. Месторождения этой группы: Кан в Южной Ферганае и Хандиза в Южно-Гиссарской системе. Последнее относится к колчеданно-полиметаллическому типу и, по-видимому, сопровождается рядом небольших проявлений.

Гранитоидный магматизм герцинского цикла, по данным В. А. Кутенца и Л. А. Маджи (1971), предположительно начался в девоне с интрузий на востоке системы, в Гармском массиве.

Однако магматизм орогенного периода герцинского цикла в Южном Тянь-Шане проявился исключительно интенсивно и достаточно разнообразно только в позднем палеозое. Он четко делится на плутонизм батолитового этапа, в котором вулканизм заметного развития не имел, и на магматизм постбатолитового этапа с существенно проявленным вулканизмом наряду с плутонизмом.

В батолитовом этапе сформировались нуратинский, ташкоринский и гиссарский комплексы позднекарбонového возраста, а также харангонский, по-видимому, среднекарбонového возраста. Именно эти плутониты образуют крупнейшие интрузивы в Южном Тянь-Шане; из них Западно-Гиссарский имеет площадь около 3000 км². В их составах преобладают адамеллиты и граниты, гранодиориты им резко подчинены. Заметно развились аляскитовые красные граниты заключительной фазы становления комплексов, которые, однако, характерны лишь для определенных интрузивов.

Проявление батолитовых интрузий в Южном Тянь-Шане было закономерным как в части формирования самих комплексов в целом, так и составляющих их формаций в отдельности. Нуратинский комплекс включает заметно проявленные габброиды с диоритоидами и при господстве адамеллитов и гранитов отличается умеренно кислым составом по сравнению с ташкоринским, в котором формации ранних фаз не характерны, резко доминируют граниты и лейкограниты розовых окрасок. Общий состав ташкоринского комплекса характеризуется как кислый и ультракислый (см. табл. 1 и 4).

Гиссарский комплекс, по-видимому, является промежуточным между названными, в нем преобладают граниты, которым адамеллиты заметно подчинены, а красные лейкограниты характерно проявились в запад-юго-западной части этой системы (р. Обизаранг, Кштут, Туполанг, горы Кугитанг).

Таким образом, закономерным следует считать явление сиалитизации позднекарбонových комплексов в западном и южном направлениях Южного Тянь-Шаня, т. е. в направлении миграции ТМП в целом. Процесс фазового развития самих комплексов, в свою очередь, был закономерным.

В Нуратинском комплексе наблюдается увеличение значения гранитов поздней фазы за счет уменьшения пород ранних фаз в юго-восточном направлении, где сформировался Каратюбинский интрузив в основном адемеллит-гранитового состава. Подобные интрузивы отсутствуют на за-

паде зоны. Там в составах интрузивов отмечаются, наоборот, массивы габброидов и диоритондов — Заркайнарский шток габброидов и серия тел диоритов в районе Темиркабукского интрузива (площадями до 22 км²) и т. д. («Петрография Узбекистана», 1964), тогда как лейкограниты составляют не более 5% площади северонуратинских интрузивов (по И. Х. Хамрабаеву).

Ташкоринский комплекс обнаруживает омоложение формаций и сиалитизацию процесса в западном направлении Кокшаальской зоны (по Е. М. Головину, Т. А. Додоновой и др.). Туругартский интрузив лейкогранитов замыкает с более крупными телами р. Аксай цепочку интрузивов этого комплекса. На востоке зоны состав данных интрузивов более сложный, появляются габброиды и диориты самостоятельными телами.

Гиссарский комплекс развивался в пространстве Южно-Гиссарской системы сложным образом. Если эту систему разделить в широтном направлении на восточную и западную половины по Ханакинской впадине, то можно обрисовать общую схему этого процесса. В восточной половине (в Каратегинской) преобладают более ранние формации — гранодиориты и адамеллиты. И, наоборот, граниты и лейкограниты становятся характерными на западе этой восточной половины системы (бассейн р. Варзоба и Кафирнигана). Следовательно, тенденция омоложения формаций этого комплекса и его общая сиалитизация в восточной половине системы более или менее очевидна в направлении миграции ТМП. В западной половине системы размещение формаций комплекса не совсем ясно, хотя увеличивается значение поздних формаций кислого состава (гранитов и красных лейкогранитов) в западном направлении от Ханакинской впадины. Таким образом, намечается омоложение и сиалитизация всего комплекса в процессе его становления в западном направлении, в сторону от Гармского докембрийского массива.

В петрохимическом отношении отмечается давно известный параллелизм процессов омоложения формаций комплексов, их сиалитизации и ощелачивания. Существенно в этом гомодромном развитии то, что оно происходило направленным образом в пространстве складчатой системы. Одновременно с омоложением и сиалитизацией в обеих половинах системы возрастала калиевость поздних формаций, сопровождавшаяся (также в обоих случаях) их фтороносностью (бассейн р. Варзоба и хр. Кугитанг).

Интрузивы описанных комплексов позднего карбона, как правило, представляют собой антиклиналь-плутоны: интрузивы Северного Нуратау, Южного Гиссара — Мачетлинский, Кугитангский, Западно-Гиссарский и др. Гораздо менее четкая структурная позиция у интрузивов ташкоринского комплекса, где отмечаются тела поздних лейкогранитов, контролируемые синклинальными структурами (Мудрюмский сателлит, Туругартский шток). Если для интрузивов батолитового этапа характерна связь с антиклинальными структурами, то чем объяснить проявление части Ташкоринских интрузивов в синклиналях? Возможно, тем, что синклинальные штоки представлены поздними формациями комплекса. И не исключено, что это указывает на более поздний возраст всего комплекса, например раннепермский (Горецкая и др., 1968).

Геологический возраст интрузивных комплексов батолитового этапа в Южном Тянь-Шане не одинаково четко датируется в каждой из геоструктур.

Нуратинский комплекс прорывает отложения среднего карбона («Петрография Узбекистана», 1964). Но отсутствие четкой верхней границы позволило исследователям (Хамрабаев, 1958, и др.) ориентироваться на «нерасчлененную толщу пермо-карбона» (стр. 283), в базальных конгло-

мератах которой имеются гальки гранитоидов, аналогичные породам тут же обнажающегося Койташского интрузива; это позволяет предположить, что последний «образовался в период между концом каширско-го времени московского века среднего карбона и верхним карбоном».

Более поздние исследования в этом районе (З. А. Юдалевич, И. В. Мушкин и др.) показали наличие в Нуратинской и Кызылкумской зонах интрузивов совершенно других или возраста, или состава, чем Нуратинские. Бокалинский интрузив имеет резко выраженный натровый профиль, по З. А. Юдалевичу, предбашкирско-московского возраста, Чармитанский интрузив — габбро-сиенит-гранитового состава. Не исключено, что на северо-западе Южного Тянь-Шаня в рамках позднего палеозоя имеют место несколько интрузивных комплексов. Однако радиологическое датирование, хотя и выполнено в районе в значительном объеме, пока не позволяет решить этот вопрос.

Геологический возраст гранитов ташкоринского комплекса несколько определеннее, так как они прорывают толщу позднекарбонных отложений. Однако отсутствие верхней возрастной границы позволяет отнести граниты, например, к перми. Радиологическое датирование указывает на позднекарбонный возраст (299—307 млн. лет).

Наконец, геологический возраст гиссарского комплекса датируется предположительным прорыванием гранитами позднекарбонной толщи по р. Кафирнигану (Кухтиков, 1964) и тем, что граниты этого единого гранитоидного плутона (Варзобский или Восточно-Гиссарский) перекрываются раннепермской (лючобской) свитой (Горещкая и др., 1968). Таким образом, по-видимому, можно говорить о предпермском возрасте гиссарского комплекса. Радиологический возраст его пород укладывается в рамки 273—304 млн. лет.

Рудоносность позднекарбонных комплексов Южного Тянь-Шаня представляется весьма существенной. В Нуратинской зоне именно с его интрузивами явно связано скарново-шеелитовое оруденение. З. А. Юдалевич и А. А. Кустарникова указывают даже на добатолитовые кварцевые золотоносные жилы в Северном Нуратау и Тамдытау. Ассоциация золотоносности с более ранними (повышенной основности) гранитоидами этого комплекса отмечена и для северо-запада Зирабулак-Зиаэтинских гор Нуратинской зоны. Таким образом, проявления ранней золотоносности фиксируются на северо-западе зоны, а шеелитонности — в юго-восточных районах. Наконец, редкометалльная минерализация в пегматитах проявлялась уже на крайнем юго-востоке зоны в Каратюбинском районе и на юге Зирабулакского.

В Алай-Кокшаальской структурно-формационной системе в целом выявляется макрозональное проявление оруденения батолитового этапа. Именно на западе ее выявлено господство относительно раннего оруденения золоторудной и скарново-шеелитовой формации; на востоке же, в Кокшаальской зоне оруденение этого типа осложняется редкометалльным (касситерит-турмалин-флюоритовая формация), которое ассоциировано с более поздней формацией лейкогранитами. Как увидим ниже, с х е м а последовательного размещения рудных формаций, контролируемая их возрастом, с о х р а н я е т с я в данном случае вне зависимости от порядковости и геоструктур, и таксонов проявления батолитового плутонизма.

В гиссарском комплексе, характерном прежде всего флюоритонностью, можно отметить ассоциацию ее с зонами проявления поздних формаций комплекса.

Постбатолитовый этап магматизма в Южном Тянь-Шане закономерно проявился в зонах относительно поздней консолидации

(Алайская и Кокшаальская зоны и Ханакинская подзона Южного Гиссара). Почти всюду он представлен сложной группой магматических, интрузивных и дайковых комплексов. Появились и собственно щелочные комплексы (алайский, кокшаальский, девонасуйский), липарит-гранит-порфировой формации ультракислого состава (ханакинский), которым, однако, предшествовало формирование комплекса умеренно кислого состава (кичкалайский диорит-гранодиорит-гранитового).

Закономерно в проявлении комплексов и то, что формирование их сопровождалось как поступательным смещением относительно батолитового процесса (например, в Нуратау-Зарафшано-Алайской системе зон), т. е. в восточном направлении, так и возвратным перемещением ТМП снова в инициальную зону системы, что фиксируется, например, по кокпатасскому дайковому комплексу позднепермского возраста (242 млн. лет), наложенному на среднекарбонный в горах Букантау.

В структурном плане все эти образования представляются ярко выраженными депрессионными и контролируемыми тектоническими зонами высокой проницаемости. Для них не характерен выраженный латеральный способ распространения, свойственный плутонизму батолитового этапа.

В Алайской зоне и в Ханакинской подзоне Гиссара плутонические образования прорывают пермские и в последнем случае позднепермские осадки (вулканиты). Но верхние границы их датируются лишь по перекрытиям меловыми отложениями. Радиологическое датирование и здесь стало существенным: алайский комплекс — 234 млн. лет, кокшаальский — 263 и девонасуйский — 220.

В течение последнего десятилетия в Южном Тянь-Шане была выявлена щелочно-базальтоидная формация, представленная несколькими комплексами дайкового (Нуратинский хребет) и дайково-диатремового типа (Гиссарский хребет), по Р. Б. Баратову и др. (1971). Эта формация тесно связана с палеозойскими образованиями, в том числе с гранитоидами.

Попытки приписать этой формации раннемезозойский возраст (И. В. Мушкин и др.) пока мало обоснованы.

Рудоносность заведомо постбатолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня характерна в одних геоструктурах золотоносностью (Западный Узбекистан), других — флюоритоносностью с сурьмой и ртутью (Алайская зона), в третьих — шеелитоносностью с сульфидами (Зарафшанская зона).

Северный Памир

В Северном Памире герцинский ТМП отличается полным развитием ввиду его проявлений во всех трех периодах цикла, за исключением, правда, постбатолитового этапа, когда он, по-видимому, отсутствовал.

Геосинклинальный вулканизм проявился по крайней мере трижды. Первые проявления его фиксируются в спилит-кератофировой формации ордовикского возраста в Дарваз-Сарыкольской зоне. Гораздо более мощным был вулканизм раннего карбона, возникший в северной периферии данной зоны. В это время снова появилась спилито-кератофировая формация, образования которой получили широкое распространение, слагая внешнюю дугообразную мегасинклинорную структуру вдоль всего Северного Памира (Буданов, 1964).

Раннекарбонный вулканизм (намюрской эпохи) завершился формированием обихумбоуского перидотит-габбро-диорит-гранодиорит-плагиогранитного комплекса, интрузивы которого распространились в запад-

ной половине Северо-Памирской системы, тесно ассоциируя с вулкани- тами (магматический комплекс) и прорывая их.

Обихумбоуский комплекс чрезвычайно характерен мощным проявле- нием в его составе поздней формации плагиогранитов. Крупнейшие инт- рузивы этих пород достигают 400 км² (Обихумбоуский интрузив).

В структурном отношении Обихумбоуский интрузив, как и Обихинго- усский, представляет собой ярко выраженные антиклинал-плутоны, про- рывающие силурийские и кембрийские отложения, выступающие среди поля раннекарбонových вулканитов. Породы комплекса — высоконатро- вые (см. табл. 1 и 4).

С интрузивами комплекса ассоциированы проявления скарново-же- лезорудного с медью оруденения и свинцово-цинковой минерализации жильного типа.

Магматизм офиолитовой формации продолжился и в пермском перио- де, когда вулканическая деятельность с м е с т и л а с ь в юго-восточном направлении в Каракульскую зону, где и выразилась в формировании диабаз-порфиритовой формации. Баляндкиикский ультрабазит-плагио- гранитный комплекс завершил этот вулканизм каракульского мегасин- клинория. Крупный интрузив эти породы образуют в бассейне р. Ба- ляндкиика, т. е. в западной периферии Каракульской структуры, где он прорывает раннепермские отложения и сам прорывается гранитами позднего пермь-триаса (Буданов, 1964). Интрузив резко вытянут вдоль разлома.

Таким образом, система Северного Памира в палеозое своеобразно развивалась еще и в том отношении, что относительно длительное вре- мя существовал трудно расчленимый геосинклинально-инверсионный период развития. Он был отмечен крайне интенсивным магматизмом, процессы которого последовательно смещались как бы диагонально к дугообразной структуре Северного Памира (см. рис. 2), в юго-восточном направлении.

Орогенный период развития Северо-Памирской системы, по-ви- димому, пришелся на позднюю пермь и ранний триас (?). Спорадическое появление позднепермских отложений указывает на завершенность ин- версионного периода к этой эпохе, когда установился геоантиклиналь- ный режим.

После вулканизма (карачимская карбонатная свита с вулканидами) собственно батолитовый процесс развился уже в конце поздней перми или в триасе (данные абсолютного возраста указывают на послед- ний), что привело к становлению каракульского базитово-гранитоидного комплекса в составе следующих формаций: перидотиты-габброиды, дио- риты, гранодиориты и порфиroidные граниты, биотитовые граниты, лейкограниты с мусковитом и турмалином (Буданов, 1964; Лутков, 1972).

