

550

Г36

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ

СТРОЕНИЕ

СССР

III

МАГМАТИЗМ

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
(ВСЕГЕИ)

ТЕОДОТИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СССР

В ШЕСТИ ТОМАХ

ГЛАВНАЯ РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Е. Т. Шаталов (гл. редактор), *Л. И. Боровиков* (зам. гл. редактора), *А. Д. Шеглов* (зам. гл. редактора), *Г. С. Ганшин*, *А. И. Жамойда*, *И. К. Зайцев*, *А. А. Иванюк*, *В. С. Кормилицын*, *Л. И. Красный*, *А. П. Марковский*, *С. А. Музылев*, *Т. И. Осико* (учебный секретарь), *Ю. Ир. Половинкина*, *Л. И. Салоп*, *А. И. Семенов*, *Т. И. Спичарский*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1968

48 2004

550
Г36

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
(ВСЕГЕИ)

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СССР

Том III

МАГМАТИЗМ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ ТОМА:

Ю. Нр. Подовинкина (отв. редактор),
Т. И. Иванова (ученый секретарь), М. Л. Туров,
Н. П. Михайлов, Л. С. Харченко

23.2
16734

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1965

При составлении работы были использованы новейшие геологические материалы производственных и научно-исследовательских организаций, а также решения региональных и межведомственных стратиграфических совещаний и постоянных комиссий Межведомственного стратиграфического комитета. Тектонического комитета при Отделении наук о Земле АН СССР, Межведомственного петрографического комитета. Учтены также и основные достижения в изучении стратиграфии осадочных, вулканогенных и метаморфических образований, новые данные по магматизму и тектонике, материалы по наиболее важным полезным ископаемым (включая подземные воды) и основным закономерностям их размещения. Работа завершается рассмотрением основных проблем геологии, вытекающих из анализа изложенных материалов в свете современных представлений.

В томе «Стратиграфия» (отв. редактор А. П. Жамойда) дан обзор стратиграфии осадочных, вулканогенных и метаморфических образований территории Советского Союза, рассмотрена корреляция отложений систем и групп (для докембрия), приведены схемы сопоставления главнейших разрезов. В заключительных разделах очерков систем дана краткая палеогеографическая и палеобюрографическая характеристика соответствующих периодов и определены задачи дальнейших исследований.

Краткий очерк геоморфологии СССР, помещенный в начале I тома, дает читателю представление об основных чертах устройства поверхности территории СССР.

В томе «Тектоника» (отв. редактор Т. Н. Спизарский) обобщены материалы по тектонике и глубинному строению территории СССР. Тектоническое районирование проведено с учетом не только геологических данных, но и результатов исследования магнитного, гравитационного и термического полей, сейсмичности коры и петроплотностной характеристики пород. Описание тектоники отдельных регионов континента сделано применительно к типам их развития: геосинклинального и завершённой складчатости (орогенного и койлогенного развития). Описаны также океанические платформы.

В томе «Магматизм» (отв. редактор Ю. И. Половинкина) дается характеристика проявлений магматизма по крупным регионам и в возрастном порядке выделяются тектоно-магматические циклы с указанием формационной принадлежности образований разных стадий цикла. Приводится краткая петрохимическая характеристика магматических комплексов и рассматривается связь с ними эндогенной минерализации.

В томе «Основные закономерности размещения месторождений полезных ископаемых на территории СССР» (отв. редакторы А. П. Семенов и А. Д. Щеглов) рассматриваются закономерности размещения полезных ископаемых на платформах и их штах, в областях складчатости и активизации; дается описание металлогении отдельных провинций, поясов и зон и отмечаются факторы, контролирующие размещение полезных ископаемых; приводится общая характеристика состояния сырьевой базы Советского Союза по отдельным важнейшим полезным ископаемым.

В томе «Основные проблемы геологии» (отв. редакторы Л. И. Боровиков и А. П. Семенов) освещаются проблемы стратиграфии, глубинного строения земной коры, магматизма и метаморфизма, а также проблемы геохимии, металлогении и рудообразования, от наиболее быстрого и всестороннего изучения которых зависит правильность решения многих вопросов теоретической и прикладной геологии.

В отдельном приложении (том шестой) дан комплект карт территории СССР в масштабе 1 : 7 500 000. В него входят геологическая и геоморфологическая карты, карта четвертичных отложений, карта основных металлогенических зон, тектоническая, гидрогеологическая и гидротехническая карты, составленные с учетом новых материалов. Редакторы карт Д. В. Наливкин, Г. С. Ганешин, К. Б. Ильин, Т. Н. Сивжарский, П. К. Зайцев.

Работа «Геологическое строение СССР» является результатом труда большого коллектива авторов. В ее составлении приняли участие 256 человек, в том числе сотрудники ВСЕГЕН (108 человек), специалисты других институтов Министерства геологии СССР (ВИИГА, ВИНГРИ, СНИИГГИМС, ЗабСибНИИГНИ), территориальных геологических управлений Министерства геологии РСФСР (СВГУ, СВГУ, ИТГУ), Управления геологии Совета Министров Таджикской ССР, Управления геологии Киргизской ССР, организаций Академии наук СССР и союзных республик (ГИИ, ЛАГЕД, СО Академии наук СССР и его Якутского филиала, Нефтяного института им. Губкина, ИГи МП Казахской ССР), УкрНИИГаза, а также ЛПИ, ЛГУ, МГУ, МГРИ, Ташкентского государственного университета и Харьковского педагогического института. Привлечение к выполнению столь сложной работы большого коллектива опытных специалистов обеспечило полноту охвата материалов и необходимое их обобщение.

В целях лучшей увязки содержания томов, возможного сближения различных точек зрения по дискуссионным вопросам и выработки единого подхода к редактированию работы в целом тома I, II и V были просмотрены Л. П. Боровиковым, тома I и IV — Т. П. Осыко, тома IV и V — А. П. Семеновым и А. Д. Щегловым, тома I, III, IV и V — Е. Т. Шаталовым. Разделы тома IV, касающиеся проявления магматизма, метаморфизма и размещения полезных ископаемых в областях докембрийской складчатости, просмотрены Л. П. Салопом.

В. П. Нехорошев, В. П. Огнев, Т. В. Биллбина, Д. С. Харкевич, В. Г. Грушевой и А. П. Марковский взяли на себя труд прочитать рукописи отдельных томов и сделали ряд ценных замечаний. Д. В. Наливкин дал отзыв на всю работу в целом.

Большой труд в подготовке томов к изданию в ювелиры В. М. Ефимова, А. А. Киселева, А. П. Колесова, П. П. Леоньева, П. А. Липман, М. М. Сомов, Р. А. Титова, Е. С. Харкевич, Р. П. Шурупова, Т. М. Брабанова и др.

Главная редакционная коллегия стремилась достигнуть наибольшего единообразия в изложении материала и лучше согласовать содержания томов, однако в полной мере этого сделать не удалось, что объясняется главным образом особенностями объектов исследований, неравноценной разработкой ряда вопросов, наличием многих частных или дискуссионных вопросов в геологии отдельных регионов, разным пониманием существа геологических явлений и в ряде случаев отсутствием общепринятой терминологии.

К числу таких вопросов относятся в первую очередь принципы тектонического районирования, которое во всем издании проведено исходя из возраста завершающей складчатости, а во II томе — с учетом типов развития тектонических структур. Не всегда четко в работе изложены вопросы формационного деления и номенклатуры как осадочных, так и осадочно-вулканогенных и магматических формаций. Могут быть спорными представления о типах регионального метаморфизма и ультра-

метаморфизма и месте этих процессов в развитии складчатых областей. Ядерная геология, за некоторыми исключениями, не нашла в работе достаточного освещения. По-прежнему дискуссионными являются концепция активизации областей завершённой складчатости и платформ и ее взаимоотношения с поздними стадиями тектоно-магматического цикла, а также критерии выделения глубинных разломов. Не всегда оказалось возможным добиться единства применяемой в работе терминологии, например по тектонике, металлогеническому районированию, наименованию магматических формаций и др. Вследствие этого в ряде мест сделаны редакционные примечания, отражающие иные, чем в тексте, точки зрения.

Список приведенной в работе литературы включает основные крупные труды, а также отдельные работы последних лет, содержащие новые существенные данные. Ссылки на литературные источники в тексте, как правило, не приводятся, за исключением тех случаев, когда использовался новый материал или имелась необходимость отразить особую точку зрения авторов.

Редакционная коллегия работы «Геологическое строение СССР» рассчитывает, что предлагаемый вниманию читателей труд, являющийся, несмотря на отмеченные недостатки, достаточно полным обобщением последних материалов по изучению геологического строения территории СССР, будет полезен для широкого круга геологов Советского Союза и зарубежных стран.

ВВЕДЕНИЕ

Характеристика магматизма территории СССР дается по крупным структурным элементам — платформам и подвижным поясам (рис. 1), причем в описании магматизма этих элементов соблюдается принцип историчности, последовательности возникновения их в развитии земной коры. Так, выделены:

- 1) эппривнепротерозойские платформы,
- 2) области завершённой байкальской складчатости,
- 3) области завершённых палеозойских складчатостей — каледонской и герцинской,
- 4) эпигерцинские платформы (плиты),
- 5) области завершающей мезозойской и кайнозойской складчатости.

Для каждой выделенной области описываются, также в историческом порядке, все проявления магматизма, включая и происходящие уже после завершения областью цикла развития, т. е. проявления, получившие название посткопсолидационной активизации.

В основу характеристики магматизма подвижных поясов (областей завершённой складчатости) положено разработанное советскими геологами учение о тектоно-магматических циклах, основоположниками которого являются Ю. А. Билибин и В. А. Николаев. Вследствие этого при описании тех или иных магматических образований, кроме геологического возраста (и, если имеются определения, абсолютного), указывается их место в тектоно-магматическом цикле. Обычно в тектоно-магматическом цикле различают три стадии: равнинную, или доинверсионную, среднюю, или инверсионную, и позднюю, или постинверсионную; только для некоторых областей, например для Урала, выделено пять стадий: начальная, равнинная, средняя, поздняя и конечная.

Тектоно-магматический цикл во всей полноте и разнообразии магматических проявлений обычно свойствен только эвгеосинклинальным зонам; зоны мезогеосинклинального развития или флишевые геосинклинали обладают менее развитым, менее обильным и менее разнообразным магматизмом. Это хорошо видно, например, при сопоставлении магматизма Киргизской системы зон и Каратау-Таласской зоны Северо-Тяньшаньской складчатой системы (см. табл. 19). Магматизм таких структур, как краевые или передовые прогибы, грабен-синклинали, срединные массивы, сводово-глыбовые области, также обладает рядом особенностей.

В истории развития земной коры известны незавершенные тектоно-магматические циклы, которые не имеют четкого выраженных поздних стадий, и вместо перехода в платформу сменяются новым валоженым циклом. Таков наиболее ранний из известных нам тектоно-магматических циклов, условно называемый архейским. Везде, где устанавливается наличие проявлений этого цикла, он имеет как бы урезанную форму: он

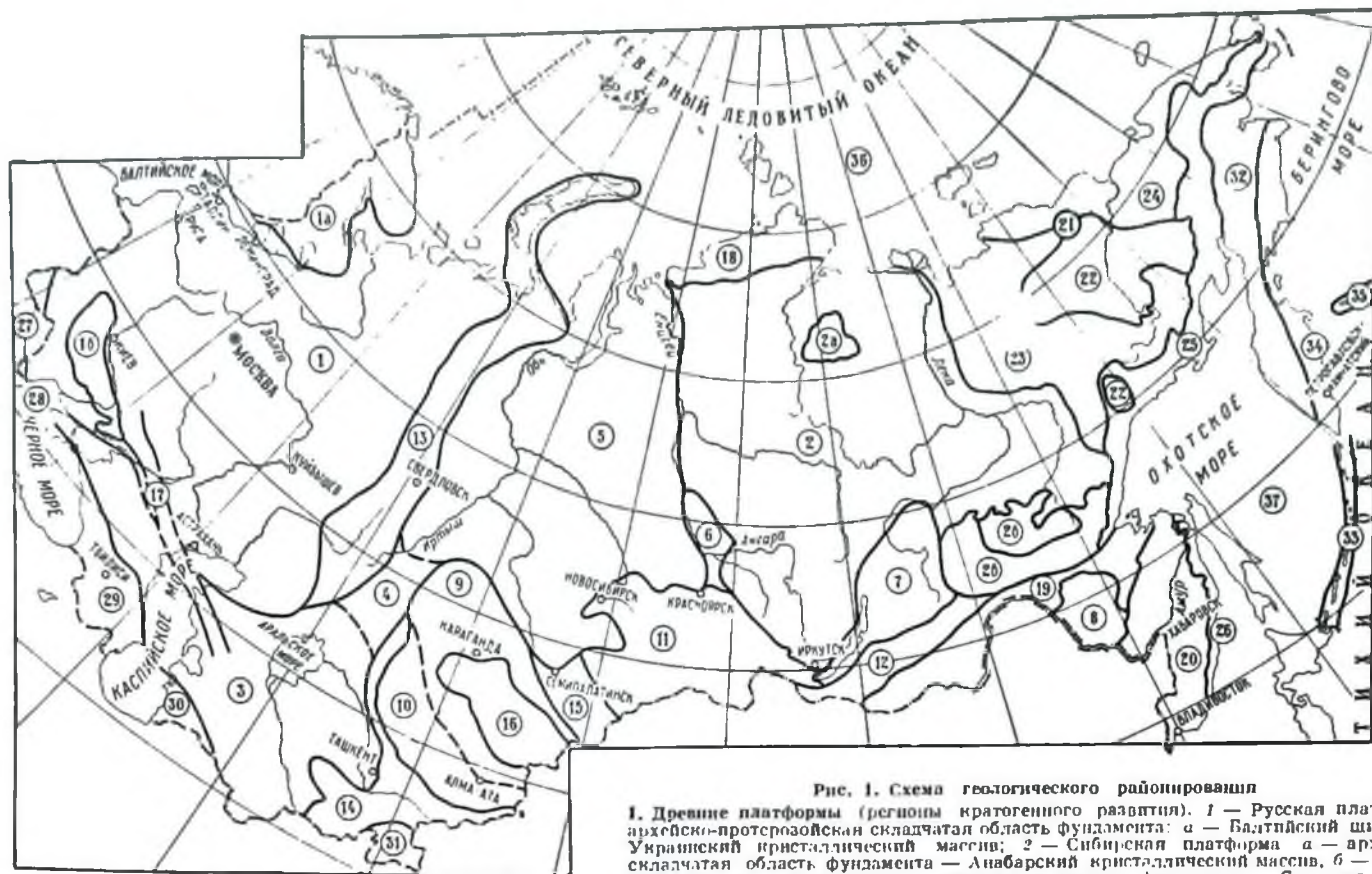


Рис. 1. Схема геологического районирования

1. Древние платформы (регионы кратогенного развития). 1 — Русская платформа; архейско-протерозойская складчатая область фундамента; а — Балтийский шит. 6 — Урянский кристаллический массив; 2 — Сибирская платформа а — архейская складчатая область фундамента — Анабарский кристаллический массив, б — Алтаинский шит. 4 — протерозойская складчатая система фундамента — Становой складчатая система. II. Эпипалейские платформы (регионы кофлогенного развития). 1 — Русская платформа; архейско-протерозойская складчатая область фундамента. III. Складчатые области и системы. А. Послепротерозойские области и системы. Области и системы протерозойско-раннекаمبرийской складчатости 6 — Фингейская складчатая система, 7 — Байкальская складчатая система, 8 — Бурейский срединный массив; области и системы с завершающей средне-позднепалеозойской (герцинской) складчатостью, с хорошо выраженным развитием ранне-среднепалеозойской (каледонской) складчатости: 9 — Казахтанский складчатая область, 10 — Северо-Тяньшаньская складчатая система, 11 — Алтае-Саянская складчатая область, 12 — Забайкальская складчатая система; области, системы с завершающей средне-позднепалеозойской (герцинской) складчатостью, слабо проявленной ранне-среднепалеозойской (каледонской) складчатостью: 13 — Уральская складчатая система, 14 — Тянь-Шаньская складчатая область, 15 — Заилийская складчатая система, 16 — Джунгаро-Бадхашская складчатая система, 17 — Донецко-Маньчжурская складчатая система, 18 — Таймырская складчатая система; мезозойские складчатые области и системы: 19 — Монголо-Охотская складчатая область, 20 — Сихото-Алиская складчатая система, 21 — Верхнотунотская складчатая область, 22 — Кольми-Омилонский срединный массив, 23 — Япо-Кюшюнская складчатая система, 24 — Чунотская складчатая система, 25 —

Гердинские подвижные зоны по завершении своего развития переходят в эпигерцинские платформы или, как их называет Т. Н. Спизжарский, в койлогенные области. На территории СССР это Западно-Сибирская и Скифско-Туранская плиты.

С траса или юры начинается развитие наиболее молодых в истории земной коры мезозойского и мезозойско-кайнозойского тектоно-магматических циклов, приуроченных к областям Альпийского (Средиземноморского) и Тихоокеанского планетарных подвижных поясов.

Наименее ясен вопрос о магматизме байкальского цикла. Проявлениями его считают кроме Байкальской горной области Енисейский кряж, Тиман, Бурейнский массив. Это позднепротерозойский цикл; завершение его и окончательное замыкание структур байкалид приурочено к границе протерозоя и кембрия или даже к раннему кембрию. Территориальные и возрастные взаимоотношения байкалид с каледонидами и герцинидами совершенно не изучены и не ясны. Однако самый факт наличия такого цикла, как бы смыкающего докембрийские (раннепротерозойские) и палеозойские циклы, с достоверностью показывает, что нет столь резкого разрыва между докембрийской и «последокембрийской» историей развития земной коры, как это еще недавно принималось.

В основу описания магматизма всех регионов и крупных структурно-формационных зон положено современное представление о магматическом комплексе — вулканогенном или интрузивном или вулканогенно-интрузивном. Для каждого комплекса указывается его место и время образования в процессе формирования определенной структурно-формационной зоны. Эти вопросы в настоящее время в отечественной геологии настолько разработаны, что весьма часто возможны и обратные заключения, т. е. по характеру и последовательности проявлений магматизма можно судить о структурном положении и значении зоны, к которой эти проявления приурочены. Во многих регионах комплексы отнесены к определенным магматическим формациям, однако не везде на территории СССР это возможно. Для формационного анализа магматизма многих регионов необходима большая дополнительная работа.

Очерки магматизма отдельных регионов и структурно-формационных зон содержат краткую характеристику каждого вулканогенного, интрузивного или эффузивно-интрузивного комплекса. Краткие данные по петрохимии комплексов сопровождаются векторными диаграммами по методу А. Н. Заварицкого. В большинстве очерков приводятся таблицы возрастной последовательности образования комплексов в разных структурно-формационных зонах и сопоставления магматизма таких зон для описываемой складчатой области. Значительные расхождения во взглядах исследователей по некоторым регионам вызывают необходимость приведения двух или даже трех схем.

В составлении тома принимало участие большое число авторов — сотрудников ВСЕГЕИ, Северо-Западного ГУ, НИИГА, ЛАГЕД, кафедры петрографии ЛГУ, Дальневосточного ГУ, Закарпатской экспедиции треста «Киевгеология» и др. Большая работа по редактированию очерков по отдельным крупным регионам выполнена М. Л. Лурье (Сибирская платформа), Н. П. Михайловым (Казахстан), Е. Н. Горецкой (Тянь-Шань и Памир), Н. В. Шталь (Забайкалье), В. М. Сергиевским (Урал). Вся техническая работа выполнена Н. П. Леонтьевой. Рисунки в тексте Р. А. Титовой и Н. А. Липман.

Общее руководство составлением тома «Магматизм» и редактирование его проведено Ю. Ир. Половинкиной.

РУССКАЯ ПЛАТФОРМА

Характеристика магматизма Русской платформы дается по следующим крупным частям: 1) Балтийский щит, 2) Русская плита — погруженная часть Русской платформы, 3) Украинский кристаллический массив. Для каждой части сначала описывается магматизм фундамента, отвечающий по времени архейскому и раннепротерозойскому тектонио-магматическим циклам, а затем магматизм собственно платформенного времени, начинающийся с рифея.

По современным представлениям, Русская платформа считается эпираннепротерозойской; в среднем протерозое происходит ее стабилизация, наблюдаются магматические проявления завершающей стадии тектонио-магматического цикла; тектонически это субплатформенная стадия формирования мегарегиона. Типичные платформенные образования, представленные трапповой формацией, начинаются в позднем рифее и на границе венда.

БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ

Балтийский щит представляет собой огромный регион с весьма длительной и сложной историей формирования и развития магматизма. Первые проявления магматизма здесь относятся к архею (к катархею), наиболее поздние связываются с герциевскими движениями, т. е. со средним палеозоем.

Магматизм Балтийского щита рассматривается по трем структурным подразделениям: 1) Кольский мегаблок, 2) Беломорский блок и 3) Карельская складчатая область.

Кольский мегаблок

Магматические породы занимают больше половины территории Кольского полуострова. Состав их весьма разнообразен: интрузии нормального ряда представлены породами от гранитов до гипербазитов, щелочного — от нефелиновых сиенитов до щелочных ультраосновных пород. В меньшей степени различается и их возраст. К наиболее молодым относятся позднепалеозойские интрузии, абсолютный возраст древнейших пород выше 3 млрд. лет, т. е. они принадлежат к самым ранним горным породам земной коры.

На тектонической схеме Кольского полуострова (рис. 2) выделены разновозрастные структурно-формационные зоны. Наиболее древние, раннеархейские, магматические породы приурочены к структуре Лапландия, позднеархейские — к беломоридам, раннепротерозойские — к карелидам и позднепротерозойские — к поздним карелидам. Раннепалеозойский магматизм связан с каледонскими, а позднепалеозойский —

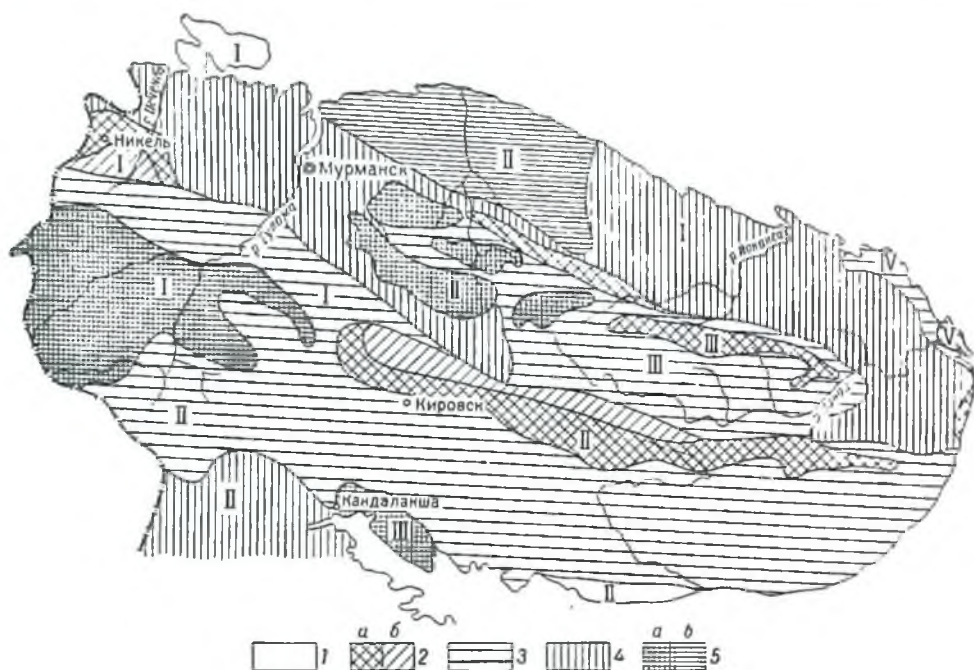


Рис. 2. Тектоническая схема Кольского мегаблока

I — ранний палеозой (каледониды): I — свита п-ова Рыбачьего, II — терская свита; 2 — поздний протерозой (байкалиты): I — Печенгская, II — Имилди-Варзугская, III — Центрально-Кейвская, IV — Колмызерско-Вороньянская и V — Орловская структуры (а — наложенные прогибы, б — зоны блокового опускания); 3 — ранний протерозой (карелиды): I — Порогвичско-Варзугская, II — Яврская, III — Кейвская и IV — Нивни-Понойская структуры; 4 — поздний архей (лапландиды): I — структура Мурманского массива, II — Енисейская структура; 5 — ранний архей (лапландиды): I — Лапландская, II — Кольская и III — Колвицкая структуры (а — наложенные прогибы, б — зоны блокового опускания)

с герциническими движениями (табл. 1). Характер распределения, состав и возраст магматических образований Кольского полуострова показаны на рис. 3.