В размещении формаций каракульского комплекса отчетливо выра- жено последовательное омоложение их в восточном направлении, по дуговой структуре Северного Памира. В результате наблюдается такая схема: на крайнем юго-западе, в Дарвазе господствуют базиты и дио- риты, например, Чапсая в истоках р. Обиравноу, где они прорывают позднюю пермь, но до отложений памирского горизонта.

В восточном направлении геоструктуры диориты не фиксируются, а резко увеличенные в размерах интрузивы слагаются гранодиоритами и, по-видимому, адеметеллитами (Танымас-Баляндкиикский интрузив, площадь около 370 км²). Далее к востоку гранодиориты в интрузивах вытесняются порфиroidными гранитами при участии лейкогранитов (Лутков, 1968). Последние слагают ряд крупных интрузивов восточной

половины Советского Северного Памира. Например, площадь Каракульского интрузива овальной формы составляет около 300 км².

В структурном плане каракульский комплекс представляет собой образование депрессионного типа, что подтверждается не только размещением почти всех его интрузивов в таких крупных негативных структурах, как Каракульский мегасинклиниорий, Обисытаргинская, Верхне-Обиравноуская синклиналь (в Дарвазе); на такую тектоническую позицию комплекса указывает и то, что конкретные условия локализации интрузивов, в свою очередь, связаны с синклинальными структурами более низких порядков (Сабзагурский интрузив диоритов в Обиравноуской синклинали, Каракульский интрузив, Обихингоуский и др.). Однако за счет интрузивных силовых напряжений сами полости (камеры) размещения массивов получили позитивные формы, если судить по характерам строения контактных зон.

Для пород каракульского комплекса характерен средний химический состав, отвечающий составу адамеллита, в частности, адамеллитовой формации самого комплекса; отмечается некоторое увеличение калиевой щелочности при нормальной щелочности комплекса и закономерном нарастании ее от ранней формации к конечной. Комплекс, следовательно, имеет натрово-калиевый облик (см. табл. 1).

Геологический возраст каракульского комплекса скорее позднепермский (по Н. Г. Власову, И. П. Пыжьянову, В. П. Лозиеву), если судить по четко установленному внутрипозднепермскому возрасту диоритов Дарваза, которые предположительно мы относим к ранней фазе становления. По Н. Г. Власову (1961), диориты юго-запада Северо-Памирской системы «прорывают юллиярскую свиту мургабского (?) горизонта верхней перми и с ясными следами размыва перекрываются следующей по разрезу шакарсевской свитой памирского горизонта верхней перми».

Широкоразвитые гранитоиды этого же комплекса в восточных зонах системы также прорывают позднюю пермь (район оз. Каракуль и др.), но верхняя граница времени их образования там остается неясной. Представляется, что граниты востока системы вследствие миграционного характера ТМП и большой его длительности (см. ниже) могут иметь относительно диоритов несколько более поздний возраст. Однако принадлежность и диоритов юго-запада, и гранитоидов востока к единому интрузивному комплексу не позволяет разделять их по возрасту настолько, чтобы первые были внутрипозднепермскими, вторые оказались триасовыми. Скорее можно допустить, что каракульский комплекс в полном составе имеет позднепермский (предтриасовый) возраст, чем пермо-триасовый, как это признают А. Х. Кафарский, И. П. Пыжьянов, а также В. С. Лутков (1971).

Радиологический возраст каракульских гранитоидов варьирует в пределах 200—209 млн. лет. В. С. Лутков полагает, что эти значения указывают на омоложение пород вследствие диффузионных потерь аргона, с чем можно согласиться.

Рудоносность каракульского комплекса слабо выражена. В. С. Лутков указывает на признаки оловоносности «мазарского комплекса», породы которого тесно ассоциированы с гранитоидами обихумбоуского комплекса, а не каракульского.

География россыпной золотоносности западных взгорий Дарваза (бассейны р. Яксу, отчасти Обисурха) может указывать на возможность того, что коренная золотоносность связана, в частности, с диоритами небольших штоков верховьев р. Обиравноу.

Постбатолитовый этап герцинского ТМП в данной системе, по-видимому, не имел места. Известные проявления магматизма заведомо

постпалеозойского возраста скорее следует относить не к конечным этапам палеозойского ТМП, а к киммерийскому и альпийскому циклам.

Можно выделить основные особенности магматизма Северного Памира:

а) интенсивное и длительное проявление ТМП геосинклинально-инверсионного периода, образования которого получили резко преобладающее распространение относительно магматитов орогенного периода;

б) проявление плутонизма батолитового этапа, к которому по формационному составу и существенным размерам интрузивов нами отнесен каракульский комплекс в негативных структурах, а не в позитивных, что для него весьма характерно;

в) ярко выраженный гранитоидный характер плутонизма, поскольку граниты (плагииграниты) стали резко доминирующей формацией уже в геосинклинально-инверсионных комплексах, что и прослеживается в каракульском комплексе батолитового этапа.

По указанным особенностям палеозойский ТМП Северного Памира заметно отличается от Тяньшаньского. Однако характер закономерностей самой миграции процесса здесь в полной мере повторился.

Размещение почти всех палеозойских магматитов Северного Памира указывает на поступательный характер миграции соответствующего ТМП в общем направлении с запада на восток в соответствии с дуговой структурой этой системы. Для каракульского комплекса заметно выражено и смещение по диагонали относительно северной и южной границ геоструктуры.

Диагональность смещения можно проследить по размещению диоритов ранней фазы в северной окраине системы (Обиниоуская зона), тогда как граниты конечной фазы достигают южной окраины в противоположной, восточной ее части, где группа интрузивов района сел. Ранкуль примыкает к зоне Акбайтальского разлома — южной границе Северного Памира.

ПОСТПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

Как будет показано ниже, миграция постпалеозойского ТМП приобрела диаметрально противоположную ориентацию той, которую этот процесс имел в течение палеозоя, а именно — в северном направлении. Поэтому естественнее проследить его в направлении с юга на север и начать с наиболее южных районов Памира, где постпалеозойский магматизм представлен образованиями самых ранних этапов киммерийского цикла. Так, киммерийский ТМП характерен для Юго-Восточного Памира. Он представлен весьма полной магматической серией сложного состава, в интрузивной части которого резко господствующее распространение получили габбро-габбродиорит-гранитоидные комплексы триасового, а также юрского и раннемелового возраста (Буданов, 1964). Металлогения этой части Памира, по-видимому, в большей мере связана с данным комплексом (Афиногенова, 1968).

Размещение формации комплексов в геоструктуре Юго-Восточного Памира позволяет обнаружить те же закономерности, которые, например, в Северном Памире получили формации каракульского позднепермского комплекса. Они указывают на миграцию соответствующего ТМП в общем в восточном направлении со всеми указанными особенностями размещения.

Центральный Памир, по-видимому, лишен ТМП киммерийского цикла (Буданов, 1964).

В Северо-Памирской системе магматиты киммерийского возраста представлены только вулканитами более позднего, чем триа-

совый, возраста, а именно триасово-юрского; им датируется мынтекинская свита диабаз-кварц-порфиривого состава (Буданов, 1964).

Киммерийский ТМП достиг Тянь-Шаня в ее более поздний период и в сокращенном виде. Это фиксируется по единственному выходу «мелового базальта» в Северной Фергане у сел. Ташкумыр (по О. С. Велову).

Альпийский ТМП эпицентральной зоной проявления сместился относительно такой зоны киммерийского ТМП (Южный Памир) на север, в систему Центрального Памира. Здесь он развился в полном составе главных формационных и фациальных представителей магматитов и получил значительное распространение в пространстве системы (Буданов, 1964). Состав альпийской магматической серии определяется ванч-язгулемским габбро-гранитоидным комплексом мел-палеогенового возраста, с которым допускается связь бартанг-пшартского вулканогенного комплекса сложного состава. Однако на юго-востоке системы фиксируются, кроме того, отголоски позднейшего этапа альпийского ТМП, что следует из проявлений щелочно-трахито-сиенитоидного магматизма юго-восточной окраины Центрального Памира. К ним относятся приразломные пирокласты трахитовых порфиров и жильные представители дункельдыкского интрузивного комплекса неогенового возраста — фергуситы, бороланиты и другие дериваты калиево-щелочных сиенитоидов (Буданов, 1964). Главная часть плутонитов развита на юго-востоке Советского Памира (Дмитриев, 1969).

В Северном Памире альпийский ТМП развился, как и киммерийский, весьма локально в структурах грабенов и в резко сокращенном виде — это аксалы-мазарский палеогеновый существенно дайковый комплекс, относящийся к диабазовой формации (Буданов, 1964).

Далее на север Памиро-Тянь-Шаня альпийский ТМП фиксируется в Северо-Тяньшаньской системе. Его образования представлены оливиновыми базальтами, залегающими в позднепалеогеновых красноцветных отложениях Боомского ущелья и в урочище Торайгыр в Северном Иссыкулье (здесь в форме силла мощностью до 20 м, по И. Л. Захарову и М. А. Талипову).

Постпалеозойская рудоносность Памиро-Тянь-Шаня особенно характерна для южной половины Памира (Афиногенова, 1968). Но она строго не доказана для Северного Памира (Лутков, 1968), тогда как в Южно-Гиссарской системе Южного Тянь-Шаня уже заметно проявлена флюоритоносность и полиметаллическая минерализация в связи с юрскими и отчасти меловыми отложениями (Попов и др., 1970).

Еще более позднее оруденение (свинцовое в неогеновых отложениях) развивалось в Западном Акшийряктау Среднего Тянь-Шаня, для которого А. А. Луйк (1970) доказывает даже четвертичный возраст.

Такова картина северной ориентации постпалеозойского ТМП. Он протекал в связи с мощным альпийским орогенезом Памиро-Тянь-Шаня, являясь результатом неотектонической активизации этой эпипалеозойской геоструктуры.

Глава IV

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ТМП В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ

Приведенные материалы позволяют сделать вывод, что главные процессы геосинклиналильного развития — седиментация, структурообразование и магматизм (и постмагматизм, как показано ниже) — подвержены одному и тому же явлению, а именно геологически сопряженному закономерному перманентному перемещению, т. е. миграции в геологических структурах. Перманентность миграции геосинклиналильного процесса сама по себе указывает на возможность рассматривать ее применительно к любому, из таксонов видов геологического развития. Необходимо иметь в виду соответствие порядковостей таксонов анализируемого вида процесса (плутонизм, вулканизм, постмагматизм и т. д.) и тектонической структуры, контролирующей этот процесс.

Дифференциальные колебательные движения элементов геоструктур являются главным из непосредственных внешне выраженных факторов не только геосинклиналильного процесса или отдельных его видов, но и их направленной миграции (см. ниже). Эта последняя может методами геохронологического и фациального анализом с учетом восточной ориентировки ротационных усилий Земли получать геометрическое выражение и, в свою очередь, характеризоваться по ориентировке.

В работе исследован тектоно-магматический процесс. Однако он рассматривается главным образом с позиций проявления магматизма и в меньшей мере тектогенеза и седиментации.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ТМП

Инициальные зоны, т. е. зоны появления начальных этапов ТМП того или иного порядка, представляют собой тектонические образования «промежуточного» типа, которые развиваются в полосах сопряжения геотектонически в той или иной степени антипоидальных геоструктур. Такого рода зоны представлены или радиальными флексурными перегибами, или полосами смятия горных пород, или разломами. Инициальные зоны высшего порядка, дающие, как правило, начало циклам ТМП, приходится на стыки таких антипоидальных геоструктур, как подвижные части геосинклиналильных систем с их срединными массивами или даже с ограничивающими эти системы платформами. Следовательно, эти зоны развиваются в полосах высокой контрастности тектонических движений и на фоне еще преобладающего депрессионного режима.

Меньшую контрастность тектонических движений обнаруживают инициальные зоны ТМП батолитовых (средних) этапов в тех случаях,

когда они развиваются внутри подвижных частей геосинклиналей, приурочиваясь нередко к образованиям одного структурного этажа. Не меньшей контрастности движения отмечаются и в инициальных зонах ТМП поздних этапов. Следовательно, прямая зависимость между степенью контрастности движений в инициальных зонах и объемами проявления магматитов при приближенном рассмотрении вопроса не намечается. Но контрастность движений вместе с общим геотектоническим режимом (главенство опусканий или поднятий), по-видимому, в большей степени регулирует петрохимический облик продуктов ТМП.

В ходе развития циклов ТМП инициальные зоны могут, как отмечалось, приобретать значение буферных и буферно-инициальных структур. В них можно ожидать явление наложения образований поздних этапов на ранние.

Памиро-Тянь-Шань представляет собой область троекратной перемежаемости геосинклинальных систем (в последующем складчатых) со срединными массивами (главными межгорными впадинами). В силу этого в ней можно выделить 7 инициальных зон: Северо-Тяньшаньскую, Терской-Каратаускую («линия Николаева»), Северо-Ферганскую, Нуратау-Южно-Ферганскую, Атбаши-Иньльчекскую, Южно-Гиссарскую, Северо-Памирскую. Для перечисленных зон характерны постоянство проявления в них офиолитового магматизма в течение фанерозоя. В этом можно видеть особенность как этого магматизма, так и тектоники самих зон, поскольку только они в ряду других структур оказывались способными «генерировать» магматизм данного типа.

Троекратная перемежаемость «стабильных» и «подвижных» геоструктур Памиро-Тянь-Шаня, на наш взгляд, представляет собой «структурную раму», на базе которой формировалось в ходе геологической истории столь ярко выраженное зональное геологическое строение этой области. В формировании данной зональности инициальные зоны также играли свою главенствующую роль. Именно в них возникали геологические процессы в начале каждого фанерозойского цикла, которые отличались самостоятельностью и имели качественно-количественные отличия от таковых в других аналогичных зонах.

Инициальные зоны не отличались абсолютной стационарностью. Тенденцию частичного смещения к югу и юго-востоку можно отметить в Нуратау — Южно-Ферганской зоне (например, появление Надиргского участка существенно габброидных пород южнее Канского, более древнего) и в Северном Памире (беляндкиикский офиолитовый комплекс на юге восточной половины системы). В этих небольших масштабах можно говорить о латеральной миграции офиолитового магматизма.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ МИГРАЦИИ ТМП

Возникнув в относительно позитивном звене инициального глубинного разлома, ТМП начального и раннего этапов того или иного цикла мигрирует в целом в доль данного разрыва и в направлении нестабилизированной или активизирующейся его части. Вулканизм начальных этапов при этом заметно распространяется в сторону негативных крыльев, где образования субвулканических фаций и ассоциированные с ними постмагматиты локализуются в связи с тектоническими нарушениями в позитивных складчатых элементах относительно низкого порядка. Следующий за этим плутонизм ранних этапов, как правило, связан с зонами самих разломов, обычно образуя в них кулисы линзовидных тел.