Ранний архей

К образованиям раннего архея относятся лейкократовые нориты и гиперстеновые диориты (основные гранулиты, по П. Эскола), слагающие три массива. На западе Кольского полуострова располагается крупный Лапландский массив, на восточном продолжении его лежит Кольский массив, частично расчлененный последующими тектоническими процессами; на северо-западном побережье Белого моря находится небольшой Колвицкий массив.

В строении норит-диоритовых массивов наблюдается зональность, связанная с метаморфическими и метасоматическими процессами, значительно изменившими первоначальные породы.

Центральная и восточная части Лапладского массива сложены преимущественно слабо измененными лейкократовыми поритами и гиперстеновыми диоритами, связанными взаимными переходами и различающимися только содержанием гиперстена и основностью плагиоклаза. К западу в массиве наблюдается интенсивный метаморфизм, сопровождаемый гранитизацией. В северо-западной части метаморфизм соответствует амфиболитовой фации — исходные породы гнейсированы, обогащены кварцем, биотитом, граватом и превращены в грават-биотитовые гнейсы, иногда значительно мигматизированные. На юго-западе

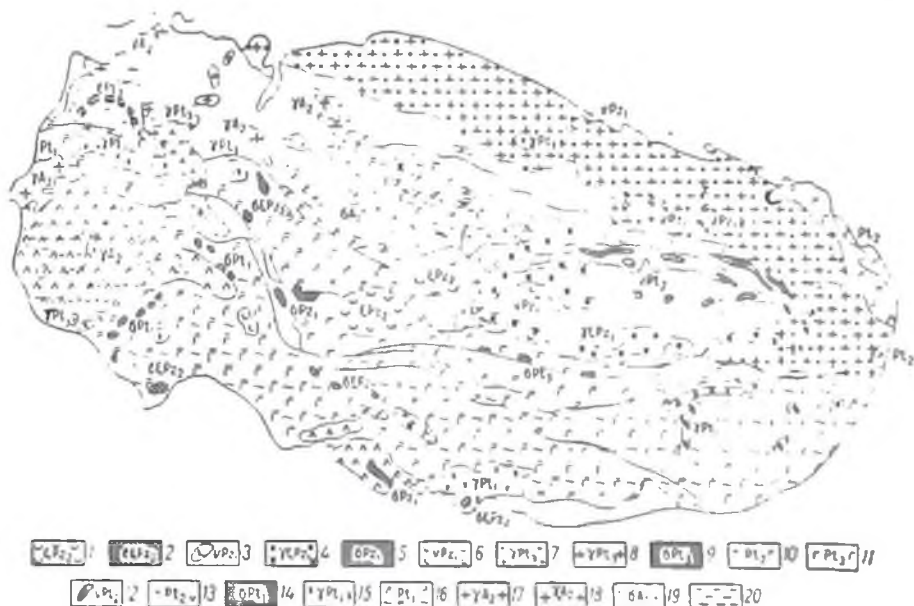


Рис. 3. Схематическая карта мигматических образований Кольского мегаблока

Средний палеозой — герциниды. 1 — нефелиновые слениты, 2 — щелочные гипербациты; ранний палеозой — каллидониды: 3 — диорит-габбро-диабазы, 4 — щелочные граниты, 5 — гипербациты гиперксенит-поритовой формации, 6 — габбро и габбро-пориты; поздний протерозой — байкалиты. 7 — граниты лицевого комплекса, 8 — граниты ювского комплекса, 9 — гипербациты габбро-перидотитовой формации, 10 — идиокриновые поффиры, 11 — основные эффузивы, 12 — диорит-метабазиты-диабазы, 13 — метаморфизованные основные эффузивы, ранний протерозой — коридиды, 14 — гипербациты дунит-гарбургитовой формации, 15 — реоморфические граниты, 16 — мигматизированные амфиболиты, слениты и гнейсы по основным эффузивам, поздний архей — беллариды, 17 — метасоматические граниты; 18 — выделенные граниты, ранний архей — далаидиды, 19 — пориты и гиперстеновые диориты, 20 — гнейсированные и гранулитизированные диориты

проявилась гранулитовая фация метаморфизма, и исходные породы частично превращены в грават-ортоклаз-кварцевые гранулиты.

По данным П. Эскола (1952), Лапладский массив полого погружается к западу. Интенсивность метаморфизма его пород также возрастает к западу. Следовательно, на востоке, в районе наиболее глубокого эрозионного среза, выходят наименее метаморфизованные породы и степень метаморфизма с глубиной падает. Это явление наблюдалось В. В. Ждановым в вертикальных геологических разрезах к югу от Ловнинских тундр, причем положение метаморфических зон близко к горизонтальному и не зависит от падения гнейсовидности пород.

По периферии Лапладского массива отмечается зональная форма зональности: гиперстеновый диорит обогащается дросидом, амфиболом, гранатом

Таблица 1
 Возрастная схема изверженных пород Кольского полуострова

	Возраст	Структура	Породы
Палеозой	Средний	Платформа	Нефелиновые сyenиты Щелочные гипербазиты
	Ранний		Габбро-диабазы (дайки) Щелочные граниты Гипербазиты пироксенит-норитовой формации Габбро, габбро-лабрадориты, габбро-нориты
Протерозой	Поздний	Наложённые прогибы	Граниты лпцкого комплекса Граниты ювского комплекса Гипербазиты габбро-перидотитовой формации Андезитовые порфириды Основные эффузивы
	Средний		Метагаббро-диабазы (дайки) Основные и средние эффузивы
	Ранний	Карелнды	Гипербазиты дупит-гарцбургитовой формации Реоморфические граниты Основные и средние эффузивы
Архей	Поздний	Беломориды	Метасоматические граниты Друзиты
	Ранний	Лапландиды	Лейкократовые нориты и гиперстеновые диориты

и постепенно превращается в полосчатое гранатовое габбро. В отдельных участках, обычно приуроченных к сложным флексурным перегибам, габбро резко обедняется темноцветными минералами и переходит в полосчатый гранатовый анортозит. Внешняя часть периферической зоны сложена существенно амфиболовыми породами (амфиболитами, горнблендитами, амфиболовыми гнейсами), особенно широко распространенными в северо-восточной части массива. Мощность периферической зоны от 1,5 до 5 км. Образование ее вызвано базификацией гиперстеновых диоритов с привнесом извести, глинозема и железа, поступающих из центральной части массива в процессе ее гранитизации.

В Кольвицком массиве также отмечается широкая периферическая зона анортозитов и гранатовых амфиболитов; гранитизация пород центральной части массива проявлена слабо, но процесс гранитизации заметно возрастает с глубиной.

В породах Кольского массива наблюдается интенсивный метаморфизм как амфиболитовой, так и гранулитовой фации (Бондаренко, 1960), сопровождаемый гранитизацией. Периферическая зональность проявлена нечетко.

Согласно данным глубинного сейсмозондирования и гравиметрии, Лапландский норит-диоритовый массив представляет собой крупный блок, приподнятый относительно окружающих структур примерно на 5—7 км. Гранитный слой земной коры здесь развит только в участках наложенной гранитизации, где мощность его не превышает 2—3 км. Площади развития гиперстенового диорита и норита могут интерпретироваться как выходы на дневную поверхность образований базальтового слоя земной коры (Жданов, 1965). Формирование пород базальтового слоя, вероятно, относится к раннеархейскому или доархейскому этапу развития земной коры (Резанов, 1962), поэтому норит-диоритовая серия может быть отнесена к самым древним образованиям Кольского полуострова. Это подтверждается установлением катархейских метасоматических олигоклазовых гранитов, развивающихся по породам Кольского массива, с абсолютным возрастом от 3600 до 3060 млн. лет (Масленников и др., 1963).

Относительно генезиса норит-диоритовых массивов единой точки зрения не существует. К. А. Шуркин (1960₂) и Л. Я. Харитонов (1962) считают их архейскими равнотектоническими интрузиями. По мнению В. В. Жданова, установление принадлежности этих пород к базальтовому слою земной коры ставит под сомнение их интрузивное происхождение.

Вероятно, эти породы следует относить к глубокометаморфизованным и гомогенизированным в условиях высокого давления и температуры нижней части земной коры образованиям древней офолитовой формации (Половинкина, 1964).

Химический состав лейкократовых норитов и гиперстеновых диоритов близок к составу базальтов (рис. 4). Значительная химическая неоднородность пород возникает при их метасоматических изменениях.

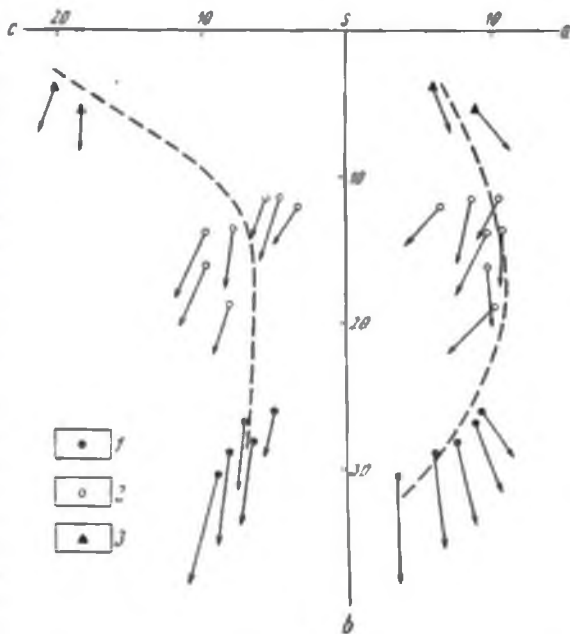


Рис. 4. Нориты, гиперстеновые диориты и аплортозиты: 1 — неизмененные лейкократовые нориты и гиперстеновые диориты, 2 — гнейсированные и гранулитизированные диориты, 3 — аплортозиты

Поздний архей

К позднему архею относится беломорский гнейсовый комплекс. На Кольском полуострове беломорские гнейсы распространены по побережью Белого и Баренцева морей; в большинстве случаев они вовлечены в более позднюю, преимущественно раннепротерозойскую складчатость. Крупные участки беломорид сохранились только на северо-западе

(к западу от г. Мурманска) и юго-западе (Ениский район) региона. Магматизм и гранитизация беломорского гнейсового комплекса освещены в разделе, посвященном Карелии.

Позднеархейские граниты развиваются также среди метаморфизованных гиперстеновых диоритов раннего архея. Наиболее крупные поля их известны в северной (район горы Шуорт) и центральной (среднее течение р. Лотты) частях Лапландского норит-диоритового массива. Более мелкие массивы гранитов встречаются в Кольском норит-диоритовом массиве по р. Вороньей. В Колвицком массиве гранитизации не наблюдается.