Миграция раннего ТМП вдоль рассмотренных первичных инициальных зон приостанавливается или меняет направление структурами разломов, поперечно направленными к ним и достаточно высокого порядка. Это барражирование миграции ТМП поперечными разломами особенно резко проявляется в тех случаях, когда противостоящие инициальной зоне крылья таких разломов оказываются взброшенными. Такого рода поперечные разломы, очевидно, могут рассматриваться как структуры буферного типа.

Восточно-Ферганское звено Таласо-Ферганского сдвига является одним из примеров буферной структуры, в данном случае относительно Южно-Ферганской зоны палеозойского ТМП и не только ранних этапов. Последний, мигрируя в восточном направлении, достиг Таласо-Ферганского упора (буфера) и к тому же заметно позже (силур — средний девон), чем он начал проявляться на западе (кембрий — ордовик).

Буфер Таласо-Ферганского разлома изменил дальнейшее течение раннего ТМП, и сам, став инициальной структурой в силуре, направил его на северо-запад. В бассейне р. Карасу-западная этот процесс завершился формированием базитового комплекса в среднем и даже, по-видимому, в позднем карбоне (Горецкая, и др., 1968). Процесс прекратился снова на стыке с буферной структурой, четко представленной северо-восточными разломами истоков р. Карасу — западная с их взброшенными «противостоящими» крыльями.

ТМП батолитовых этапов или начинается в тех же первичных инициальных зонах, где он отмечался в ранние этапы, или проявление его смещалось во внутренние зоны стабилизирующейся геоструктуры. Для Памиро-Тянь-Шаня характерен первый случай. Сохраняя продольно-линейную миграцию в первичных или главных инициальных зонах, ТМП батолитового этапа получал, кроме того, как бы латеральное распространение, т. е. продвигался в стороны от первичных и от появляющихся вторичных инициальных зон уже внутри высокопорядковых геоструктур. В главную (среднюю) свою фазу (апогей этапа), представленную гранодиоритами, адеманеллитами или гранитами (в зависимости от позиции зоны в зональной области), процесс достигал наибольшего распространения и притом по обе стороны внутригеоструктурных инициальных зон. В эту или поздние фазы процесс достигал противоположной (относительно инициальной) границы данной геоструктуры. Иногда это происходило и в ранние фазы. Сочетаясь с конечными, они обуславливали в этом случае появление габбро-аляскитовых ассоциаций.

Размещение интрузивов батолитового этапа в тектонических зонах и системах Памиро-Тянь-Шаня и степень участия в них тех или иных фазовых формаций позволяет заключить, что волны ТМП имеют эпицентральные, фронтальные и тыловые зоны. Первые представлены наиболее полными ассоциациями формаций, обычно сосредоточенных в рамках интрузивов, вторые — образованиями поздних (конечных) фаз или их преобладаниями в ассоциации с другими, последние — преимущественно средними (гранодиоритами, адеманеллитами). Как правило, батолитовые процессы достигали противоположных инициальным зонам границ геоструктур именно фронтальными зонами своих волн.

Противоположные границы зон и тем более систем Памиро-Тянь-Шаня представлены высокопорядковыми разрывными структурами. И во всех случаях они приостанавливали или к тому же отражали в одних случаях латеральную, в других — продольную миграцию батолитового процесса. При принципиальной однонаправленности отраженного процесса с направлением ротационно-центробежных сил Земли обратный ход батолитового процесса получал заметное развитие (Чат-

кальская зона, Южно-Гиссарская система и др.). Факт отражения процесса «противоположными» разломами указывает на выполнение ими роли буфера и в отношении батолитового процесса.

Латеральной миграции батолитового процесса не препятствуют внутригеоструктурные элементы тектоники даже достаточно высокого порядка. Они только регулируют его. Так, пограничный Угам-Кумбельский разлом явился границей распространения батолитового процесса в части карамазарского среднекарбонového комплекса. Но процесс мигрировал и далее к северо-востоку, но уже в средне-позднекарбонovou эпоху. Подобные примеры можно привести и по другим геоструктурам.

Батолитовый процесс — единственный среди ТМП других этапов и по ряду иных особенностей. Укажем следующие:

в случае полного проявления (вулканизм + плутонизм) он фиксируется во всех трех элементах относительно высокопорядковых структур (в синклиналиях — вулканы, в антиклиналиях и шарнирных зонах — антиклиналь-плутоны);

образует крупнейшие вулкано-плутонические тела и тем более интрузивы среди плутонических тел других этапов процесса;

формирует наиболее дифференцированные и многофазные комплексы, включающие как перидотиты ранних фаз, так и аляскиты или даже щелочные сиенитоиды конечных фаз (Акбулакский, Гиссарский и другие комплексы);

отличается наибольшей длительностью относительно других этапов ТМП — в 30 млн. лет и более.

Таким образом, ТМП батолитового этапа характеризуется исключительной активностью, что указывает на его высокий энергетический потенциал.

ТМП постбатолитового этапа возникал там, где завершался ТМП средних этапов. Если последний не достигал буферной — пограничной структуры, то поздний ТМП в основном сохранял поступательную миграцию вплоть до пограничной буферной структуры. Последняя, как правило, его не гасила, а отражала и придавала ему возвратную миграцию, что имело место и в случае достижения буферной структуры батолитовым процессом.

ТМП возвратного типа данного этапа отчетливо и в полном виде выражен в Чаткало-Куряминской паре зон. Он как бы продолжил отраженный Таласо-Ферганским сдвигом батолитовый процесс, сформировав западноталасский щелочной комплекс раннепермского возраста (277—267 млн. лет., см. рис. 5). Далее эпицентр ТМП данной раннепермской стадии резко сдвинулся к юго-западу, вдоль Угам-Кумбельского разлома, в его южную половину (Актепинский многофазный интрузив по р. Резаксай и др.). Гранодиориты (адамеллиты) средней фазы становления этого (куюндинского интрузивного) комплекса достигли юго-западной оконечности первичной инициальной зоны герцинского ТМП. Они распространились и на тыл этой волны — в бассейн р. Угама (Сусынгенский и другие интрузивы). Нужно отметить, что по фронту рассматриваемой волны ТМП в пределах южной оконечности Угам-Кумбельского разлома развился относительно крупный массив лейкогранитов (на 172-м км по дороге Ташкент-Коканд), относящийся к одной из позднейших стадий раннепермского (куюндинского) комплекса.

Проявления конечных стадий постбатолитового ТМП оказались наложенными на предыдущие, но они в противоположность раннепермским не развились в северной половине Угам-Кумбельского разлома, что и подчеркивает миграцию процесса в южном направлении. Развившись по фронту конечных фаз проявления постбатолитового процесса, эти обра-

зования весьма симптоматично оказались представлены образованиями кислого и ультракислого рядов (Кызылнуринский вулcano-субплутонический комплекс). Завершился он базитово-дайкивым комплексом.

Возвратный характер постбатолитовый ТМП носил и в ряде других геоструктур Памиро-Тянь-Шаня: в Кызылкумской зоне примером служат дайковые комплексы Мурунтау, Кокпатаса и другие позднепермского возраста (там он, по-видимому, все еще недостаточно исследован); в Нарынской зоне он начался вулканизмом и затем щелочным плутонизмом гор Коккйримтау и завершился джергетальским дайковым комплексом уже в горах Молдотау, т. е. восточнее первого, в чем легко усматривается возвратная миграция постбатолитового ТМП.

Поступательный тип миграции герцинского ТМП в течение позднейших этапов в восточном направлении устанавливается в Северо-Тяньшаньской системе (сугандинский — шекулинский — кызылмпульский комплексы), а также в Алайской зоне, где ярко выражена поперечная поступательная миграция в течение главной части цикла (ранние базиты Южной Ферганы — кичикалайский комплекс ранней перми в осевой зоне Алайского хребта — алайский щелочной комплекс южных склонов этого хребта уже позднепермского возраста).

Другая важнейшая особенность миграции постбатолитового процесса состояла в постоянной приуроченности его к негативным тектоническим структурам, что относилось ко всем фаціальным типам данных образований. Примеры — позднейшие магматиты Кураминской зоны, щелочные интрузивы Алайской зоны, Ханакинской впадины в Южном Гиссаре, Шаматорский интрузив в Нарынской зоне и т. д.

В петрологическом отношении этот этап характеризуется тем, что он, как правило, завершался проявлением дайковых комплексов базитового ряда иногда субщелочного (лампрофирового) профиля. Примеры — Западно-Карамазарский дайковый пояс вдоль Железного разлома, Кокпатасский, а также поля даек в Хайдаркане, Молдотау и многие другие. Они неизменно контролируются разрывами в депрессионных складчатых структурах, а в отношении направлений миграций ТМП — во внешних частях их фронтальных зон. Постоянным является и гомодромный характер эволюции этих комплексов. Часто и не только в Памиро-Тянь-Шане они ассоциируются с рудными полями относительно разного состава, но более или менее определенного генетического класса — мезо-эпитермального.

Таким образом, в течение циклов тектогенеза ТМП возникал в определенных высокопорядковых тектонических элементах геоструктур. Разносторонне эволюционируя в рамках многопорядковой стадийности проявления, он закономерно распространялся до противоположных границ геоструктур и затем возвращался назад, часто снова к своим первичным инициальным зонам. Такой ход процесса позволяет говорить о волнообразной природе его миграции.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ МИГРАЦИИ ПМП

Постмагматический процесс, как и ТМП, имеет инициальные и ограничивающие зоны буферного типа (рис. 6). Он всегда носит восходяще-поступательно-нисходящий характер и очень часто завершается возвратной направленностью, как правило, нисходящего характера (относительно элементов структуры рудного поля или месторождения). Как и ТМП, ПМП подвергается воздействию режима ротации Земли. Рудные поля, в которых направление миграции ПМП совпадает с центробеж-

ным вектором ротации Земли, характеризуются более ярко выраженной горизонтальной зональностью и, возможно, менее выраженной радиальной зональностью. Можно предполагать, что зональности рудных объектов будут иметь другие параметры при встречной направленности миграции процесса и вектора ротации Земли. Однако эти стороны ПМП еще недостаточно исследованы.

Таким образом, миграционный процесс управляет характером размещения минеральных комплексов и ассоциаций в рудных объектах соответствующих рангов. Восходяще-нисходящий характер ПМП указывает на возможность широкого распространения в природе явления «обратной зональности» в эндогенных месторождениях и полях, что во многих случаях и подтверждается литературными данными. Поступательная миграция ПМП указывает на то, что обратная зональность чаще не имеет черт типично телескопированного вида. Она должна — и это в хорошо изученных объектах подтверждается — носить миграционно-нисходящий характер в виде последовательного проявления стадий минерализации во все более «депрессивных» элементах единой тектонической структуры рудного объекта. Наконец, в силу нисходящего характера ПМП представление о более широком, чем можно думать, распространении скрытых и «слепых» месторождений получает дополнительное теоретическое обоснование.

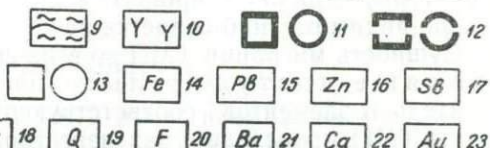
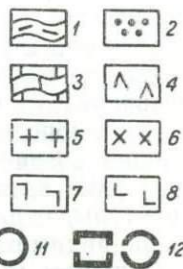
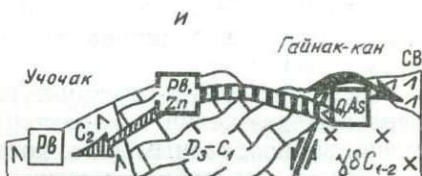
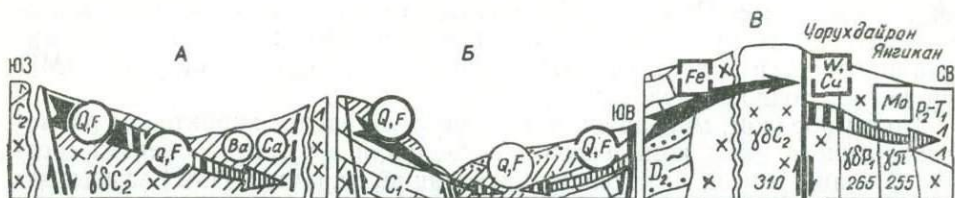
ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТМП (ВОЛНОВАЯ КОНЦЕПЦИЯ)

Возникновение ТМП связано с дифференциальными колебаниями движения элементов геоструктур, по-видимому, на фоне общего их поднятия; непосредственный контроль процесса при этом осуществляется шарнирными разломами (инициальные структуры), порядковость которых находится в принципиальном соответствии с рангами и, возможно, видами ТМП (рис. 7).

Эволюция ТМП в геоструктурах совершается также в условиях колебательных движений и характеризуется, во-первых, закономерным, а именно волнообразным (т. е. поступательно-возвратным и другими свойствами этого способа перемещения); во-вторых, характером миграции процесса в геоструктурах, что выражается в последовательно эволюционирующем проявлении его в течение геологических временных таксонов в определенных элементах таксонов геоструктур; в-третьих, тесной генетической зависимостью между, временем (возраст процесса, стадийность и т. д.), местом проявления в геоструктурах и вещественным составом (в данном случае эндогенных образований).

Противоположные первичным инициальным зонам того или иного порядка пограничные структуры соответствующего порядка барражируют ТМП и, приобретая значение буферной или буферно-инициальной структуры, отражают процесс в обратном направлении или гасят его, что, по-видимому, наблюдается реже.

Сущность миграции ТМП во всех его таксонах и видах состоит в восходяще-поступательно-нисходящей направленности относительно элементов соответствующих геоструктур. Но в начальные этапы ТМП происходит, как известно, в условиях преобладания нисходящих движений, поэтому на данном этапе он и фиксируется в негативных макроструктурах (развиваясь по указанной схеме в подчиненных последней структурах более низкого порядка); в средние этапы — в условиях господства восходящих движений и развития процесса по указанной схеме в макроподнятиях: вулканитов — в их негативных элементах,



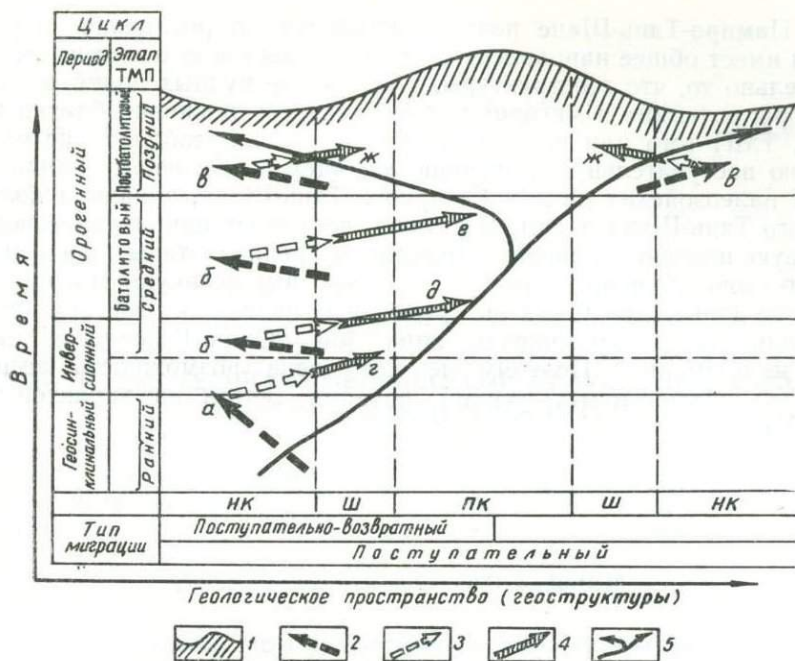


Рис. 7. Принципиальная схема волнового развития тектоно-магматического процесса в течение геологического цикла:

Элементы структур: НК—негативное (синклинальное) крыло, Ш—шарнирная зона, ПК—позитивное (антиклинальное) крыло; 1—сопряженная пара полных складчатых структур (радиальных флексур); 2—вулканизм: а—базальтоидный, б—дацит-андезитоидный, в—липаритоидный; 3—субвулканизм; 4—плутонизм: г—базито-плагногранитоидный, д—базито-гранодиоритоидный, е—батолитовой формации, ж—формации «малых интрузий»; 5—типы общих направлений миграции ТМП.

плутонитов — в позитивных (антиклинал-плутониты); в поздние и конечные этапы ТМП снова мигрирует в негативные макроструктуры, но уже нового качества, а именно геоантиклинального типа, продолжая развиваться в них по указанной схеме.

Постмагматический процесс, как составная часть ТМП, следует в описанной схеме за магматической его частью, в свою очередь, развиваясь по описанному «правилу ТМП».

Рис. 6. Закономерные типы миграций рудогенеза в геоструктурах месторождений полезных ископаемых.

Месторождения по типам миграций рудогенеза в интерпретации Е. М. Головина (по первичным материалам указанных авторов). Восходящий поступательно-нисходящий тип: А—Наугарзанское (по А. О. Буторину), Б—Джергетальское (по Н. Халтурину), В—Моголтауское (по Е. Д. Карповой и др.), Г—Кызылбаурское (по В. М. Шурыгину)—в Средней Азии, Д—Донбасс, Е—Северный Кавказ; восходящий поступательно-возвратно-нисходящий тип: Ж—Западный Карамазар (по В. А. Королеву, С. Я. Клемперту и др.), З—Южно-Ферганское (по Н. А. Никифорову и др.), И—Такелийское (по Ф. И. Вольфсону, М. И. Моисеевой)—в Средней Азии, К—Северный Урал (по Л. М. Дмитрию), Л—Австралия (по А. А. Амирасланову), М—Восточное Забайкалье (по Р. М. Константинову).
 1—глины, 2—конгломераты, песчаники, 3—известняки, доломиты, 4—вулканогенные породы; интрузивные породы: 5—граниты, гранит-порфиры; 6—гранодиориты, 7—сиенито-диориты, диорит-сиенитовые порфиры; 8—диориты; 9—сланцы; 10—роговики; размещение минеральных ассоциаций в геоструктурных элементах по этапам (квадраты) и стадиям (круги): 11—ранние, 12—средние, 13—поздние; минерализации, указанные по ведущим компонентам: 14—скарново-железородная, 15—галенитовая, 16—сфалеритовая, 17—антимонитовая, 18—киноварная, 19—кварцевая, 20—флюоритовая, 21—баритовая, 22—кальцитовая, 23—золотая (Au—высокопробное, Au'—среднепробное, Au''—низкопробное), 24—вольфрамовая, 25—молибденитовая, 26—главнейшие элементы минеральных ассоциаций, расположенные в знаках в порядке образования; 27—рудноносные зоны; направление миграции процесса в радиальных флексурах по стадиям: 28—ранняя, 29—средняя, 30—поздняя; разрывные нарушения: 31—шарнирные инициальные разломы, 32—разломы буферного типа; 33—опущенный блок (а), поднятый блок (б); цифры—абсолютный возраст, млн. лет.

В Памиро-Тянь-Шане центробежный вектор ротационного режима Земли имеет общее направление, близкое к восток-юго-восточному. Примечательно то, что геоструктуры, в том числе рудных полей, в которых «векторы ротации» и миграции колебательных движений близки между собой, ТМП того или иного вида приобретает преобладающе одностороннюю поступательную миграцию в общем в восточном направлении (ТМП палеозойских циклов Северного Тянь-Шаня, западной половины Южного Тянь-Шаня и др.). В случаях встречных направлений векторов в первую половину процесса (ранние и средние этапы) последний во вторую свою половину приобретал ярко выраженную миграцию возвратного направления, как бы приспосабливаясь к вектору ротации (Чаткальская и Кураминская пара зон, Южно-Гиссарская система и другие примеры). Поэтому не исключена возможность заметного влияния центробежных усилий ротации Земли на характер миграции ТМП.

Глава V

НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ ВОЛНОВОЙ КОНЦЕПЦИИ ТМП

Волновая концепция позволяет осветить некоторые новые стороны геологии и металлогении Средней Азии (вопросы петрологии затронуты раньше).

ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Об альпийском регрессивном метаморфизме кристаллических формаций Памиро-Тяньшане-Казахского сегмента Азии

Рассмотрение калий-аргоновых возрастных данных, относящихся к синтетектоническим (близкоодновременным) кристаллическим комплексам указанного сегмента, позволяет обнаружить закономерную изменчивость их значений с юга на север этой складчатой системы.

Изменчивость значений характеризуется двумя главными особенностями: во-первых, она закономерная, поскольку значения в направлении с юга на север возрастают последовательно; во-вторых, возрастание происходит параллельно с убыванием в северном направлении интенсивности проявления альпийского тектогенеза. В эпицентральной зоне последнего, представленной ныне Каракорумской складчатой системой на юге описываемого сегмента значения являются минимальными, а на севере максимальными (см. рис. 4). Нетрудно видеть, что группа меньших значений приходится на Каракорум-Памиро-Тяньшаньское звено Центральноазиатского пояса позднеальпийской тектоно-магматической активизации, тогда как максимальные значения характеризуют те же синтетектонические формации, но развитые уже в Северном и Центральном Казахстане — в геоструктурах, практически еще не подвергшихся данной активизации.

Возрастание радиологических данных в северном направлении сегмента совпадает, как это будет показано, с миграцией в том же направлении и альпийского тектогенеза, еще не распространившегося, однако, на Казахскую складчатую систему. Наблюдаемые соотношения геохронологических данных по двум разнородным в неотектоническом отношении складчатым поясам и позволили утверждать, что явление радиогеохронологической асинхронности синтетектонически схожих формаций в данном случае контролируется геологическими факторами, прежде всего, по-видимому, процессом позднеальпийского неотектогенеза. Этому допущению не мешают аналогичные воздействия палеозойских ТМП, поскольку они обуславливали более или менее схожие эффекты «деаргонации» формаций всех рассматриваемых районов.

Материалом для рассмотрения затрагиваемого вопроса избраны 4 группы пород кристаллических комплексов или 4 синтетектонические формации, а также альпийская моласса (табл. 8, рис. 8 и 9).

Формация докембрийских (раннепротерозойских) гнейсов представлена мощными толщами плагноклаз-биотитовых парагнейсов, прослаивающихся метасланцами и амфиболитами. Нередко эта толща прорывается альбит-мусковитовыми апогранитоидами (Памир, Тянь-Шань), обуславливающими интенсивную мигматизацию гнейсов. Толщи эти смяты в крупные складки. Раннепротерозойский или даже архейский возраст их отмечается многими авторами (Елютин, Помазков, 1965; М. А. Ахмеджанов и др.).

Ордовик-силурийская группа гранитоидных комплексов по формационному составу, петрографии формаций и проявлению в форме антиклинал-плутонов в батолитовые этапы весьма идентична гранитоидным комплексам верхнего карбона (Головин, 1965). Комплексы — многофазные, в обоих случаях представлены одинаковыми формационными рядами (от ранних к поздним): габброиды — диоритоиды — гранодиориты — адамеллиты — граниты — аляскитоиды. Преобладающие среди них формации — гранодиоритовая и особенно адамеллитовая.

Ордовик-силурийский возраст первой группы комплексов принимается как в Северном Тянь-Шане, так и в Казахстане, где гранитоиды прорывают отложения верхнего ордовика с морской фауной карадокского яруса и перекрыты континентальными терригенными отложениями верхней половины нижнего девона.

Верхнекарбонный возраст второго комплекса и в Тянь-Шане (Баратов, 1966), и в Центральном Казахстане обосновывается, с одной стороны, интрузивными отношениями его массивов преимущественно к отложениям среднего и в отдельных случаях верхнего карбона и с другой — перекрыванием их нижнепермскими осадками.

Группа пермских комплексов часто включает ближе не определенные образования, частью позднепермские¹. К нему относятся каракульский гранитоидный и группа щелочно-сиенитоидных комплексов, завершивших герцинский глубинный плутонизм в описываемом складчатом секторе. Позднепермский каракульский комплекс представлен габбродиорит-гранодиорит-гранитным формационным рядом (Буданов и др., 1964). Интрузивы имеют среднюю величину, они развивались в одноименном синклинии Северного Памира, где некоторые прорывают отложения поздней перми, не обнаруживая отношений к последующим образованиям.

Наиболее поздние из пермских комплексов Тянь-Шаня представлены сравнительно схожими между собой породами характерного формационного ряда, начало которому нередко дают субщелочные габброиды, а завершают лейкограниты (Гаврилин, 1964). Интрузивные комплексы образуют не крупные тела, но получили наиболее широкое в сравнении с другими территориальное распространение от южной периферии Южного Тянь-Шаня через Срединный до Северного Тянь-Шаня. Аналогичный щелочной комплекс проявлен и в Центральном Казахстане (акчатауский, семейтауский).

Геологический возраст группы щелочных комплексов описываемого региона — позднепермский, но пока он не устанавливается с необходимо полной определенностью. В Южном Тянь-Шане щелочной комплекс прорывает гранитоиды нижнепермского комплекса (кичкалайский), а

¹ Если первые окажутся раннепермскими образованиями, то разница между радиологическими возрастными тех и других комплексов не имеет существенного значения для хода рассуждений.

Таблица 8

Геохронологические данные по некоторым кристаллическим комплексам докембрия и палеозоя Каракорум-Памиро-Тяньшане-Казахскому складчатому сегменту Азии

Геоструктурная область	Геохронология комплексов (цифры — млн. лет). Калий-аргоновый метод, пробы биотитов				Количество использованных цифр, автор, лаборатория
	P Ст	O ₃ -S	C ₃	P	
Северный Казахстан		448			Ср. из 52 (Богданов и др., 1969 г.), ЛАГЕД
	525				Ср. из 4 (Семенова, 1963 г.), ЛАГЕД
Центральный Казахстан	1154*			282	Ср. из 4, ЛАГЕД
			300		Ср. из 20 (Р. Н. Соболев, 1964 г.), ЛАГЕД
Северный Тянь-Шань				262	Ср. из 15 (Р. Н. Соболев, 1964 г.), ЛАГЕД
		431			Ср. из 2 (Г. Д. Афанасьев, 1965 г.), ИГЕМ АН СССР
	540				Ср. из 20 (Т. А. Додонова, 1968 г.), ИГЕМ АН СССР
Срединный Тянь-Шань с зонами					А. Я. Крылов, 1960 г., РИ АН СССР
Чаткальская				243	Ср. из 4 (Ю. Б. Ежков, 1965 г.), САИГИМС
			289		Ср. из 7 (З. А. Юдалевич, 1964 г.), ИГЕМ АН СССР, САИГИМС
		372			Ср. из 4 (Н. П. Лаверов и др.), ИГЕМ АН СССР
	808				Ср. из 2 (Р. А. Юсупов, 1969 г.), АН СССР, САИГИМС
Кураминская				226	Ср. из 3 (Е. М. Головин, Л. А. Юрьева, 1965 г.), САИГИМС
			288		Ср. из 5 (Н. В. Лаверов и др.), ИГЕМ АН СССР
		338			Ср. из 4 (Ж. Н. Кузнецов, 1963 г.), САИГИМС
Южный Тянь-Шань				232	Ср. из 4 (Семенова, 1963 г., В. А. Кушев, 1964 г.) ВСЕГЕИ; Тадж. Упр. геологии
				220	Ср. из 3 (Семенова, 1963 г.), ИГЕМ АН СССР
			280		Ср. из 21 (Баратов, 1966 г.; В. А. Кутенец, 1964 г.)
			281*		Д. Р. Мучаидзе, 1961 г., ИГЕМ АН СССР; АН КазССР
Северный Памир	165				Ср. из 3 (Авдзейко, 1966 г.), РИ АН СССР
					(Н. Г. Машгаллер, 1963 г.), ВСЕГЕИ
Юго-Западный Памир	10—50 1351*				Ср. из 5 ВСЕГЕИ (Сатпаев, 1964 г.)
Гималаи	44				Ср. из 3 (Афанасьев, 1964 г.), ИГЕМ АН СССР
Непал	10				Ср. из 4 (Афанасьев, 1964 г.), ИГЕМ АН СССР

* Цифры получены рубидий-стронциевым или уран-свинцовым методами.

в Срединном — нижнепермскую свиту, ранее прорванную нижнепермским гранитоидным комплексом (Васильковский, 1952). В Северном Тянь-Шане кызыломпульский комплекс прорывает ашукольторскую пермскую свиту (А. А. Конюк, Е. М. Андреева). Калий-аргоновым методом, в отдельных случаях рубидий-стронциевым или свинцово-изотопным установлен возраст для 180 проб. Цифры, выработанные на однородных (биотитовых) пробах многими лабораториями, позволили получить более вероятные значения (см. рис. 4).