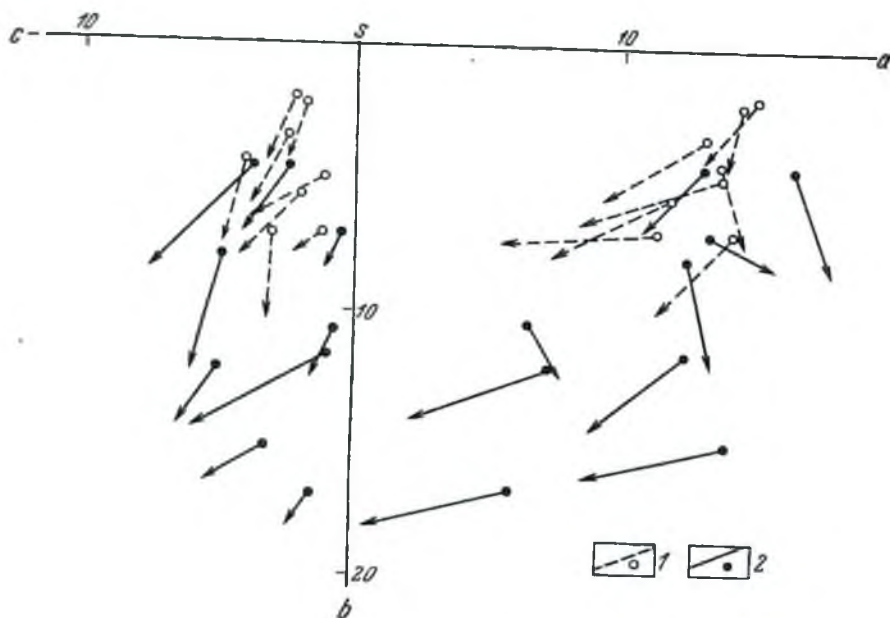


Рис. 5. Граниты:
1 — метасоматические архейские, 2 — реоморфические раннепротерозойские

На северо-восточном продолжении Кольского массива в западной и центральной частях Мурманского побережья широко распространены чарнокитовые породы: биотитовые, микроклин-плагноклазовые гранодиориты и граниты со специфическим для чарнокитов темно-серым олигоклаз-андезином и опаловидным кварцем. В граните и гранодиорите в большом количестве встречаются реликты в различной степени гранитизированного гиперстенового диорита. По характеру развития исходных пород чарнокиты принадлежат к образованиям раннего архея и являются самым северным участком единого Лапландско-Кольского глубинного блока, расчлененного и частично переработанного более поздними тектоническими процессами. Так как формирование чарнокитов и гранитов приурочено к позднему архею, весь чарнокитовый комплекс следует относить к позднеархейским образованиям.

Абсолютный возраст позднеархейских гранитов аргоновым методом вследствие их омоложения определяется в 1920—2000 млн. лет (Полканов, Герлинг, 1961).

Размер гранитовых тел колеблется от нескольких сотен квадратных метров до 5—20 км². Они располагаются группами и часто объединены широкими полями мигматитов. Форма гранитовых тел изометричная, но встречаются удлиненные или даже крестообразные (оз. Колмасырви), что связано с их приуроченностью к тектоническим нарушениям.

Граниты серые, мелко- или среднезернистые, иногда порфировидные с гнейсовидной или массивной текстурой. По минеральному составу они очень неоднородны — в одном массиве часто встречаются как существование олигоклазовые, так и микроклиновые разновидности. Цветные минералы представлены биотитом и реликтовыми — гиперстеном, роговой обманкой и гранатом; акцессорные — циркон, апатит и монацит.

Химический состав позднерехейских гранитов указывает на высокое содержание в них фемических минералов; количество щелочей и отношение калия к натрию не постоянны. На диаграмме (рис. 5) отчетливо видна их значительная химическая неоднородность.

Широкие поля мигматитов, постепенные переходы от мигматита к граниту, наличие большого количества неперемещенных включений (сквалитов) вмещающих пород, согласное залегание в тектонической структуре и возможность реконструкции этой структуры в гранитовых полях показывают, что процесс формирования породы происходил на месте, без ее перемещения. Все эти данные, а также никакая гомогенизация вещества гранитов позволяют отнести их к метасоматическим образованиям.

Ранний протерозой

Раннепротерозойские отложения Кольского полуострова слагают две крупные синклинальные структуры: Имандра-Вараугскую и Кейвскую, где магматические образования практически отсутствуют. В то же время происходило заложение региональных троговых прогибов — структур глубинных разломов: Пороярвинско-Вараугского, Ивского, Колмозерско-Вороньинского и Нижне-Повойского (см. рис. 2). Формирование их сопровождалось накоплением мощной толщи основных эффузивов, которые при региональном метаморфизме превратились в сланцеватые амфиболиты, полностью утратившие первоначальный минеральный состав и структуру. Однако их химический состав (см. рис. 4), близкий диабазам, наличие прослоев железистых кварцитов типа джеспилитов и отдельные сохранившиеся линзы кварцевых порфиритов позволяют сопоставлять эту толщу с образованиями начального основного вулканизма в условиях подводных излияний (Половинкина, 1952). Завершается осадконакопление формированием толщи песчано-глинистых пород, в дальнейшем метаморфизованных в слюдяные, силлиманитовые и гранатовые сланцы.

Раннепротерозойский диастрофизм сопровождался значительным ультраметаморфизмом осадочно-эффузивных образований, особенно хорошо проявленным в приразломных зонах смятия. В результате гранитизации амфиболовые сланцы и амфиболиты частично превращены в мигматиты. Среди крупных полей мигматитов располагаются отдельные тела гранитов, имеющие как типичные эруитивные контакты с жилами и апофизамп, секущими вмещающие породы, так и широкие зоны переходных пород с ненарушенным залеганием сквалитов амфиболитов и сланцев. Форма гранитных массивов изометричная, часто куполообразная. Площадь их колеблется от 20—30 до 100—150 км². Обычно массивы гранита располагаются цепочкой по простиранию приразломной зоны смятия.

Более мелкие тела гранита площадью до 1—3 км² имеют линзовидную или дайкообразную форму и часто располагаются в краевых частях раннеархейских норит-диоритовых массивов, вовлеченных в раннепротерозойскую складчатость.

Раннепротерозойские граниты широко развиты в северо-восточной части Кольского полуострова в пределах Мурманского массива, где они образуют жилкообразные или штокообразные тела среди позднеархейских олигоклазовых гранитов и мигматитов.

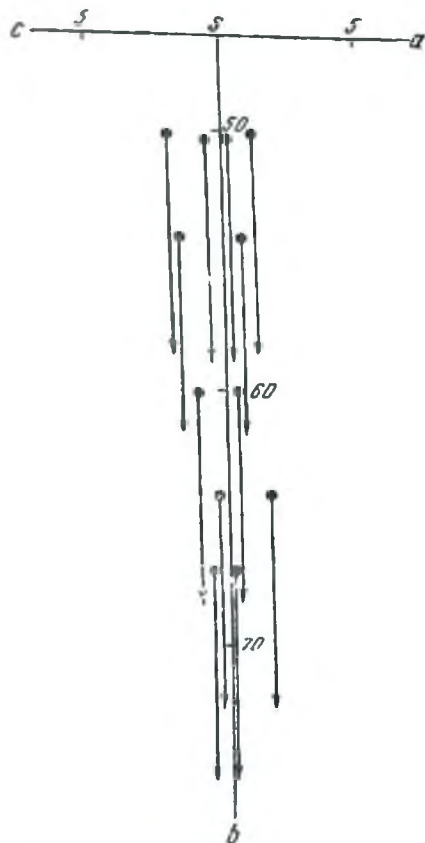


Рис. 6. Гипербазиты дунит-гардбургитовой формации

Контакты раннепротерозойских гранитов с вмещающими породами как секущие, так и согласные (Мирская, 1960). Граниты оказывают метасоматическое воздействие на гнейсы основания кейвской свиты, имеющие абсолютный возраст 1620—1800 млн. лет, следовательно, возраст гранитов несколько моложе.

Внешне граниты серые или розовые, среднезернистые или порфирировидные, с гранобластовой, гранитовой, реже порфирогранобластовой или пойкилитовой структурой. Текстура их массивная в центральной части и гнейсовидная по периферии массивов. Состав гранитов существенно микроклиновый с биотитом. В массивах Пороярвпийской зоны смятия в верховьях р. Печенги встречаются существенно плагиоклазовые граниты с роговой обманкой.

В Яврской зоне смятия наряду с микроклиновыми гранитами встречаются щелочные граниты, содержащие небольшое количество эгирин-авгита и арфведсонита. Часто щелочные и микроклиновые граниты слагают один массив и между ними наблюдаются постепенные переходы. Геологическое положение щелочных интрузий, их состав, структура и текстура пород существенно отличаются от интрузий

щелочных гранитов центральной части Кольского полуострова (Морозов, Шукевич, 1958). Акцессорные минералы раннепротерозойских гранитов представлены сфеном, апатитом, цирконом, реже ортитом и флюоритом.

Химически эти граниты характеризуются повышенным содержанием щелочей и глинозема. Граниты Мурманского массива отличаются несколько пониженным содержанием железа и магния при повышенном содержании кремнезема (см. рис. 5).

Граниты зон смятия, формировавшиеся в условиях мобильной рамы, относятся к типу реоморфических гранитов, образующих наряду с метасоматическими телами типичные интрузивные массивы. По степени гомогенизации вещества раннепротерозойские граниты стоят заметно выше позднеархейских гранитов.

К Яврской зоне смятия приурочены гипербазитовые интрузии дунштарцбургитовой формации. Это линзовидные массивы длиной от 500 м до 6 км при мощности от 100 м до 2 км, образующие цепочку северо-восточного простирания (так называемый «серпентинитовый пояс» западной части Кольского полуострова). К этой же формации принадлежат гипербазитовые интрузии района оз. Марфа — гора Хлебная и р. Ульта, лежащие на простирании «серпентинитового пояса», но отделенные от него Лавландским корит-диоритовым массивом.

Интрузии гипербазитов залегают всегда согласно с вмещающими их мигматитами и гнейсами. Внутреннее строение их обычно зональное, например в массиве Чапес лежащий бок сложен оливинитом, сменяющимся к всячаемому боку эвстатитовым гарцбургитом и оливиновым эвстатитом.

Ультраосновные породы имеют крупно- или среднезернистое и равномернозернистое сложение. Свежие разновидности бутылочно-зеленого цвета, который при серпентинизации становится более темным, вплоть до черного. Главные минералы оливин и эвстатит; акцессорные — хромит и зеленая шпинель.

Химически гипербазиты характеризуются высокой основностью, преобладанием магния над железом и хрома над титаном (рис. 6).

Для массивов «серпентинитового пояса» специфично резкое различие степени вторичных изменений пород соседних интрузий. Массивы Падос, Чапес и Ханлаута залегают в сильно гранитизированных гнейсах и мигматитах. В массиве Падос наблюдается только эпидоконтактовая зона амфиболитизации мощностью 20—50 см; серпентинизация и оталькование отсутствуют, и породы остаются совершенно свежими. В массивах Чапес и Ханлаута породы сильно серпентинизированы; в эпидоконтакте отмечается мощная зона оталькования и амфиболитизации, связанная с воздействием гранитизирующих растворов. Такое различие в степени изменения пород массивов можно объяснить только длительным формированием «серпентинитового пояса» и одновременным внедрением отдельных гипербазитовых интрузий (Жданов, 1963).

Средний — поздний протерозой

Магматическая деятельность этого периода локализовалась в наложенных прогибах, развивающихся на консолидированном основании равного протерозоя и отчасти архея. К таким структурам относятся Печенгский мутьеобразный, Имандра-Варзугский и Центрально-Кейвский троговые прогибы (см. рис. 2).

Одним из спорных вопросов геологии Кольского полуострова является возраст осадочно-эффузивных толщ, накапливающихся в наложенных прогибах. По определениям абсолютного возраста (Полканов и Герлинг, 1961), сланцы серии имандра-варзуга имеют возраст 1925—2025 млн. лет; возраст филлитов печенгской серии около 1900 млн. лет. В то же время в прихлебной части серии имандра-варзуга обнаружена фауна радиоларий с многоосферным строением раковин (Зильбер, 1963); среди известняков печенгской серии встречаются остатки раковины наутвилонда (Любцов, 1960). Эти находки указывают на значительно более молодой возраст серий — не древнее позднего протерозоя или даже начала палеозоя. К такому же выводу пришел В. В. Жданов (1964) на основании сопоставления магматизма, метаморфизма и металлогении печенгской серии с комплексом зеленокаменных пород каледонид Северной Норвегии.

В имандра-варзугской и печенгской осадочно-эффузивных сериях выделяют две свиты. Нижняя, условно среднепротерозойская, сложена 4—5-километровой толщей метадиабазов, метапорфиритов, мандельштейнов с прослоями туфов, шаровых лав и отдельными горизонтами осадочных пород: песчаников, филлитов и известняков. Характер распределения

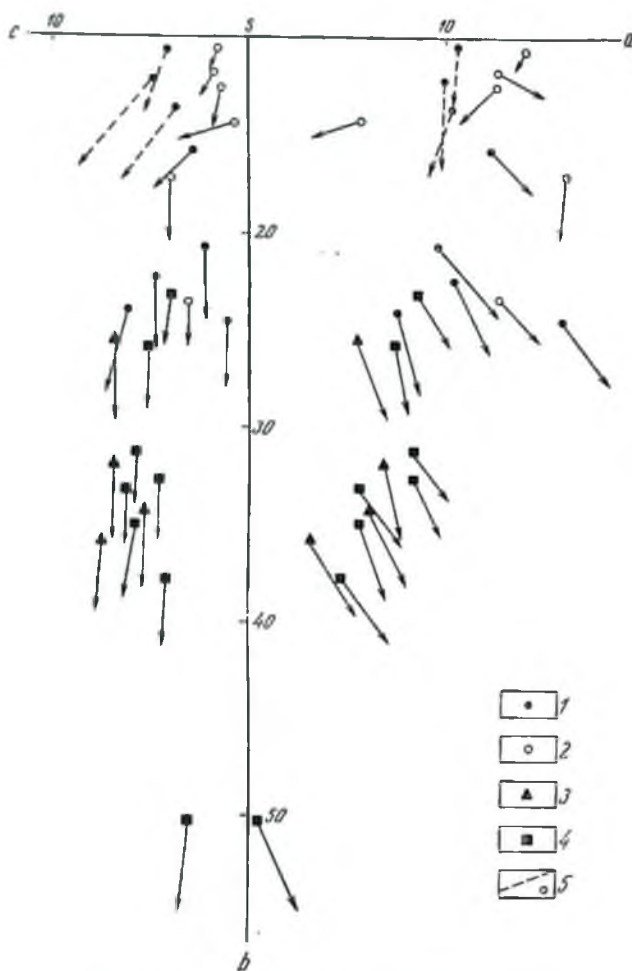


Рис. 7. Основные эффузивы печенгской серии:
1 — первой фазы, 2 — второй фазы, 3 — третьей фазы нижней свиты, 4 — верхней свиты; 5 — дайки андезитовых порфиритов

осадочно-вулканогенного материала нижней свиты печенгской серии позволяет выделить три фазы вулканизма. Начало каждой фазы характеризуется накоплением осадочного материала в условиях неглубокого морского бассейна, затем следует излияние основных лав и заканчивается фаза накоплением пирокластического материала. Мощность осадочных пород колеблется от 100 до 300 м, а эффузивных достигает 1,5—2,5 км.

Химический состав эффузивов каждой фазы заметно различен (рис. 7). Первая фаза характеризуется диабазами повышенной щелочности, близкими по составу к спилитам; вторая фаза отличается повышенной кислот-

ностью эффузивов, близких к андезитам; третья представлена наиболее основными эффузивами, близкими к оливковым базальтам.

В Центрально-Кейвском прогибе среднепротерозойские отложения представлены осадочными породами, метаморфизованными в ставролит-гранат-плагноклазовые и биотит-плагноклазовые сланцы. Эффузивные образования здесь не установлены.

Среднепротерозойский магматизм завершается внедрением силлов габбро-диабазов мощностью от нескольких метров до 100—120 м, протягивающихся на несколько километров. Особенно крупные силлы приурочены к Центрально-Кейвскому прогибу (Мирская, 1959). Небольшие тела габбро-диабазы внедряются также в уже сформированные структуры нижнего протерозоя и встречаются в Кейвском синклиории и Пороярвинской зоне смятия. Интрузии габбро-диабазы значительно метаморфизованы и частично превращены в амфиболиты с реликтами офитовой и габбровой структур. Химический состав этих пород отвечает нормальному габбро и иногда в отдельных телах приближается к гипербазиту (рис. 8).

Верхняя свита позднепротерозойская, приурочена к зонам блокового опускания, развивающимся внутри наложенных прогибов. Эта свита сложена слабо метаморфизованными диабазами с подчиненным развитием шаровых лав, туфов и туфогенно-осадочных пород. В печенгской серии среди диабазов обнаружены небольшие прослои пикритового порфирита и кварцевого порфира (Загородный и др., 1964). Химический состав пород верхней свиты близок составу пород третьей фазы

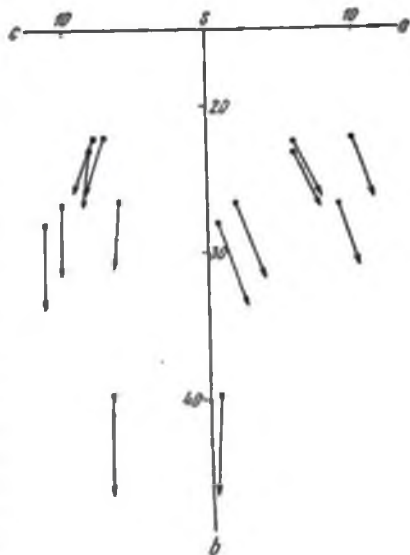


Рис. 8. Габбро-диабазы Центрально-Кейвской структуры

нижней свиты (см. рис. 7). Верхняя свита Печенгского прогиба слагает его центральную часть и отделена от нижней свиты локальным дугообразным глубинным разломом, сопровождаемым небольшим троговым прогибом. Разлом хорошо фиксируется как геологическими, так и геофизическими методами (Жданов, 1964). В Имадра-Варзугском прогибе проявления верхней свиты ограничены двумя региональными глубинными разломами: Панско-Бабьезерским на севере и Верхне-Юзписким на юге. А. М. Иванов (1961) установил в имадра-варзугской серии стратиграфический перерыв между отложениями верхней и нижней свит.

По глубинным разломам, отделяющим нижнюю свиту от верхней, внедрялись складчатые гипербазитовые тела габбро-перидотитовой формации. Отдельные интрузии приурочены к позднепротерозойским тектоническим нарушениям, проявившимся в образованиях беломорид (Нясюкаярви, Чапома) и среди пород Пороярвинской зоны смятия (Алла-аккаярви, Кеулик). Гипербазитовые интрузии залегают согласно со складчатостью и имеют линзовидную форму, мощность их от 20 до 300 м, протяженность от 200 м до 5—10 км. Как в Печенгском (Елксев и др., 1961), так и в Имадра-Варзугском (Симон, 1963) прогибах выделены

крупные дифференцированные габбро-гипербазитовые интрузии и более мелкие, недифференцированные, преимущественно гипербазитовые интрузии. Габбро-гипербазитовые тела сложены (от лежащего к висячему боку): апоперидотитовым серпентинитом, верлитом, авгитовым пироксенитом и габбро. Полосчатость ориентирована параллельно контактовой поверхности тела. Мелкие интрузии сложены либо целиком гиперстенным гардбургитом, либо имеют центральное дунитовое ядро. Вариации химического состава пород габбро-перидотитовой формации показаны на рис. 9.

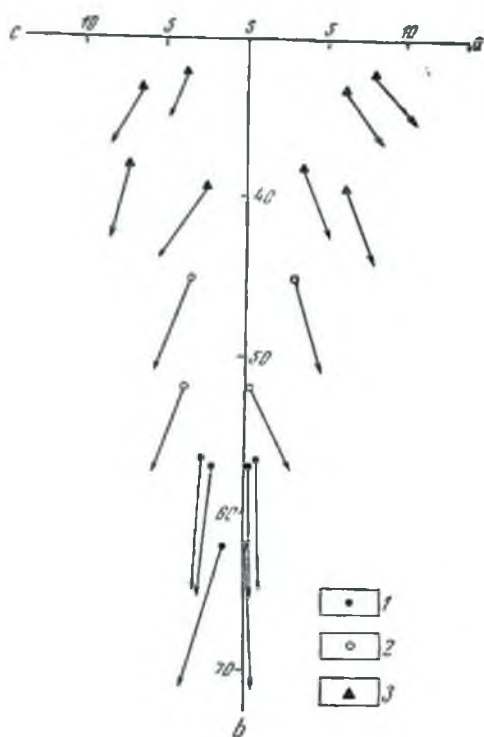


Рис. 9. Гипербазиты габбро-перидотитовой формации:
1 — оливинит, перидотит, 2 — пироксенит, 3 — габбро

отсутствие его под верхней свитой (Литвиненко, 1963). Исчезновение гранитного слоя, по нашему мнению, связано с погружением его при опускании блока, ограниченного глубинными разломами, в зону развития базальтового слоя, и последующим плавлением под воздействием высокотемпературного основного расплава, поступающего в большом количестве при заполнении прогибов. Гранитный расплав под действием гравитационных и тектонических сил интродировал в верхнюю структурную зону земной коры.

Вероятно, таким способом образовались массивы интрузивных гранитов ледкого комплекса к востоку от Печенгского прогиба. Они приурочены к крупному тектоническому нарушению, возникшему благодаря нарушению изостатического равновесия, вызванному накоплением тяжелой массы печенгских базальтов. Интрузии ледкого комплекса относятся

В северо-западной части Кольского полуострова с интрузиями габбро-перидотитовой формации связано богатое сульфидное медно-никелевое оруденение. На востоке региона такая связь пока не установлена.

К послескладчатым интрузиям наложенных прогибов относятся крупные вертикальные дайки андезитового порфирита, приуроченные к тектоническому нарушению, ограничивающему с юга Печенгский мульдообразный прогиб. Мощность даек достигает 1—2 км, протяженность 12—13 км. Химический состав андезитовых порфиритов близок составу эффузивов второй фазы нижней свиты печенгской серии (см. рис. 7).

Строение земной коры в районах развития позднепротерозойских наложенных прогибов весьма своеобразно. Глубокое сейсмическое зондирование, проведенное по профилям, пересекающим Печенгскую и Имандрараугскую структуры, показало значительное уменьшение мощности гранитного слоя под образованиями нижней свиты и полное

к типу трещинных плутонов, синтетектоничных разлому (Полканов, 1935). Гранитные массивы Ара, Поррьяс и северная часть массива Лица залегают в консолидирующей позднеархейской структуре. Форма массивов плитообразная, секущая структуры вмещающих пород. Контактная поверхность интрузий резкая с незначительными приконтактовыми изменениями. Южная часть массива Лица прорывает неконсолидированную протерозойскую Пороярвинскую зону смятия и приобретает нечеткую расплывчатую форму — контактная поверхность отсутствует, и граниты через зону мигматитов постепенно переходят во вмещающие породы.

Лицкий гранит — розовый до мясо-красного, грубозернистый или порфирированный в центре массива и средне- или мелкозернистый по периферии. Текстура его массивная, трахитоидная, в южной части массива

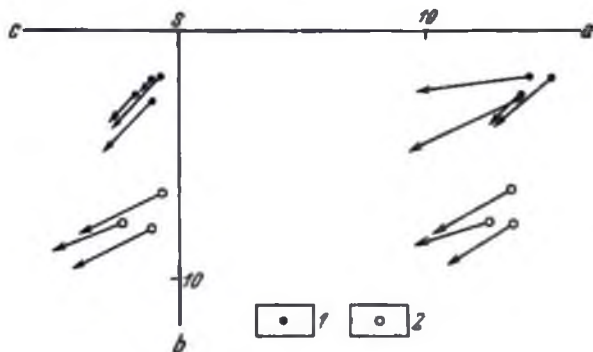


Рис. 10. Граниты:
1 — ювского, 2 — лицкого комплексов

гнейсовидная. По минеральному составу порода отвечает плагиоклаз-микроклиповому блотитовому граниту с высоким содержанием сфена и магнетита. Химический состав характеризуется относительно высоким содержанием феррических элементов, особенно титана, и пониженным содержанием кремнезема (рис. 10). Порфирированная структура указывает на гиабиссальные условия формирования интрузии. Невысокая температура и давление, при значительном кислородном потенциале среды, обусловили выделение железа в граните исключительно в виде магнетита.