Анализ полученных радио- и геологических данных позволяет четко проследить возрастание значений в северном направлении региона и убывание в южном. Особенно велико «омоложение» слюдяно-гнейсовой

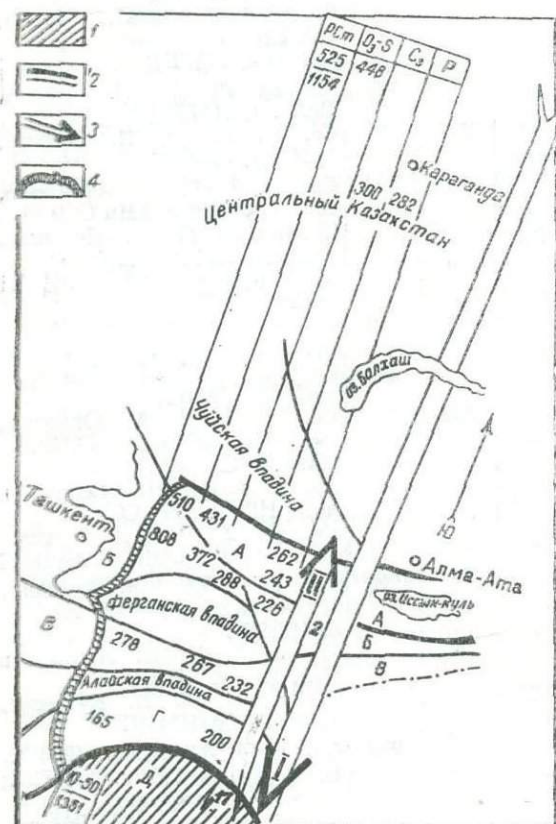


Рис. 8. Противоположная палеозойской миграция альпийского ТМП в Памиро-Тяньшане—Казахском сегменте Азии и некоторые геологические следствия.

1—последовательная консолидация в течение палеозоя, по Д. В. Наливкину (1930) и В. И. Попову (1938); 2—последовательная альпийская активизация; А—Северный Тянь-Шань, Б—Срединный Тянь-Шань, В—Южный Тянь-Шань, Г—Северный Памир, Д—Центральный и Южный Памир; 3—эпидентральная зона альпийского ТМП; 4—главнейшие разломы Памиро-Тянь-Шаня; 5—направления миграции ТМП; 6—Памиро-Тяньшанская область альпийской активизации «отраженного» типа; цифры на рис. — закономерные ряды калий-аргоновых датировок интрузивного комплекса (PCm, O₃-S, C₃, P), 17—дункельдильского неогенового комплекса, 2—свинцового оруденения в хр. Западный Ақшіярақ.

формации древнего докембрия, характеризующееся огромной разницей крайних значений. Гораздо меньше отмечается как общее «омоложение», так и крайние значения цифр для плутонов палеозоя (табл. 9).

На фоне общей закономерной изменчивости возрастов обращает на себя внимание близость абсолютных значений Северного Тянь-Шаня и Казахстана, с одной стороны, и связанность их между собою в южной половине региона — с другой.

В свете характерного «омоложения» докембрийских и палеозойских пород кристаллических комплексов в южном направлении описываемого складчатого сектора интересно проследить характер развития альпийского тектогенеза на этой территории в течение орогенного этапа. Индикатором эволюции тектогенеза может служить, как показывают материалы Д. П. Резвого (1964), А. А. Юрвева (1966) и других, альпий-

ская орогенная моласса. Если в эпицентральной зоне альпийского тектогенеза (в частности в Белуджистане) орогенная альпийская моласса появилась уже в олигоцен-миоцене, то в Северном Тянь-Шане она сформировалась только в плиоцен-плейстоценовое время. Известно, что в Центральном и Северном Казахстане альпийская моласса отсутствует. Следовательно, в течение геологического времени верхнего палеогена-плейстоцена, измеряемого примерно в 30 млн. лет, волна альпийского тектогенеза распространилась из Белуджистан-Каракорумской складчатой системы до северных окраин Северного Тянь-Шаня, практически пока не затронув территорию Центрального Казахстана.

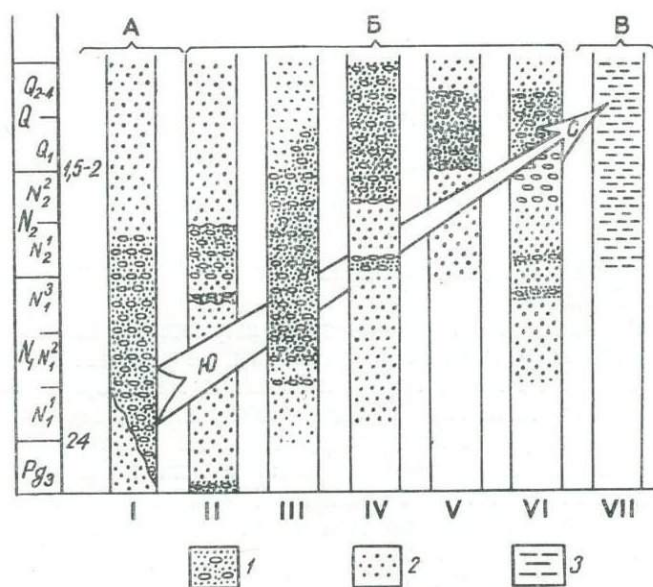


Рис. 9. Закономерно-гетерохронный характер проявления конгломератовых свит в кайнозойской молассе Каракорум-Памиро-Тяньшане—Казахского сегмента Азии.

А—эпицентральная зона альпийского орогенеза, *Б*—памиро-тяньшаньский пояс альпийской тектономагматической активации, *В*—неактивизированная область завершённой герцинской складчатости; *1*—Западно-Пакистанский прогиб, по Д. П. Резвуму 1964 г.; *II*—Предгималайский, по Д. П. Резвуму, 1964 г.; *III*—Преддарвазский, по Д. П. Резвуму, 1964 г.; *IV*—Ферганский, по А. А. Юрьеву, 1966 г.; *V*—Приташкентский, по Г. А. Мавлянову и др., 1966 г.; *VI*—Чуйский, по П. Г. Григоренко, 1968 г.; *VII*—Центральный Казахстан, по С. С. Шульцу, 1958 г.; *1*—конгломераты; *2*—обломочные мелкозернистые образования; *3*—континентальные осадки платформенного чехла; стрела указывает направление омолаживаемости конгломератовых свит и миграции альпийского орогенеза, цифры—радиологический возраст, млн. лет.

Приведенные материалы указывают, по-видимому, на функциональную зависимость явления «омоложения» рассмотренных кристаллических комплексов от суммарного воздействия факторов альпийского тектогенеза.

Таким образом, в связи с высокой чувствительностью аргон-калиевого отношения в минералах к тектоническим факторам важно при использовании калий-аргонового метода для радиологического датирования учитывать степень стабильности и активизированности соответствующих образований данного региона. Целесообразно геоструктуры районировать по степени их активизированности, после чего можно ставить вопрос о выработке для них примерных поправок к калий-аргоновым возрастным данным.

В свете изложенного калий-аргоновые возрастные данные по кристаллическим формациям Центрального и Северного Казахстана более

Таблица 9

Закономерные диапазоны «омолаживаемости» кристаллических комплексов Памиро-Тянь-Шань-Казахского сектора (калий-аргоновый метод, млн. лет)

Комплексы	Значение возрастов		
	мини-мальное	макси-мальное	«омолаживаемость»
Позднепермский	200	282	82
Позднекарбонный (отсутствует на Памире)	280	300	20
Ордовик-силурийский	338	448	110
Раннепротерозойский, гнейсовый	50	525	475

Таблица 10

Зависимость строения земной коры в геоструктурах от длительностей их активизированного состояния

Тектоническая система	Длительность ре-жима активизации, млн. лет	Строение земной коры, км		
		гранитный слой	базальтовый слой	общая мощность
Центральный Казахстан	0	10	35	45
Северный Тянь-Шань	15	12	34	46
Срединный Тянь-Шань	20—25	—	—	47
Южный Тянь-Шань	25—30	30	22	52
Северный Памир	35—40	45	20	65

близки к действительным, чем данные по синтетектоническим формациям Тянь-Шаня и Памира.

Вопрос о внешнем или геологическом выражении альпийского реометаморфизма кристаллических образований не рассматривается, только заметим, что они не несут явных признаков метаморфизма, которые можно было бы связать именно с воздействием альпийского тектогенеза, а не с другими факторами. Например, граниты Каракульского пермского комплекса, значительно «омоложенные», по степени сохранности ничем, однако, не отличаются от гранитов Кызыломпульского пермского комплекса, которые значительно менее «омоложены».

Явление «омоложения» кристаллических образований — результат преимущественно их «деаргонации» в условиях повышенного термического градиента в геоструктуре и этот процесс дегазации горных пород относится к категории «криптометаморфизмов».

Описанная картина закономерной миграции альпийского тектогенеза в северном направлении от эпицентральной зоны геосинклинали Тетис, т. е. в сопряженные с нею палеозойские складчатые системы, позволяет сделать некоторые геологические заключения.

1. Представляется достаточно очевидной генетическая связанность эпплатформенной тектонической активизации палеозойд Памиро-Тянь-Шаня. Геологические данные указывают, что процесс неотектонической активизации начинает распространяться и на Центральный Казахстан. В. С. Хаин (1964) указал на связанность тектонической активизации всего пояса Центральной Азии с консолидацией Тетиса. А. Д. Щеглов такой тип активизации назвал «отраженным».

2. Интересна смена направления миграции тектогенеза, отмеченная еще В. И. Поповым (1938). Известно, что палеозойские тектогенезы мигрировали от Сибирской платформы, в частности, в юго-восточном направлении, т. е. к Памиру. Миграция альпийского тектогенеза в данном секторе Азии произошла и продолжается в противоположном направлении к северу от эпицентральной зоны альпийской геосинклинали Тетис. Северная направленность альпийского тектогенеза отмечается и для восточных районов Азии.

3. По мере миграции в северном направлении альпийских тектонических колебательных движений аналогичным образом во времени развивалась магматическая деятельность и рудогенез. Так, альпийский

плутонизм в зоне Центрального Памира проявляется в интервале 40—15 млн. лет. Северотяньшаньские проявления магматизма относятся к концу нижнего неогена и могут датироваться 15—10 млн. лет. Таким образом, время проявления тектогенеза контролирует возраст магматизма. Однако качественный состав последнего обуславливается совокупностью геотектонических факторов, прежде всего характером геоструктуры и режимом ее колебательных движений. В Центральном Памире гранитоидно-батолитовый и щелочно-сиенитоидно-гранитоидный магматизм связан с консолидацией геосинклинальной системы. В Северном Тянь-Шане субщелочно-базальтоидный магматизм того же времени связан с активизацией эпипалеозойской геоантиклинали.

Рассмотрение явления волнового распространения альпийского тектогенеза в северном направлении Памиро-Тянь-Шаня проливает свет и на ряд других геологических проблем.

1. Подтверждается некоторая зависимость между длительностью активизированного состояния тектонических систем данной области и характером глубинного строения соответствующих им секторов земной коры (табл. 9, 10).

Таким образом, чем длительнее процесс «роста гор», тем больше мощность гранитного слоя и вся мощность коры. Факт перестройки земной коры в альпийскую эру не должен позволять использовать современное глубинное строение коры как один из параметров металлогенических построений для герцинской области Памиро-Тянь-Шаня. Чтобы этот параметр использовать, надо получить данные о строении коры в периоды металлогенических активностей. В Центральном Казахстане современные данные о коре близки, по-видимому, к тем, какими они были в металлогенические эпохи, характерные для этой области, и, по-видимому, отражают названные зависимости.

2. Можно предполагать, что имеется и прямая зависимость между длительностями активизаций тектонических зон и глубинами эрозионных срезов их складчатых структур. Весьма вероятно, что на Северном Памире альпийский эрозионный срез относительно максимальный, а в Северном Тянь-Шане минимальный, поскольку амплитуды воздыманий и той, и другой тектонической системы, по-видимому, близки, но время воздымания регионов разное (см. табл. 10).

3. Современные горные сооружения востока Средней Азии — результат альпийской тектонической активизации. Вместе с фактом отсутствия или слабого развития в регионе грубой молассы триас-юрского времени это свидетельствует о том, что герцинская орогенная этапы этой области не сопровождалась значительным горообразованием, как таковым. Пример Казахстана с его слабо холмистым эпигерцинским рельефом подтверждает это предположение.

О волновом характере геосинклинального процесса

Волнообразный характер развития собственно геосинклинального процесса отмечен раньше, чем ТМП орогенных этапов (Наливкин, 1930; и др.). В. И. Попов (1938) описал это явление весьма подробно. Единообразный волновой характер распространения геологических процессов во все этапы формирования складчатых систем подтверждается многочисленными примерами востока Средней Азии, а также Чаткало-Кураминской системы (Головин, 1960), Кульджук-тау (Хамрабаев, 1958), Северного Памира и т. д. Всюду можно проследить в общем единую направленность миграции собственно геосинклинального процесса и ТМП орогенного периода.

Миграция геосинклинального процесса обуславливает появление геоструктур ранней консолидации и относительно более раннее проявление в них ТМП. Однако именно эти районы при определенных геотектонических позициях подвергаются синорогенной тектоно-магматической активизации, обуславливаемой, как правило, ТМП постбатолитового этапа возвратного (см. выше) типа. Это явление имеет важнейшее положительное значение для эффективности рудогенеза.

В свете волновой концепции представляется, что «срединные поднятия» (по В. В. Белоусову) — образования не только центральных зон подвижных систем, поскольку подобные поднятия возникали и в активных первично-инициальных зонах, где они появлялись даже раньше, чем «срединные поднятия» внутренних зон этих систем. Но в этих активных краевых зонах систем ранние поднятия, как правило, перерабатывались многократно повторяющимися движениями, тогда как в центрах геосинклиналей такие поднятия были гораздо более устойчивыми, они лучше сохранялись и их можно наблюдать. Не исключено, что в связи с этим сложилось представление о развитии геосинклиналей от их центров к перифериям, что, как нам представляется, происходило как раз наоборот.

Вопросы металлогении и рудогенеза

Закономерная миграция процессов консолидации и последующих активизаций геоструктур контролирует не только зональное строение металлогенетических таксонов, она в существенной мере обуславливает и степень интенсивности рудоносности районов.

Дело в том, что миграция ТМП обусловила определенным образом направленное в геоструктурах его проявление в течение этапов, стадий и т. д., характеризующихся типами эндогенных образований. Рудоносность металлогенетических таксонов в значительной мере обуславливалась, во-первых, характером миграции процесса — существенно поступательным или поступательно-возвратным, который контролировал ту или иную степень тектоно-магматической «проработки» геоструктур. В первом случае (поступательная миграция) эта проработка была относительно меньшая («одинарная»), во втором она была большая («двойная») и характеризовалась явлением активизации, которое наступало в связи с возвратившимся в данную геоструктуру процессом в постбатолитовый этап. Во-вторых, рудоносность металлогенетических таксонов зависела и от того, какая часть (зона) волны воздействовала на эти металлогенетические подразделения: фронтальная, эпицентральная или тыловая, поскольку каждая из них была связана с проявлением определенного типа магматизма и тектоно-магматических образований в целом.

В Чаткало-Кураминской паре зон, например (см. рис. 5), последовательное развитие герцинского ТМП с начала и почти до конца батолитового этапа происходило в северо-восточном направлении. В постбатолитовый этап ТМП изменил направление на обратное и, мигрируя на юго-запад, он завершился в Кураминской зоне (см. главу III).