В последнее время на основании петрофизических исследований В. В. Ждапов и А. А. Голубев вдоль юго-восточной границы Мурманского массива выделили несколько гранитных массивов, напоминающих массивы лицкого комплекса. Формирование их, вероятно, связано (по аналогии с Печенгским прогибом) с накоплением позднепротерозойских траппов на дне Баренцева моря. В Мурманском массиве трапповые образования проявились многочисленными мелкими интрузиями долеритов (от даек до межформационных интрузий размером до 10 - 15 км) с абсолютным возрастом 975—1000 млн. лет (Синицын, 1963).

К позднепротерозойским образованиям несколько условно отнесены небольшие гранитные интрузии ювского комплекса, приуроченные к раннеархейским норит-диоритовым массивам. Лапландский массив прорван интрузиями Юва-оайв и Ий-вара, Кольский — интрузиями Лявозера и Кантозера. Форма массивов штокообразная или куполовидная с крутопадающими контактами, всегда резко несогласная со структурой вмещающих

пород. Они сопровождаются зонами экзоконтактовых изменений шириной до 200—300 м.

Порода ювского комплекса — розовый, среднезернистый, часто порфиристый, массивный или трахитоидный плагиоклаз-микроклинов-ый биотитовый гранит с широким ассортиментом аксессуарных минералов — ортита, флюорита, апатита, монацита, циркона, рутила, сфена, топаза (хотя абсолютное их количество невелико). В массивах Юва-оайв и Ий-вара по зонам тектонических нарушений проявлена грейзенизация, с которой связано молибденовое оруденение. Присутствие молибдена отмечено и в Кантозерском массиве. Ювские граниты пересыщены глиноземом, имеют высокое даже для гранита содержание кремнезема и низкое — феррических элементов (см. рис. 10).

Образование гранитного расплава ювского комплекса В. В. Жданов связывает с разогревом вещества при экзотермических метасоматических реакциях в процессе гранитизации норит-диоритовых пород, ведущем к образованию эвтектической выплавки. Интрузии гранитов формировались в гранитном слое очень малой мощности, поэтому они образуют гипабиссальные или субвулканические тела.

Ранний палеозой

Раннепалеозойские интрузии являются субплатформенными образованиями и приурочены к тектоническим швам между консолидированными архейскими или протерозойскими структурами. Таковы крупные межформационные интрузии габбро и габбро-норитов. Форма их в значительной мере зависит от структурного положения. Например, северная часть массива Чуна-, Монча-, Волчьих тундр располагается по шву между раннеархейской норит-диоритовой структурой и раннепротерозойскими гнейсами зоны смятия — форма интрузии дайкообразная (длина 45 км, мощность 2—3 км) с крутыми, почти вертикальными контактами. В южной части массива, где он прорывает образования более молодой и менее консолидированной позднепротерозойской структуры, форма его приближается к батолитовой, и размер достигает 35 × 20 км. Интрузии Павских тундр (длина 50 км, мощность 2—8 км) и Федоровских тундр (длина 10 км, мощность 3—5 км) приурочены к шву между позднепротерозойским Имандра-Варзугским и раннепротерозойским Кейвским прогибами. Форма тел плитообразная с крутым падением к югу.

Массивы раннепалеозойских габбро имеют сложное строение и многофазовое внедрение. К первой фазе относятся гипербазиты, образующие угловатые неориентированные ксенолиты в породах второй фазы (Старицына, 1960; Малахов, 1962). Вторая фаза, к которой принадлежит большая часть массивов, представлена полосчатым комплексом габбро, габбро-норита, норита и лабрадорита, в котором лейкократовые полосы чередуются с меланократовыми. В Цагпвском массиве интрузия второй фазы обладает четким зональным строением: краевая часть ее сложена троктолитом, габбро-норитом и оливиновым габбро, а центральная, составляющая 70% массива, образована лабрадоритом (Юдин, 1960). С породами второй фазы связаны крупные скопления титаномagnetитовых руд. В массиве Федоровских тундр Г. И. Старицына (1960) выделяет третью фазу, представленную диоритом и кварцевым диоритом, образующими секущие дайки в породах второй фазы.

Химический состав габброидов отчетливо указывает на высокую дифференцированность вещества интрузий (рис. 11).

К более молодым по сравнению с габбро раннепалеозойским интрузивным образованиям принадлежат массивы пироксенит-норитовой формации. В структурном отношении они приурочены к краевым частям раннеархейских норит-диоритовых блоков, частично вовлеченных в раннепротерозойскую складчатость. Пироксенит-норитовые интрузии либо располагаются среди измененных диоритов (массивы Застейд I и II и ряд мелких массивов горы Мутка-Селька, Кацкимозера и т. д.), либо прорывают раннепалеозойские интрузии габбро (массивы Сопча, Нюд, Ниттис и др.).

Доминирующими породами формации являются нориты и пироксениты (вебстериты), в подчиненном количестве встречаются гарцбургиты и верлиты. Пироксенит-норитовые массивы изометричны или удлинены, корытообразной формы, площадь от 1—3 до 25 км². Строение их зональное: например, массив Сопча сложен (снизу вверх) габбро-норитом, норитом, полевошпатовым пироксенитом, оливковым пироксенитом и верлитом. Намечается различие в преобладающих породах отдельных массивов: интрузия Нюд сложена преимущественно норитом, а Ниттис — пироксенитом и перидотитом. С интрузиями пироксенитовой формации связано богатое сульфидное медно-никелевое оруденение, относимое большинством исследователей к гистеромагматическому типу. Химический состав пород формации характеризуется высокой основностью и резким преобладанием магния над железом (рис. 12).

Раннепалеозойский возраст интрузий габбровой формации устанавливается на основании эруптивных контактов с образованиями верхнепротерозойской пемдра-варягской свиты и межформационного положения интрузий по границе ранне- и позднепротерозойских структур. В резком противоречии с этими представлениями находятся данные абсолютного возраста (Герлинг и др., 1962). Возраст габбро массива Чуна-Мовча аргоновым методом определен в 4030 млн. лет, а лабрадоритов этого же массива — в 2570 млн. лет, перерыв между образованием пород

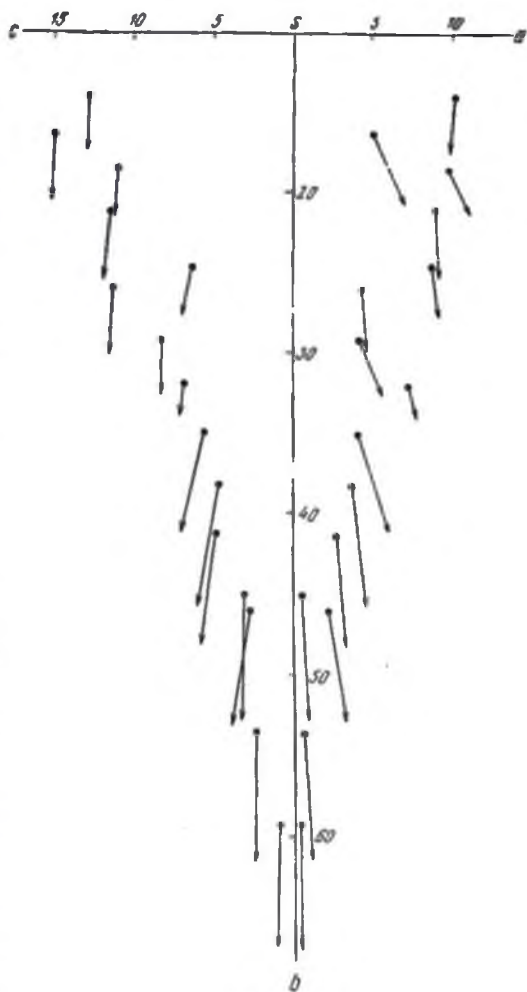


Рис. 11. Габбровая формация

двух фаз одного массива достигает 1460 млн. лет, что вряд ли возможно. Еще более противоречивые результаты получены для пород пироксенит-норитовой формации. Среди пироксенитов массива Ниттис Э. К. Герлинг и др. (1964) выделяют две группы с возрастом 6500 и 3200—2560 млн. лет.

Возраст норитов устанавливается в 3500—3300 млн. лет, причем древние пироксениты, являющиеся неотъемлемым членом расслоенной интрузии, рассматриваются как ксенолиты мантийного вещества, что противоречит теории формирования подобного рода интрузий (Полканов, 1954). Вряд ли определения абсолютного возраста аргоновым методом возможно применять к породам габбровой и пироксенит-норитовой формаций.

Заключительному этапу раннепалеозойского магматизма принадлежат крупные интрузии щелочных гранитов центральной и восточной частей Кольского полуострова. Самыми большими из них являются интрузии Верхне-Понойская (площадь 2000 км²), Западно-Кейвская (1000 км²), более мелкие — Средне-Понойская (220 км²), Белых тундр (100 км²), Пурначская (75 км²) и ряд других.

Массивы щелочных гранитов относятся к типу межформационных платформенных интрузий, приуроченных к швам на границе ранне- и позднепротерозойских или протерозойских и архейских структур. Часто они локализируются в тех же структурных зонах, что и интрузии габбро-норита (Панские тундры, Белые тундры и т. д.), что может указывать на близость времени их образования.

Гранитные тела — крутопадающие плитообразные или дайкообразные. Простирание их контролируется двумя системами региональных разломов — северо-западной и северо-восточной; в участках их пересечения интрузии приобретают штокообразную форму (Иванов, 1958).

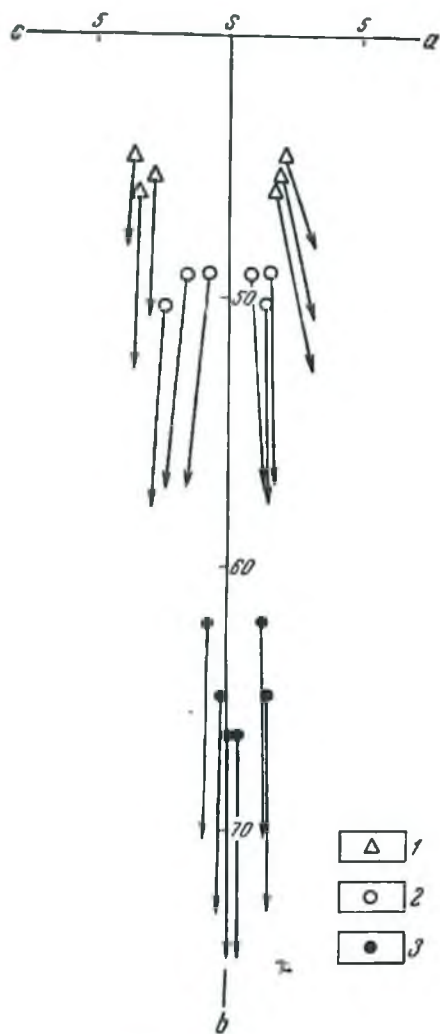


Рис. 12. Пироксенит-норитовая формация: 1 — норит, 2 — пироксенит, 3 — дузит, перидотит

Строение массивов обычно зональное: центральная часть сложена массивным эгирин-арфведсонитовым гранитом, а неширокая краевая зона — гнейсовидным эгирин-авгит-гастингситовым гранитом.

Эгирин-арфведсонитовый гранит имеет крупнозернистое сложение с отчетливой линейной и плоскостной ориентировкой цветных минералов и гипидноморфнозернистой структурой. Минеральный состав: кварц,

микроклин, альбит, арфведсонит, эгирин, антофиллит; акцессорные — энigmatит, ортит, циртолит, сфен, циркон, магнетит.