В полном соответствии со схемой миграций ТМП в Чаткало-Кураминской паре зон развилась и минерализация (см. рис. 5). В собственно Чаткальской зоне (исключая пограничную структуру Угам-Кумбельского разлома) отмечается проявление лишь одной волны минерализации, связанной с батолитовым этапом (моногоенное развитие, по В. И. Попову). Ее можно отнести к моногоенно-консолидационному типу (районы бассейнов р. Сандалаша и Пскема).

Однако возвратная миграция постбатолитового этапа ТМП не косну-

лась в заметной степени указанных срединных районов Чаткальской зоны. Этот процесс возвратного типа сместился в юго-западную краевую часть Чаткальской зоны — в структуру Угам-Кумбельского пограничного разлома, т. е. в зону высокой проницаемости, в данном случае синклиналичного типа. Оттуда он распространился в течение средних и поздних стадий данного этапа на всю территорию Кураминской зоны. Там образования этого процесса носили наложенный характер в том смысле, что его минерализация развилась в геоструктуре, ранее минерализованной в ходе трехстадийного батолитового процесса (шавасский, карамазарский и кызылсайский комплексы).

Если при этом минерализации батолитового процесса распространились на негативные и позитивные элементы этой геоструктуры, то в постбатолитовый этап — только на негативные ее элементы. В таком виде представляются зависимости между палеокинематикой ТМП и эффективностями рудогенеза геоструктур.

Петрохимические провинции Памиро-Тянь-Шаня формировались в значительной мере также в связи с закономерностями миграции ТМП

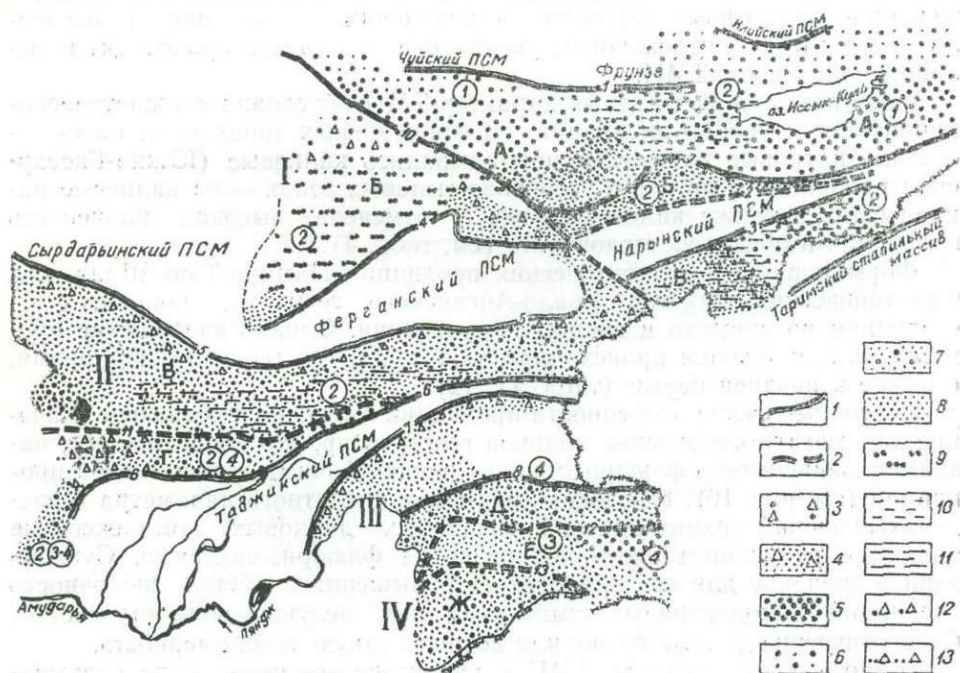


Рис. 10. Схема петрохимических провинций и размещения флюоритоносных районов Памиро-Тянь-Шаня.

ПСМ—подвижные срединные массивы; петрохимические области и их провинции: I—Северо-Тяньшаньская с провинциями: А—Киргизская, Б—Чаткало-Нарынская; II—Южно-Тяньшаньская с провинциями: В—Алай-Кокшаалская, Г—Южно-Гиссарская, III—Северо-Памирская, IV—Южно-Памирская с провинциями: Д—Центрально-Памирская, Е—Юго-Восточно-Памирская, Ж—Юго-Западно-Памирская; тектонические подразделения: 1—глубинные разломы первого порядка (см. на карте: 1—Северо-Тяньшаньский, 3—Атбаши-Иныльчакский, 4—Северо-Ферганский, 5—Нуратау-Южно-Ферганский, 6—Южно-Гиссарский, 7—Северо-Памирский, 8—Акбайталский, 9—Каратау-Терекский, или «линия Николаева»); 2—глубинные разломы второго порядка (см. на карте: 2—Южно-Сонкульский, 10—Таласо-Ферганский, 11—Северо-Гиссарский, 12—Рушано-Пшартский, 13—Гунт-Аличурский). Главные флюоритоносные и флюориторудные районы (цифры в кружках): 1—каледонские, 2—герциньские, 3—кimmerийские, 4—альпийские. Петрохимические составы областей и провинций: 3—базитово-калевые $K_2O > Na_2O$, 4—базитово-натровые, $Na_2O > K_2O$; гранитоидные и сениитоидные провинции: 5—калевые, $n < 0,65$, 6—натрово-калевые, n от 0,60 до 0,99, 7—калево-натровые, n от 1,1 до 1,7, 8—натровые; $n=1,8$, 9—телескопированные существенно калевые $K_2O > Na_2O$; наложенные щелочно-сениитоидные; 10—калевые, 11—натровые; гранитоидные, наложенные на базитовые; 12—гранитоидно-калевые, 13—гранитоидно-натровые; $n = \frac{Na_2O}{K_2O}$

(рис. 10, см. табл. 9). Охарактеризуем некоторые из закономерностей изменчивости этих провинций.

Формирование их происходит прежде всего под контролем нарастающей в направлении миграции ТМП сиалитизации: а) магматических комплексов в составах серий, б) синтетектонических комплексов относительно друг друга и в) формаций в каждом комплексе (см. табл. 9). Отмечена многопорядковость явления совпадения векторов миграции ТМП с явлением сиалитизации образований каждого таксона ТМП. Параллелизм миграции и сиалитизации ТМП отмечен для палеозойского мегацикла, протекавшего в границах Урало-Ангарского сегмента и в каждой из его тектонических областей, а также и во все более мелких тектонических подразделениях, в частности Памиро-Тянь-Шаня.

Таким образом, по-видимому, стадийно-гомодромное развитие ТМП можно считать определенным общим правилом развития этого процесса. Следует иметь в виду, что конечные образования того или иного таксона ТМП в определенных случаях бывают представлены базитовыми комплексами дайковой фации.

Развитие щелочного параметра в провинциях происходит в противоположном кислотному параметру направлении: резкое нарастание щелочности и в ней опережающее увеличение калиевости происходит в тыловых зонах волн ТМП.

Поступательно-возвратный характер ТМП обусловил сложнотелескопированное строение провинций: во фронтальных зонах волн на существенно натровые провинции накладывались калиевые (Южно-Гиссарская провинция и др.), а в устойчиво-тыловых зонах — на калиевые накладывались также калиевые, где и отмечена высокая калиевость провинций и общая их щелочность (см. табл. 4).

Формирование петрохимических провинций Памиро-Тянь-Шаня, как и тектонических областей Урало-Ангарского сегмента, началось с отставанием во времени в южном направлении. Однако завершение процесса их становления происходило в одно и то же геологическое время, близкое к поздней перми (табл. 11, 12).

Петрохимические особенности провинции имеют определяющее значение для металлогенических обликов геоструктур, что подтверждает, например, зависимость флюоритогении Средней Азии от типов данной провинции (см. рис. 10). Как видно, вариации кислотного параметра в пределах значений гранитоидных и различных дайковых комплексов не являются решающим фактором развития флюоритонности. Существенное значение для нее приобретает повышенная общая щелочность провинций и продуктивных комплексов при ведущей роли калиевости. Статистические данные позволили вскрыть такую закономерность.

Данные о длительности ТМП и характере его проявления указывают на то, что с первой фазой тектогенеза создается лишь магматический очаг; интрузивный процесс контролируется уже второй фазой, отсутствие которой, по-видимому, не приводит к реализации этого очага.

Таким образом, ТМП контролируется повторной фазой тектогенеза и связанным с ним поднятием, которое необязательно должно быть устойчивым. Постмагматическая деятельность возникает в ходе проявления ТМП, но относительно полное ее развитие возможно, как показывают данные, только в условиях устойчивого эпитектоно-магматического поднятия, т. е. поднятия, сохраняющегося в течение не менее чем геологического века.

В свете волновой концепции приобретает реальное рудогеническое значение вопрос о пространственно-структурных соотношениях парагенных магматитов, метасоматитов и оруденения. Парагенезит этих об-

Статистические оценки содержания главных окислов в породах формаций интрузивных комплексов (от ранних к поздним) батолитового этапа герцинской магматической серии Тянь-Шаня

Окисел	n	\bar{x}	S	V, %	Закон рас- пределения	Окисел	n	\bar{x}	S	V, %	Закон рас- пределения
Срединный Тянь-Шань, Карамазарский (C₂ в₂?) комплекс Кварцевые диориты						FeO	14	1,95	0,71	36,62	ля
SiO ₂	21	60,98	2,46	4,04	—	MgO	14	1,80	0,71	39,44	л
Al ₂ O ₃	21	15,80	1,22	7,75	—	CaO	14	2,32	1,22	52,6	с
Fe ₂ O ₃	21	3,41	1,57	46,18	—	Na ₂ O	14	2,97	0,94	31,73	я
FeO	21	2,96	0,96	32,56	—	K ₂ O	14	4,56	1,95	42,91	—
MgO	21	2,60	0,72	27,54	—	Аляскиты					
CaO	21	4,49	0,74	16,48	—	SiO ₂	77	74,59	1,18	1,58	Н
Na ₂ O	21	3,43	1,42	41,65	—	Al ₂ O ₃	77	13,07	0,83	6,37	Н
K ₂ O	21	3,50	1,36	38,92	—	Fe ₂ O ₃	77	0,66	0,47	71,66	—
Гранодиориты						FeO	77	1,25	0,53	42,16	ЛН
SiO ₂	75	63,72	1,60	2,51	Н	MgO	77	0,46	0,48	104,57	—
Al ₂ O ₃	75	15,27	1,25	2,20	Н	CaO	77	0,90	0,49	54,54	—
Fe ₂ O ₃	75	2,05	1,35	65,71	—	Na ₂ O	77	3,82	0,96	25,05	—
FeO	75	2,82	1,13	40,06	—	K ₂ O	77	4,37	1,17	26,71	—
MgO	75	2,11	0,73	34,41	—	Граниты порфириовидные					
CaO	75	3,68	1,04	28,14	—	SiO ₂	40	72,78	1,36	1,87	Н
Na ₂ O	75	3,28	0,95	28,85	—	Al ₂ O ₃	40	13,41	0,84	6,27	Н
K ₂ O	75	3,96	0,92	23,29	Н	Fe ₂ O ₃	40	0,91	0,56	61,22	ЛН
Срединный Тянь-Шань. Кураминская и Чаткальская зоны. Кызылсайский и Акбулакский (C₂₋₃) комплексы						FeO	40	1,45	0,52	35,81	Н
Диориты						MgO	40	0,56	0,34	59,65	ЛН
SiO ₂	11	57,19	1,35	2,37	Не	CaO	40	1,21	0,46	37,88	Н
Al ₂ O ₃	11	16,85	0,44	2,62	оп-	Na ₂ O	40	3,64	0,74	20,37	—
Fe ₂ O ₃	11	2,62	0,39	14,78	ре-	K ₂ O	40	4,85	0,69	14,22	Н
FeO	11	4,51	0,74	16,57	де-	Южный Тянь-Шань. Нуратинская и Кызылкумская зоны. Нуратинский (C₃) комплекс					
MgO	11	3,55	0,76	21,55	ля	Диориты					
CaO	11	5,69	0,80	14,00	л	SiO ₂	14	57,57	2,38	4,13	Не
Na ₂ O	11	3,35	0,45	13,52	с	Al ₂ O ₃	14	16,96	1,46	8,63	оп
K ₂ O	11	3,56	0,64	17,91	я	Fe ₂ O ₃	14	1,89	1,95	102,78	ре
Гранодиориты						FeO	14	5,49	0,84	15,26	де-
SiO ₂	63	63,57	1,20	1,88	Н	MgO	14	3,66	1,10	29,99	ля
Al ₂ O ₃	63	16,32	1,09	6,66	—	CaO	14	6,30	1,62	25,74	л
Fe ₂ O ₃	63	1,76	0,73	41,40	—	Na ₂ O	14	3,13	0,75	23,93	с
FeO	63	3,00	1,07	35,55	—	K ₂ O	14	2,15	1,16	54,19	я
MgO	63	1,97	0,53	26,86	—	Гранодиориты					
CaO	63	3,92	0,89	22,75	Н	SiO ₂	29	63,22	1,45	2,29	Н
Na ₂ O	63	3,28	0,75	22,98	Н	Al ₂ O ₃	29	16,82	2,53	15,09	—
K ₂ O	63	3,81	0,85	22,34	Н	Fe ₂ O ₃	29	1,10	0,93	84,33	—
Адамеллиты						FeO	29	3,23	0,92	28,29	Н
SiO ₂	14	68,04	1,23	1,80	Не-	MgO	29	2,34	1,36	57,88	ЛН
Al ₂ O ₃	14	15,10	1,11	7,37	оп-	CaO	29	4,36	1,45	33,26	—
Fe ₂ O ₃	14	1,62	1,24	76,28	ре-	Na ₂ O	29	3,39	0,57	16,90	Н
					де-	K ₂ O	29	3,03	1,42	46,86	—