Эгирин-авгит-гастингситовый гранит среднезернистый, гнейсовидный с гранобластовой структурой. Состав его: кварц, микроклин, альбит-олигоклаз, эгирин-авгит, гастингсит; акцессорные — сфен, ортит, апатит, циркон, флюорит, магнетит, халькопирит, вурстелит, кюпит.

Зональность гранитных массивов А. А. Чумаков (1958) объясняет двумя фазами формирования, из которых ранняя — типично магматическая фаза эгирин-арфведсонитовых гранитов, поздняя — существенно метасоматическая фаза гнейсовидных гастингситовых гранитов. А. М. Иванюв (1958) считает массивы однофазными, а гнейсовидность эндоконтактовой зоны относит за счет протобластических явлений при движении кристаллизующегося расплава.

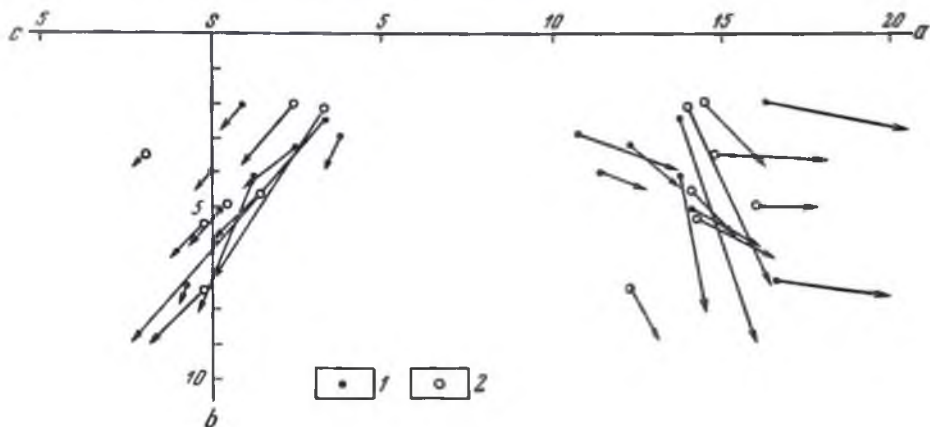


Рис. 13. Щелочные граниты:
1 — эгирин-арфведсонитовые, 2 — эгирин-авгит-гастингситовые

Массивы щелочных гранитов залегают согласно с вмещающими породами, но прототектонические структуры не всегда совпадают с положением контактовой поверхности (Гинзбург, 1958). Вмещающие породы — гнейсы и сланцы свиты Кейв — в контакте с гранитами претерпели интенсивный щелочной метасоматоз. В габбро Панского и Цагинского массивов на контакте с гранитом возникает зона брекчирования и осланцевания мощностью 50—200 м сопровождаемых амфиболизацией и эпидотизацией пород.

Химический состав щелочных гранитов как различных фаз, так и отдельных массивов довольно однообразен и характеризуется значительным пересыщением щелочами при равном содержании натрия и калия (рис. 13).

Разупаеозойский магматизм завершается внедрением габбро-диабазовых даек, широко распространенных по северному побережью Кольского полуострова. Ориентировка даек субмеридиональная, почти под прямым углом к кардинальным структурам вмещающих пород. Дайки габбро-диабазы секут все описанные выше комплексы пород, в том числе и щелочные граниты. Размер даек колеблется в широких пределах — от 1 м до 4—5 км в длину и от 10 см до 50—70 м по мощности. Мелкие дайки целиком сложены диабазом; крупные имеют зональное строение:

центральную часть слагает среднезернистое офитовое габбро, краевую — диабазовый порфирит. Химический состав пород однообразен и отвечает составу нормального габбро.

Средний палеозой

Первой стадии среднепалеозойского магматизма принадлежат ультраосновные щелочные интрузии, развитые преимущественно в западной части Кольского полуострова. Они располагаются в раннепротерозойских приразломных зонах смятия и часто приурочены к резким перегибам этих структур при обтекании ими жестких архейских блоков. Во вмещающих гнейсах и мигматитах наблюдается экзоконтактовая зона фенитизации мощностью от сотен метров до 1,5—2 км. А. А. Кухаренко (1958) связывает формирование интрузий с тремя крупными субширотными каледонскими разломами и выделяет три пояса проявления ультраосновных щелочных массивов. В настоящее время в регионе насчитывается 12 интрузий щелочных гипербазитов; наиболее крупный Ковдорский массив имеет площадь 37,5 км², размеры других массивов колеблются от 20 до 1—2 км².

Массивы щелочных гипербазитов имеют концентрически-зональное строение и относятся к многофазным интрузиям центрального типа, сформировавшимся в условиях жесткой рамы, поэтому внутренняя структура их является полностью автономной. Абсолютный возраст щелочных гипербазитов аргоновым методом определен в 384 млн. лет (Полканов, Герлинг, 1961), что не противоречит их среднепалеозойскому возрасту.

Первая фаза формирования массивов представлена трещинными интрузиями оливинита и перидотита. Вторая фаза, которой принадлежит большая часть массивов, дала пироксенит, внедрившийся по серии концентрических разломов и преобразовавший трещинные массивы первой фазы в массивы центрального типа (Кухаренко, 1962). К третьей фазе относится интрузия щелочных пород якупирангит-мельтейгит-ийолит-уртитового состава. Щелочная интрузия прорывает пироксениты и слагает периферическую часть массивов; в контакте с ней породы первой и второй фаз превращены в биотитовые и флогопитовые слюдиты. С постмагматическими пневматолитовыми процессами третьей фазы связано образование крупных апатит-магнетитовых скоплений, являющихся промысленными рудами. К гидротермальной стадии третьей фазы приурочено образование карбонатитов, несущих редкометальное оруденение. Четвертая фаза интрузии представлена небольшими дайками нефелинового снейшта и щелочного пегматита, секущими породы трех первых фаз.

К среднепалеозойскому комплексу щелочных гипербазитов отнесен и массив Гремяха-Вырмес, который в отличие от типичных массивов комплекса сохранил в течение всего времени формирования признаки трещинного межформационного плутона (Елисеев, 1958). Этот массив лежит в одной структурной зоне с крупным щелочным гипербазитовым массивом центрального типа (Себляврский массив) и сам является типичной многофазной интрузией с последовательностью фаз, аналогичной остальным щелочным гипербазитовым массивам региона. Для массива Гремяха-Вырмес характерно более широкое развитие пород четвертой фазы, образующих интрузию нефелиновых снейцитов, ийолит-уртитов и щелочных снейцитов, и развитие пород пятой фазы, формирующих «комплекс-плутон» щелочных снейцитов и щелочных гранитов.

Химический состав щелочных гипербазитов указывает на сложную эволюцию магматического очага и в то же время подчеркивает сходство

всех пород комплекса, выраженное в резкой недосыщенности их кремнеземом и глиноземом, высоким содержанием щелочей и феррических элементов и в постоянном преобладании натрия над калием (рис. 14).

К самым молодым магматическим образованиям Кольского полуострова относятся крупнейшие интрузии нефелиновых сиенитов Хибинского (площадь 1327 км²) и Ловозерского (площадь 650 км²) массивов. Оба массива принадлежат к типичным платформенным гипабиссальным интрузиям, формирующимся в условиях жесткой рамы и обладающим автономной тектоникой, не сопряженной с тектоникой вмещающих пород. Массивы формировались в зоне пересечения двух региональных разломов: более древнего — субширотного и более молодого — субмеридионального.

Вмещающими породами Хибинского массива на юге и западе является имандра-вараугская осадочно-эффузивная серия, на севере и востоке — гнейсы раннепротерозойской структуры. Ловозерский массив целиком залегает в гнейсах позднего архея. Экзоконтактовые изменения проявлены в значительной фенитизации гнейсов и ороговивании эффузивов; мощность зоны достигает 200—400 м.

Как Хибинский, так и Ловозерский массивы нефелиновых сиенитов являются сложными многофазными плутонами; строение и история развития каждого из них своеобразны. Хибинский массив представляет собой интрузию центрального типа с вертикальными контактами и воронкообразным внутренним строением. В плане он имеет концентрически-зональное строение, асимметричное вследствие сокращения мощности зон в его восточной части. Формирование массива проходило в семь фаз (Елисеев и др., 1939). Первая фаза — щелочные и нефелиновые сиениты в виде жил во вмещающих породах и ксенолитов в образованиях второй фазы; вторая фаза представлена массивными хибинитами (крупнозернистыми нефелиновыми сиенитами), третья — трахитоидными хибинитами с редкометальным

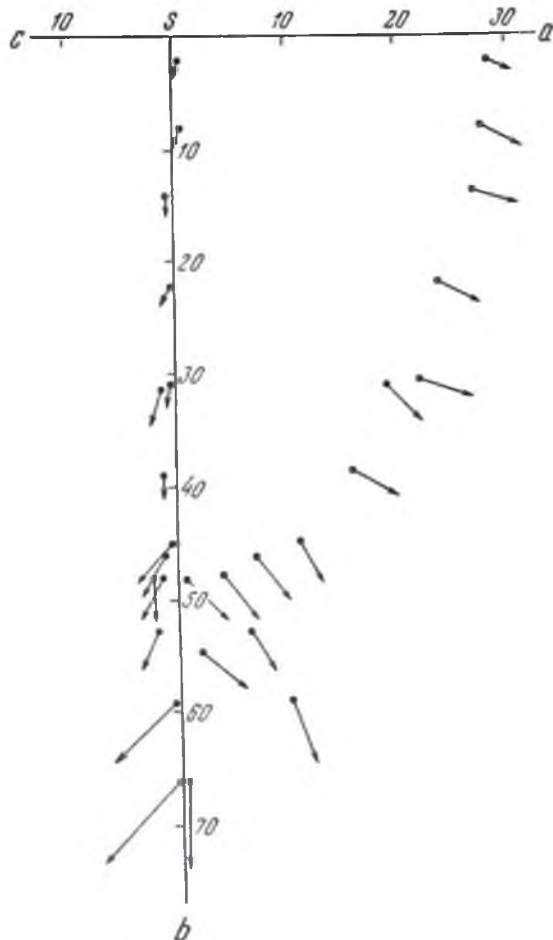


Рис. 14. Щелочные гипербазиты

оруденением, четвертая — рнсчорритами (пойкилитовыми слюдяными нефелиновыми спенитами); в пятую фазу образуются пйолит-уртиты, луявриты, в всячем боку пнтрузии этой фазы находятся пластовые залежи апатитовой руды; шестая фаза представлена фойянтот, эгиринновым нефелиновым спенитот; заключительная седьмая фаза образована вертикальными дайками щелочных лампрофиров (мончикитов, фурчитов), секущими образования всех предыдущих фаз. С. Н. Зак (1963) объединяет шесть первых фаз в три перпода формирования парных пнтрузий с последовательным чередованием кольцевых пнтрузий, сложенных породами массивного облека и конических пнтрузий с трахитоидными и полосчатыми

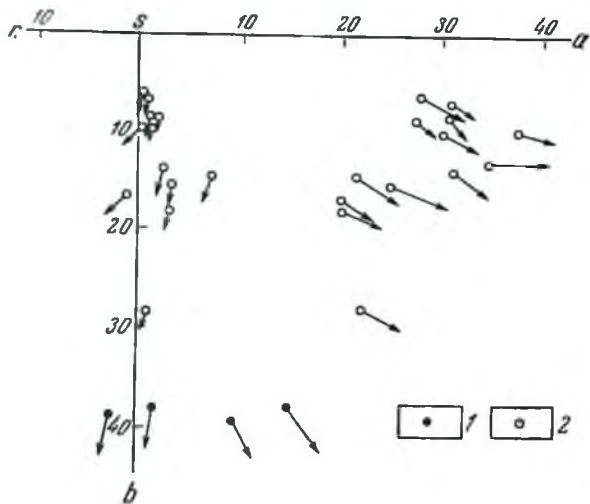


Рис. 15.
1 — щелочные лампрофиры, 2 — нефелиновые спениты, уртиты и пйолиты

породами. Пульсационный характер отмечается также для формирования пород отдельных фаз пнтрузии, например в пятой фазе Т. Н. Иванова (1963) выделяет пять субфаз.