Окисел	n	\bar{x}	S	V, %	Закон рас- пределения	Окисел	n	\bar{x}	S	V, %	Закон рас- пределения
Адамеллиты						Гранодиориты					
SiO ₂	51	67,75	1,32	1,94	Н	SiO ₂	37	64,24	2,19	3,41	—
Al ₂ O ₃	51	15,75	1,20	7,59	—	Al ₂ O ₃	37	16,18	1,09	6,76	ЛН
Fe ₂ O ₃	51	1,48	1,30	88,22	—	Fe ₂ O ₃	37	0,92	0,82	89,40	—
FeO	51	2,40	0,78	32,38	—	FeO	37	3,94	1,10	27,92	—
MgO	51	1,48	0,52	34,85	ЛН	MgO	37	2,56	1,01	39,69	ЛН
CaO	51	3,28	0,78	23,74	—	CaO	37	4,03	0,85	21,02	Н
Na ₂ O	51	3,68	0,82	22,27	—	Na ₂ O	37	3,14	0,61	19,38	Н
K ₂ O	51	3,41	1,32	38,83	—	K ₂ O	37	3,06	0,89	29,28	Н
Граниты						Адамеллиты					
SiO ₂	72	71,42	1,14	1,6	Н	SiO ₂	56	67,25	1,49	2,21	Н
Al ₂ O ₃	72	14,84	1,27	8,6	—	Al ₂ O ₃	56	15,51	0,84	5,41	Н
Fe ₂ O ₃	72	0,84	0,65	77,18	—	Fe ₂ O ₃	56	0,74	0,87	117,42	—
FeO	72	1,52	0,75	49,53	—	FeO	56	3,11	0,91	29,34	—
MgO	72	0,73	0,43	58,73	Н	MgO	56	1,40	0,62	43,93	Н
CaO	72	2,14	0,89	41,54	—	CaO	56	3,26	0,82	25,26	Н
Na ₂ O	72	3,52	0,98	27,86	—	Na ₂ O	56	3,28	0,84	25,64	—
K ₂ O	72	3,86	1,12	29,01	Н	K ₂ O	56	3,66	1,19	32,59	—
Аляскинты						Граниты порфировидные					
SiO ₂	36	74,96	1,02	1,36	Н	SiO ₂	64	72,66	10,97	15,09	—
Al ₂ O ₃	36	13,36	1,08	8,10	ЛН	Al ₂ O ₃	64	13,22	0,94	7,10	Н
Fe ₂ O ₃	36	0,66	0,62	94,49	—	Fe ₂ O ₃	64	1,48	0,64	43,52	Н
FeO	36	1,00	0,50	58,64	ЛН	FeO	64	1,80	0,87	48,20	Н
MgO	36	0,52	0,48	9,23	—	MgO	64	0,4	0,32	81,26	ЛН
CaO	36	1,53	0,95	61,86	ЛН	CaO	64	1,14	0,48	42,66	ЛН
Na ₂ O	36	3,31	0,07	32,38	—	Na ₂ O	64	3,56	0,60	16,92	Н
K ₂ O	36	4,24	1,19	27,94	Н	K ₂ O	64	4,01	1,08	27,05	—
Южно-Гиссарская система, Гиссарский (С ₃) комплекс						Аляскинты					
Диориты						Аляскинты					
SiO ₂	20	56,86	3,07	5,40	Не оп ре де- ля л с я	SiO ₂	41	74,59	1,18	1,58	Н
Al ₂ O ₃	20	16,70	1,20	6,70		Al ₂ O ₃	41	13,07	0,83	6,37	Н
Fe ₂ O ₃	20	1,71	0,96	56,35		Fe ₂ O ₃	41	0,66	0,47	71,66	—
FeO	20	5,47	1,70	31,18		FeO	41	1,25	0,53	42,16	ЛН
MgO	20	3,50	0,82	23,43		MgO	41	0,46	0,49	104,70	—
CaO	20	6,10	1,28	21,00		CaO	41	0,90	0,49	54,54	—
Na ₂ O	20	2,90	0,54	18,65		Na ₂ O	41	3,82	0,96	25,11	—
K ₂ O	20	2,52	1,14	45,38	K ₂ O	41	4,37	1,17	26,71	—	

Примечание. n — количество анализов; \bar{x} — среднее арифметическое; S — стандартное отклонение; v — коэффициент вариации, %; закон распределения: Н — нормальный, ЛН — логнормальный; уровень значимости принят в 5 %.

разований доказывається известными геологическими методами, в том числе радиологическим датированием их.

Рассмотрим два типа из многих возможных типов ассоциаций данных образований: 1) в данном районе, поле или месторождении наблюдаются все три образования; 2) наблюдаются только первые два.

В первом случае интересно сначала выяснить, соответствует ли фактическое размещение образований в тектонической структуре тому, ко-

Закономерная изменчивость типов геосинклиналей, времени орогенных периодов и возраста рудных формаций в юго-западном направлении Урало-Ангарского складчатого пояса

Складчатая область и система	Тип геосинклиналей	Геологический возраст						
		главной складчатости	орогенного периода	характерного оруденения				
				Prt + Pz	Pz ₂	Pz ₂ +Pz ₃	Pz ₃	Mz + Kz
Уральская								
северная половина		Prt—Cm ₁	Cm ₂₋₃	W+M ₀				
южная половина	Фемический	D ₃ —C ₁ t	C ₂ —T ₁	Cu+Fe	Au, Cu+Fe	Fe, W, Au	Au, W, Cu, Pb, Sb	
Енисей-Саянская	Салически-фемический	Prt ₃ —Cm	S—D (P—T)		Fe+Ti, TR			
Саяно-Алтайская	»	S	D—P		Pb+Zn			
Восточно-Казахстанская	»	S ₂	D ₂ —P	Au				
Северо-Тяньшаньская	»	O ₃	D—P	W+M ₀ +F	Fe, Pb+Zn		Pb+TR+F+ +Fe+Sn	
Срединно-Тяньшаньская	Фемически-салический	C ₂	C ₃ —P				Au, Cu+Au+M ₀ ; Pb+Zn; W; Sb+Hg; F; Sn+Bi	
Южно-Тяньшаньская	»							
Северо-Памирская	»	P ₁	P ₁ —P ₂				Au?	Au, Cu+Fe; Pb+Zn;
Южно-Памирская	Салический	Cr ₁	Cr ₂ N					F.

Примечание. Таблица составлена по материалам сб. «Вопросы магматизма Урала», Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 32, 1959 г., «Материалы по геологии и полез. ископ. Юж. Урала», вып. 2, 1960 г.; и вып. 3, 1963 г.; «Геол. строение СССР», т. II, Тектоника, 1968 г.

торое должно бы иметь место согласно требованиям волновой концепции, и затем решить вопрос о прогнозе скрытого глубинного оруденения.

Во втором случае должен стоять вопрос о прогнозе возможного скрытого оруденения, парагенетичного наблюдаемым метасоматитам и даже магматитам.

Характер размещения в тектонической структуре потенциально парагенных возможному оруденению магматитов и тем более метасоматитов — один из важных факторов прогнозирования оруденения на основе волновой концепции.

Метасоматиты как более ранние образования в сравнении с парагенным оруденением, как правило, должны размещаться в относительно позитивном элементе структуры данного поля или месторождения, а возможное оруденение — в негативном элементе, обычно сопряженном с первым. Ориентировка негативного потенциально рудоносного элемента относительно позитивного с метасоматитами устанавливается направлением миграции ТМП, в частности данного рудогенетического процесса. Оба эти направления определяются методом анализа ТМП данного района, поля или участка минерализации на основе волновой концепции. Таким образом, общая схема более или менее характерного размещения в геоструктурах рудных формаций той или иной металлогенетической серии получает дополнительное освещение.

Волновая концепция позволяет осветить некоторые новые стороны и в вопросе зональности разнопорядковых рудных территорий. Видимо, прямая вертикальная зональность в рудных месторождениях может иметь место (при прочих равных условиях) лишь в рамках единых минеральных ассоциаций, где она будет относиться к типу зональности рудоотложения.

Широкое распространение должна иметь и в действительности имеет (см. рис. 6) «миграционная» зональность, обычно называемая горизонтальной зональностью. Главным фактором ее является восходяще-поступательно-нисходящий характер постмагматического процесса в тектонических структурах, нередко с явлениями возврата процессов и наложения поздней минерализации на раннюю.

В тех случаях, когда миграция постмагматизма затруднена или вовсе не проявляется, в силу нисходящего характера процесса, который он приобретает во второй половине, для эндогенных рудных объектов становится характерной «обратная» зональность. По своему происхождению она близка к миграционной и нередко обнаруживается в рудных полях.

Если рудные объекты изучать «на стыке» волновой концепции, петрологии и учения о рудных месторождениях, то можно значительно компетентнее прогнозировать очень многие стороны явления зональности рудных объектов: ее «структуру» (характер), ориентировку в контролирующей тектонической структуре, а также изменчивость минеральных парагенезисов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Работа не претендует на особую новизну выводов хотя бы потому, что каждое исследование основывается прежде всего на преемственности научных знаний. Вместе с этим в известной мере в ней систематизированы представления о миграции ТМП и выделены некоторые дополнительные его особенности. С этой точки зрения можно говорить о волновой концепции ТМП. Следует заметить, что волновой характер указанного процесса, по-видимому, является скачкообразно-волновым.

Не вызывает никакого сомнения, что закономерная миграция тектономагматического и всего геосинклинального процесса есть лишь отражение тангенциальных и радиальных перемещений в подкоровом веществе, прежде всего в верхней мантии. Поиски соответствий этих процессов с рассмотренными в работе — следующий этап исследований. Однако при рассмотрении проблем, связанных со строением земной коры, необходимо учитывать скоротечность процессов реконструкции земной коры в связи с неотектоническими процессами.

Раскрытие самого хода ТМП — важная задача. Ее решение позволит перейти от историко-статистического метода геологических исследований к «палеокинематическому». Благодаря этому получают новое освещение геологические процессы как таковые и закономерности их прохождения в элементах геоструктур. Но мы знаем, что венцом геологической работы является прогноз (А. Е. Ферсман). Известно и то, что прогнозировать — это значит изучать процессы.

Для раскрытия и изучения геологических процессов необходимо исследовать геологические явления в двух главных аспектах — в геологическом пространстве и во времени. Геологическое пространство (геоструктуры) изучается прежде всего геотектоникой, представляющей собой ведущее звено геологической науки (Красный, 1969). В изучении фактора времени весьма желателен комплексный подход с привлечением геологических и радиологических методов датирования геологических формаций.

Рассмотренная в работе волновая концепция ТМП ждет практической апробации, где она может и дать результаты, и начать совершенствоваться. Практическая эффективность концепции может быть особенно существенной в деле поисков и разведки глубинного и нескрытого оруденения, при этом (по Рундквисту, 1969) целесообразно и учитывать «геогенетический закон».

ЛИТЕРАТУРА

- Абдрахманов К. А. Геолого-петрографические особенности щелочной интрузии Ирису в Таласском Алатау. «Изв. АН КазССР», сер. геол., 1961, вып. 4 (45).
- Абдуллаев Х. М. Магматизм и оруденение Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1960.
- Абдуллаев Х. М., Аделунг А. С., Воронич В. А. [и др.]. Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
- Ажгирей Г. Д. Некоторые принципиальные вопросы составления тектонических карт. Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae, tomus 13, p. 105—113, Academiai kiado, Budapest, 1969.
- Амирасламов А. А., Иванова Н. С. Свинцово-цинковые месторождения Австралии. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Амурский Г. И. О закономерностях развития верхнего структурного этажа Туркмении. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1964, № 6.
- Афанасьев Г. Д. [и др.]. Закономерности развития магматизма складчатых областей. М., «Наука», 1968.
- Афиногенова Л. Н. Металлогения Юго-Восточного и Центрального Памира. «Советская геология», 1968, № 11.
- Ахмеджанов М. А. Геологическое строение западной оконечности Южного Тянь-Шаня. Автореферат докт. дисс., Ташкент, 1969.
- Бабаев К. Л. Гранитные пегматиты Средней Азии. Автореферат докт. дисс., Ташкент, 1962.
- Бабаев К. Л. Схема геологического районирования Средней Азии. В кн. «Вопросы методики составления металлогенических и прогнозных карт Средней Азии», Ташкент, Изд-во «Наука» УзССР, 1964.
- Баратов Р. Б. Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанное с ним оруденение. Душанбе, Изд-во «Дониш», 1966.
- Баратов Р. Б., Бабаходжаев С. М., Белов А. Н. [и др.]. Основные черты магматизма Таджикистана. «Материалы II Среднеазиатского регионального петрографического совещания», Душанбе, Изд-во «Дониш», 1971.
- Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Л., Изд-во ЛГУ, 1963.
- Белюсов В. В. Геологическая оценка некоторых современных геофизических представлений. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1958, т. 33 (4).
- Бенш Ф. Р. Схема стратиграфии каменноугольных отложений юго-западных отрогов и южного склона Гиссарского хребта. В сб. «Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Наука» УзССР, 1965.
- Бенш Ф. Р., Головин Е. М., Михно Н. М. Нижнекаменноугольные отложения юго-западных отрогов и южного склона Гиссарского хребта. В кн. «Стратиграфия Узбекской ССР», кн. 1, Ташкент, Изд-во «Наука» УзССР, 1965.
- Богданов А. А. Основные черты тектоники Карпат. «Советская геология», 1949, № 40.
- Большаков А. П. Зональное размещение гидротермальной минерализации в Донбассе. ДАН СССР, 1967, т. 172, № 6.

- Борисяк А. А. Теория геосинклиналей. «Изв. Геолкома», 1924, № 1.
- Буданов В. И. Основные черты истории развития магматизма Памира. В сб. «Материалы по геологии Памира», вып. II, Душанбе, Упр. геол. и охраны недр при Сов. Мин. ТаджССР, 1964.
- Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). М., Изд-во «Наука», 1964.
- Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1952.
- Власов Н. Г. Основные черты доюрской истории юго-западного Дарваза. В сб. «Геология Средней Азии», Л., ЛГУ, 1961.
- Гаврилин Р. Д., Филиппович И. З. О среднепалеозойских интрузиях гранитов Алайского хребта (Южный Тянь-Шань). ДАН СССР, 1965, т. 165, № 1.
- Геологическое строение СССР, т. II, Тектоника. М., Изд-во «Недра», 1968.
- Головин Е. М. Магматизм среднего палеозоя Чаткальских гор (Западный Тянь-Шань). Автореферат канд. дисс., Ташкент, 1960.
- Головин Е. М. Формационно-геохронологическая карта фанерозойской интрузивной мегасерии Памиро-Тянь-Шаня и ее анализ. В сб. «Материалы II Среднеазиатского регионального петрографического совещания», Душанбе, Изд-во «Дониш», 1971.
- Головин Е. М., Баймухамедов М. Д. О геологоструктурных условиях образования и зональности эндогенных месторождений. В сб. «Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых (Тезисы докладов Всесоюз. междуз. конферен.)», Ташкент, 1971.
- Головин Е. М., Юрьева Л. А. К геохронологии герцинского магматизма Алмалыкского рудного поля. «Зап. Узб. отд. ВМО», вып. 15, Ташкент, Изд-во АН Узбекской ССР, 1963.
- Головин Е. М., Юрьева Л. А., Хасанов Р. М. [и др.]. Некоторые данные о геохронологии глубинных пород базитового ряда из Средней Азии. В кн. «Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород». М., Изд-во «Наука», 1967.
- Горецкая Е. Н., Лесков С. А., Зубцова Е. И. [и др.]. Тянь-Шаньская складчатая область, Кызылкумы, Памир. Кн. «Геологическое строение СССР», т. III, М., Изд-во «Недра», 1968.
- Горецкая Е. Н., Морозенко Н. К. Магматизм и металлогения в палеозойской истории геологического развития Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань). Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 73, 1962.
- Горецкая Е. Н., Рисин П. Г. Нижнекаменноугольная интрузивная фаза в Южном Гиссаре на примере Ханакинской интрузии плагиогранитов. «Зап. Тадж. отд. ВМО», т. 104, вып. 1, 1959.
- Демин В. Г. Судьба солнечной системы. М., Изд-во «Наука», 1969.
- Дмитриев Э. А. Основные закономерности размещения щелочных пород в центральной части Сарыкольского хребта на Памире. В кн. «Материалы по геологии Памира», вып. II, Душанбе, 1969.
- Додонова Т. А. Новые данные к стратиграфии нижнепалеозойских отложений Таласского Алатау. Тр. Упр. геол. и охр. недр при Сов. Мин. КиргССР, М., Госгеотехиздат, 1960.
- Додонова Т. А. О возрасте и форме залегания кварцевых порфиров Кокомерена. В сб. «Материалы по геологии Тянь-Шаня», вып. 3, Фрунзе, 1962а.
- Додонова Т. А. К истории формирования Таласо-Фарганского разлома. Тр. Упр. геол. и охраны недр при Сов. Мин. КиргССР, вып. 2, М., Госгеолиздат, 1962б.
- Додонова Т. А. Некоторые особенности оруденения Карабашского рудного узла. Тр. Упр. геол. и охраны недр при Сов. Мин. КиргССР, т. 2, М., ГОНТИ, 1962в.
- Додонова Т. А., Захаров А. Д., Захаров И. Л. Схема магматизма северо-восточной части Киргизской ССР. В сб. «Материалы II Среднеазиатского петрографического регионального совещания», Душанбе, Изд-во «Дониш», 1971.
- Елютин Д. Н., Кнауф В. И., Колюк А. А. [и др.]. Интрузивные комплексы Северного Тянь-Шаня. «Материалы к II Всесоюзному петрографическому совещанию», Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
- Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1941.
- Зубцов Е. И. Силурийские отложения Чаткальского хребта. ДАН СССР, 1960, т. 133, № 1.
- Зубцов Е. И., Зубцова Е. И. Верхнепалеозойская вулканогенная толща и покрывающие ее отложения в Нарынской впадине (Тянь-Шань). «Материалы по геол. и полез. ископ. Средней Азии», сб. 46, Л., Госгеолтехиздат, 1961.

- Исамухамедов И. М., Купченко П. Д., Василевский Б. Ф. Магматизм и некоторые вопросы металлогении юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Ташкент, Изд. ТашГУ, 1962.
- Каледа Г. А. Девонские отложения Южной Ферганы. «Вопросы геологии Южного Тянь-Шаня», т. II, Львов, Изд-во Львовского ун-та, 1960.
- Карпова Е. Д. Металлогеническое районирование Тянь-Шаня и Памира. «Советская геология», 1959, № 8.
- Киселев В. В., Королев В. Г. Новые данные по стратиграфии докембрия и палеозоя западной части Киргизского хребта. В сб. «Материалы по геологии Тянь-Шаня», Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1964.
- Киселев В. В., Королев В. Г., Нурманбетов К. К стратиграфии докембрия в верховьях р. Малый Нарын (Терской Алатау). В сб. «Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня», Фрунзе, Изд-во «Илим», 1965.
- Кнауф В. И. Среднепалеозойский эффузивноосадочный комплекс Северного Тянь-Шаня. «Тр. Упр. геол. и охраны недр при Сов. Мин. КиргССР», сб. I, М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Кнауф В. И. Тектоническое районирование Северной Киргизии. «Геотектоника», 1966, № 5.
- Кожина Т. К. Кофталыкская интрузия микропегматитового гранита и особенности ее металлогении (Приполярный Урал). Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 32, М., 1959.
- Конюк Л. А. Интрузивные комплексы и их место в геологической истории Северо-Западного Тянь-Шаня. В сб. «Металлогения и магматизм Тянь-Шаня», Фрунзе, Изд-во «Илим», 1967.
- Коржаев В. П. Вулканогенные комплексы хребта Коржантау. Юбилейный сборник Мин. геологии УзССР, Ташкент, 1969.
- Королев А. В. Зависимость зональности оруденения от последовательности развития структурных полей. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1949, № 1.
- Королев В. Г. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и смежных регионов. В сб. Киргизского филиала Географ. о-ва СССР, вып. III, Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1961.
- Королев В. Г. Кембрийская система. Тянь-Шаньская складчатая область (Средняя Азия). В кн. «Стратиграфия СССР», М., Изд-во «Наука», 1965.
- Королев В. Г., Носыров И. В., Туровский С. Д. Палеозойские интрузивные комплексы Северного Тянь-Шаня. В сб. «Материалы по геологии Тянь-Шаня», вып. 2, Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1962.
- Красный Л. И. О путях теоретических исследований в геологической науке. В сб. «Материалы к совещанию «Общие закономерности геологических явлений», вып. I, Л., 1969.
- Кутенец В. А., Маджи Л. А. О некоторых особенностях палеозойского интрузивного магматизма Гармского блока (Центральный Таджикистан). «Материалы II Среднеазиатского регионального петрографического совещания», Душанбе, Изд-во «Дониш», 1971.
- Кухтиков М. М. Тектоническая зональность складчатой области Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань) в герцинской структуре. В сб. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня. Мат. II Всесоюзного тектонического совещания в г. Душанбе», М., Изд-во «Наука», 1964.
- Ленных И. В., Лазарев П. В. Геологическая позиция и возраст колчеданных залежей Южного Урала. В сб. «Мат. по геологии и полезн. ископ. Южного Урала», вып. 3, М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Луйк А. А. Проблемы генезиса южноальпийских гидротермальных свинцовых месторождений Тянь-Шаня. М., Изд-во «Недра», 1970.
- Лутков В. С. Оловоносные гранитоидные формации Северного Памира. «Советская геология», 1968, № 6.
- Лутков В. С. О минералого-геохимических критериях корреляции магматических комплексов (на примере Северного Памира). «Изв. АН СССР», сер. геол., 1972, № 5.
- Львов В. Е. Жизнь Альберта Эйнштейна. М., Изд-во «Молодая гвардия», 1959.
- Макарычев Г. И. Докембрийские и каледонские гранитоиды Среднего Тянь-Шаня и их положение в структуре. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1964, т. 39 (6).
- Мелешенко В. С. Некоторые вопросы геологии межгорных впадин Саяно-Алтайской складчатой области. «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1956, № 3.
- Наливкин Д. В. Тектонические циклы западной части ангарской геосинклинали. Ташкент, Изд. Среднеаз. отд. Геолкома, 1930.

- Николаев В. А. Вулканизм в геологической истории Тянь-Шаня. Ташкент, Изд. Среднеаз. отд. Геолкома, 1930.
- Николаев В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры. «Изв. АН СССР», 1953, № 2.
- Николаев В. А. Докембрий Средней Азии. «Тр. лаборатории геологии докембрия. Очерки докембрия», вып. I, М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Огнев В. Н. Основные структурно-фациальные зоны Средней Азии. В кн. «Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Средней Азии», Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1959.
- Перчук Л. Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. Л., Изд-во «Наука», 1964.
- Петрография Узбекистана, Книга первая. Ташкент, Изд-во «Наука», УзССР, 1964.
- Полканов А. А. О механизме пластообразных интрузий платформенных областей. В сб. «Вопросы геологии Азии», т. II, М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Помазков К. Д., Синицын Ф. Е. [и др.] Особенности глубинного геологического строения Восточно-Чуйской и Иссык-Кульской впадин. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1967, № 3.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во Комитета наук УзССР, 1938.
- Попов В. И. Некоторые основные положения ядерной теории развития земной коры. «Зап. Узб. Отд. ВМО», вып. VII, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1955.
- Попов А. И., Гольдштейн Р. И. Роль восходящих растворов в процессах альпийского рудогенеза в покровных осадках Средней Азии. В сб. «Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня», Фрунзе, Изд-во «Илим», 1970.
- Поршняков Г. С. Региональные тектонические разрывы северных склонов Алайского и части Туркестанского хребтов. «Вестник ЛГУ», сер. геол. и географ., вып. 1, 1962, № 6.
- Пояркова Э. В. О возрастном скольжении гипербазитовой формации в Южной Фергане. «Узб. госл. журнал», 1968, № 5.
- Пятков К. К., Пяновская И. А., Бухарин А. К. [и др.] Геологическое строение Центральных Кызылкумов. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1967.
- Румянцева З. С. Стратиграфия и фораминиферы намюрских и нижнебашкирских отложений системы Чаткальских гор. В сб. «Биостратиграфия осадочных образований Узбекистана», Л., Изд-во «Наука», 1970.
- Рундквист Д. В. Эволюция рудообразования во времени. В кн. «Геологическое строение СССР», т. V, М., Изд-во «Недра», 1969.
- Сайдалиева М. С., Ибрагимов Р. Н., Раджиев Т. К вопросу тектонического районирования Ферганской впадины. «Узб. геол. журнал», 1966, № 1.
- Сергиевский В. М. Магматизм и развитие тектонических структур Урала. «Мат. по геологии и полез. ископ. Южного Урала», вып. 2, М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Сергунькова О. И. Нижнекаменноугольные отложения. В кн. «Стратиграфия Узбекской ССР», т. 1, Ташкент, Изд-во «Наука» УзССР, 1965.
- Сикстель Т. А. Стратиграфия континентальных отложений верхней перми и триаса Средней Азии. Автореферат докт. дисс., Ташкент, 1961.
- Синицын Н. М. Схема тектоники Тянь-Шаня. «Вестник ЛГУ», сер. геол. и географ., вып. 2, 1957, № 2.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Изд. II, М., «Недра», 1969.
- Смирнов А. Д., Булдаков В. В. Интрузивные комплексы Восточного Саяна. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Стратиграфия Узбекской ССР, кн. I, Палеозой. Верхнепалеозойские отложения. Ташкент, Изд-во «Наука» УзССР, 1965.
- Суворов А. И. Горизонтальные движения и гранитный магматизм (на примере герцинид Казахстана). «Светская геология», 1969, № 9.
- Сургутанова Д. М. Типы разрезов красноцветной толщи девона Чаткальской зоны и закономерности их размещения. «Узб. геол. журнал», 1965, № 4.
- Тектоника и металлогения УзССР, ч. I. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1967.
- Толкунов А. Е. Геологическая структура флюоритового месторождения Агата (Чаткальский хребет), приуроченного к жерловым фациям кислых эффузивов. «Узб. геол. журнал», 1965, № 3.
- Турбин Л. И. Стратиграфия верхнего палеозоя Северной Ферганы. Тр. Упр. геол. и охраны недр при Совете Министров КиргССР, сб. 3, М., Госгеолтехиздат, 1960.

- Турбин Л. И. К стратиграфии нижнего палеозоя западной части Среднего Тянь-Шаня. Тр. Упр. геол. и охраны недр КиргССР, сб. 2, М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Хаин В. Е. О глыбово-волновой (складчато-глыбовой) структуре земной коры. «Бюлл. МОИП», отд. геологии, 1958, т. 33 (4).
- Хаин В. Е. О тектонической основе металлогенического районирования. «Геология рудных месторождений», 1962, № 4.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., Изд-во «Наука», 1964.
- Халилов М. Х., Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. Об абсолютном возрасте Джамакского интрузива (Западный Памир). «Изв. АН СССР», сер. геол., 1966, вып. 9.
- Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
- Хамрабаев И. Х., Каюмов А., Кустарникова А. А. [и др.]. О схеме возрастной корреляции магматических комплексов Средней Азии. В сб. «Материалы II Среднеазиатского регионального петрографического совещания», Душанбе, Изд-во «Дониш», 1971.
- Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1947, № 5.
- Шевкаленко В. Л. Новые данные об относительном возрасте золото-серебряной минерализации месторождения Школьное (Северный Таджикистан). «Узб. геол. журнал», 1970, № 6.
- Штилле Г. Избранные труды. М., «Мир», 1964.
- Щерба Г. Н. Геотектоногены и рудные пояса. Алма-Ата, Изд-во «Наука», КазССР, 1970.
- Чандаров Н. М., Стариченко Ф. А., Сушков П. А. Магматические комплексы северных хребтов Тянь-Шаня. Тр. Казахского петрограф. совещ., т. I, Алма-Ата, Изд-во «Наука» КазССР, 1968.
- Чирич Б. М. Развитие динарид в альпийском цикле. «Геотектоника», 1967, № 6.
- Эйгенсон М. С. Космические факторы геотектоники. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1962, вып. 4.
- Эйнштейн А. Физика и реальность. М., Изд-во «Наука», 1965.
- Юрьев А. А. Четвертичные отложения Ферганы. В кн. «Стратиграфия УзССР», т. II, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
- Яншин А. Л. Тектоника Евразии (объяснительная записка к тектонической карте Евразии м-ба 1 : 5000000). М., Изд-во «Наука», 1966.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
К истории вопроса	5
Глава I. Геологическая позиция и районирование области	9
Характеристика принятой схемы районирования области	10
Глава II. О геосинклинальных периодах становления области	13
Глава III. К общей характеристике фанерозойского ТМП	21
Каледонская магматическая серия	21
Северный Тянь-Шань	22
Срединный Тянь-Шань	54
Герцинская магматическая серия	55
Северный Тянь-Шань	55
Срединный Тянь-Шань	56
Южный Тянь-Шань	68
Северный Памир	73
Постпалеозойский магматизм	76
Глава IV. Закономерности ТМП в геологических структурах	78
Закономерности проявления ТМП	78
Закономерности миграции ТМП	79
Закономерности миграции ПМП	82
Общая характеристика ТМП (волновая концепция)	83
Глава V. Некоторые геолого-металлогенические следствия волновой концепции ТМП	87
Вопросы геологического развития	87
Об альпийском регрессивном метаморфизме кристаллических формаций Памиро-Тянь-Шане-Казахского сегмента Азии	87
О волновом характере геосинклинального процесса	93
Вопросы металлогении и рудогенеза	94
Заключение	101
Литература	102

Головин Евгений Михайлович
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ФАНЕРОЗОЙСКОГО
ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА
В ГЕОСТРУКТУРАХ ПАМИРО-ТЯНЬ-ШАНЯ

*Утверждено к печати
Ученым советом Среднеазиатского
научно-исследовательского института
геологии и минерального сырья
Министерства геологии УзССР 26 декабря 1970 г.*

Редактор *Л. Б. Ходанович*
Технический редактор *В. Тарлуович*
Корректор *Н. В. Хасова*

P05209. Сдано в набор 26/III-73 г. Подписано к печати 17/1-74 г. Формат 70×108^{1/16}. Бумага тип. № 1. Бум. л. 3,375. Печ. л. 9,45. Уч.-изд. л. 9,1 (2 вкл.) Изд. № Н-1232. Тираж 600 экз. Цена 91 к. Заказ 827. Адрес издательства: г. Ташкент, ул. Гоголя, 70.

Типография им. Франциска (Георгия) Скорины издательства «Наука и техника» АН БССР и Госкомитета СМ БССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. Минск, Ленинский проспект, 68.

91 К.

1544