Химический состав нефелиновых спенитов Хибинского массива довольно однообразен (рис. 15), только в породах пятой фазы заметно возрастает содержание щелочей и уменьшается количество кремнезема; кроме того, заметен более основной состав пород седьмой — дайковой зоны лампрофиров.

Ловозерский массив по сравнению с Хибинским обладает менее гармоничным строением. Большая часть его сложена пнтрузией луяврит-фойянт-уртитового состава, относимой ко второй фазе формирования массива. В этих породах в виде ксенолитов заключены нефелиновые спениты первой фазы. Центральная часть Ловозерского массива занята пнтрузией эвдиалитового луяврита, принадлежащей третьей фазе. По мнению Н. А. Елисеева и др. (1953), породы второй и третьей фаз слагают взаимно согласные силлообразные тела почти горизонтального залегания. И. Б. Буссен и А. С. Сахаров (1960) считают, что пнтрузия эвдиалитового луяврита прорывает силлообразную фойянт-уртитовую пнтрузию и образует лакколитообразное тело.

Возраст Ловозерской пнтрузии установлен на основании девонской флоры (Криштофович, 1937), обнаруженной в метаморфизованных и деформированных под воздействием пнтрузии останцах кровлц, представленных осадочными породами, переслаивающимися с основными эффузивами. Возраст Хибинского массива, по аналогии с Ловозерским, также считается последевонским, чему не противоречит определение абсолютного возраста в 285—300 млн. лет (Комлев и др., 1961).

Длительная история магматизма Кольского полуострова, начинающаяся в геосинклинальных структурах архея, заканчивается в герциническое время формированием комплекса платформенных пнтрузий.

Беломорский блок

Беломорский блок восточной части Балтийского щита рассматривается как средний массив в карелидах (рис. 16).

К. А. Шуркин (1960, 1964) трактует формирование беломорид как историю архейской подвижной зоны, прошедшей полный цикл тектономагматического развития в течение одной эпохи. В этом цикле автор различает доскладчатую стадию, а также равнеськладчатую, соскладчатую и позднескладчатую подстадии с соответствующими проявлениями магматизма.

Доскладчатой является формация метаморфизованных основных вулканогенных и интрузивных пород. Первые из них входят в состав некоторых свит беломорской серии, вторые представлены пластами и линзовидными телами амфиболитов, часто характеризующихся полосчатой текстурой и грабобластовыми структурами. Размеры межпластовых тел амфиболитов (В. Л. Дук, К. А. Шуркин) меняются в широких пределах — от нескольких сантиметром и метров до первых десятков, реже сотен метров мощности и от десятков метров до нескольких километров по простиранию. В зонах интенсивных дифференциальных движений пласты и линзы амфиболитов будинированы и брекчированы, а в ареалах гравитизации нередко преобразованы в мигматиты.

По минеральному составу амфиболиты разнообразны; как в пределах одного тела, так и в самостоятельных залежах отмечаются амфиболиты обычного состава, а также гранатовые, эпидотовые, диопсидовые, скаполитовые, актинолитовые и др. Редкие реликты магматических структур — мпдалекаменной, порфировой, штерсертальной, офитовой и др., а также магматических минералов (авгит, бронзит, лабрадор, шпинель) позволяют устанавливать среди них измененные гиперстеновые и плагиоклазовые порфириты, габбро-диабазы, мавдельштейны и другие зеленокаменные породы. Местами (мыс Каратаин) встречаются своеобразные карбонат-автофиллит-актинолитовые сланцы, по-видимому возникшие за счет гипербазитов (Лебедев, 1955), а также микрослопстые гранат-диопсидовые амфиболиты (Повньгом-наволоок), которые, возможно, являются ороговцовальными туфами или туффитами.

Роговообманковые ортоамфиболиты — метабазиты петрохимически близки габброидам (рис. 17), в частности норитам, оливиновым и кварцевым диабазам. Актинолитовые амфиболиты, с соотношением закисл железа к магнию около 1 : 4 и выше, по-видимому, представляют собой метаморфизованные ультраосновные породы.

Образование древнейших доскладчатых метабазитов происходило одновременно с накоплением терригенного материала низов беломорской



Рис. 16. Схема тектонического районирования Карелии
1 — беломориды; 2 — карелиды

серии. Раннескладчатые интрузии связаны с первой фазой беломорской складчатости, во время которой беломорская серия претерпела региональный метаморфизм амфиболитовой фации. Они представлены

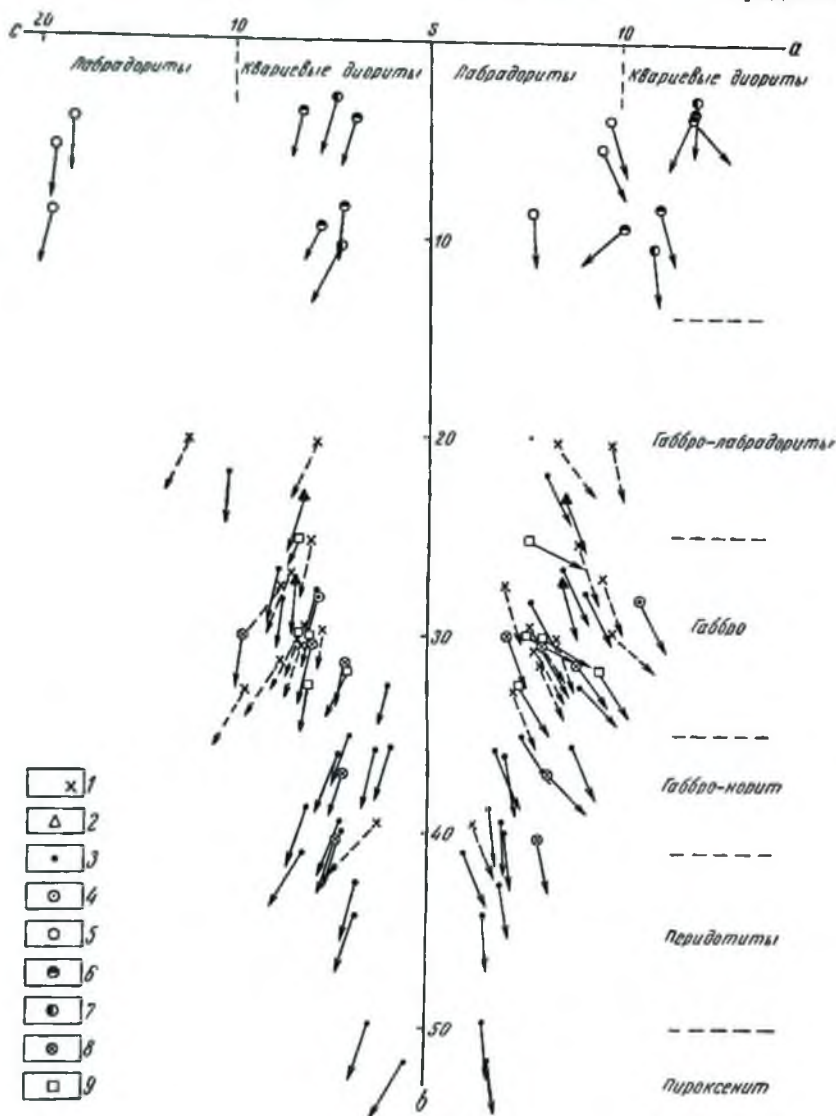


Рис. 17. Беломорский блок.

Доскладчатые: 1 — ортоамфиболиты, 2 — гиперстеновый порфирит; раннескладчатые: 3 — друзиты, 4 — габбро-пегматиты, 5 — лабрадориты; 6 — гиперстеновые диориты; 7 — гранодиориты, 8 — метагаббро; позднекладчатые: 9 — габбро-диабазы и габбро-порфириты

многочисленными мелкими (от 10—20 до 300—500 м, редко 2—3 км в поперечнике) массивами друзитов, встречающихся на всей огромной площади беломорпд. Преобладают габбро-норитовые, менее часты массивы габбро и перидотитов, весьма редки тела метапироксенитов и серпентинизированных оливинитов. К. А. Шуркин (1955, 1960₁, 1962) сюда же относит

более редкие интрузии габбро-лабрадоритов, которые, по его мнению, соответствуют норитам и гиперстеновым диоритам Кольского полуострова.

Породы этих интрузий составляют единую комагматическую серию, возрастное положение которой определяется наличием в ряде массивов габбро-лабрадоритов (острова Медянка, Квирей, Пежостров, Колвицкая интрузия) немигматизированных сланцев и метаэффузивов беломорской толщи, а также метаморфизмом пород интрузий в контакте с мигматитами и секущими гранитовыми, пегматитовыми и кварцевыми жилами.

Первоначальная форма раннескладчатых интрузий сохраняется редко, так как в главную фазу беломорской складчатости они как более жесткие подверглись раздроблению на блоки, расслаиванию и обволакиванию мигматизированными гнейсами. Изучение морфологии интрузий, сохранивших форму, показало преобладание бескорневых согласных тел типа факолитов (линзовидных, серповидных, караванобразных, оvoidальных, веретенообразных); менее распространены небольшие пластовые залежи, лакколиты, штоки и дайки.

Характерна приуроченность раннескладчатых интрузий к поверхностям напластования гвейсовой толщи и частая группировка их в четковидные цепочки массивов одинакового состава или же концентрация в одном участке разных по составу тел, залегающих на разных уровнях разреза вмещающих пород.

Все интрузии однофазны; габбро-лабрадоритовые обычно сопровождаются лампрофировыми жилами.

Тела друзитов однородны, кристаллизация дифференциация в них проявлена слабо. Массивы габбро-лабрадоритов, наоборот, как правило, расслоены в результате гравитационно-кинетической кристаллизационной дифференциации и обладают первичной конформной текстурой, выраженной в согласном с контактами чередовании полос и зон оливин-норитового, лейкогаббрового, лабрадоритового, иногда катаранскитового* и гиперстен-диоритового состава.

Минеральный состав раннескладчатых интрузий определяется разными количественными соотношениями главных минералов: плагиоклаза (№ 45—60, в аортозитах иногда до № 80, в диоритах обычно № 32—40), оливина (от 10 до 25% железистой составляющей), ортопироксена (10—15% железистой составляющей в меланократовых и 35—50% в лейкократовых породах) и клинопироксена (диопсид-авгит, диопсид, иногда диопсид-гёденбергит). Аксессуары — шпинель, хромпикотит, титаномагнетит, лейкоксен, биотит, апатит. В некоторых лабрадоритах и в диоритах наблюдается кварц. Вторичные минералы — амфибол, гранат, диопсид, цоизит, серпентин, сфен и др.

Наиболее распространены габбровая, панидиоморфнозернистая, габбро-офитовая и пойкилоофитовая структуры, осложненные вторичными реакционными каймами различного состава, возникающими вокруг титаномагнетита, оливина и пироксенов на стыке их с плагиоклазом.

В петрохимическом отношении раннескладчатые интрузии разнообразны; главные различия пород заключаются в разной степени их насыщения кремнеземом (Q меняется от -15 до $+15$) и разной величине b (рис. 18), причем отношение закиси железа к магнезии меняется от 1 : 4 до 1 : 1 по мере перехода от перидотитов к габбро-лабрадоритам

* Катаранскит (Федоров, 1904) — гигантозернистая пегматонидная гиперстен-лабрадоритовая порода, образующая жиллоподобные тела в габбро-лабрадоритах.

и диоритам, в связи с чем находится и параллельное увеличение железисто-сти цветных минералов. Общая черта химизма всей группы пород состоит в повышенном содержании извести и в бедности щелочами.

Равнеськладчатые интрузии составляют естественный ряд эпигенетических пород (по А. А. Полканову), связанных происхождением из единого магматического источника. Последовательность их образования отвечает порядку: габбро-лабрадориты → габбро-нориты и габбро-перидотиты, т. е. она обратна обычной последовательности кристаллизации базальтовой магмы. Это обстоятельство позволяет предполагать дифференциальное плавление базальтовой оболочки с первоначальным образованием наиболее легкоплавкой эвтектичной габбро-лабрадоритовой магмы,

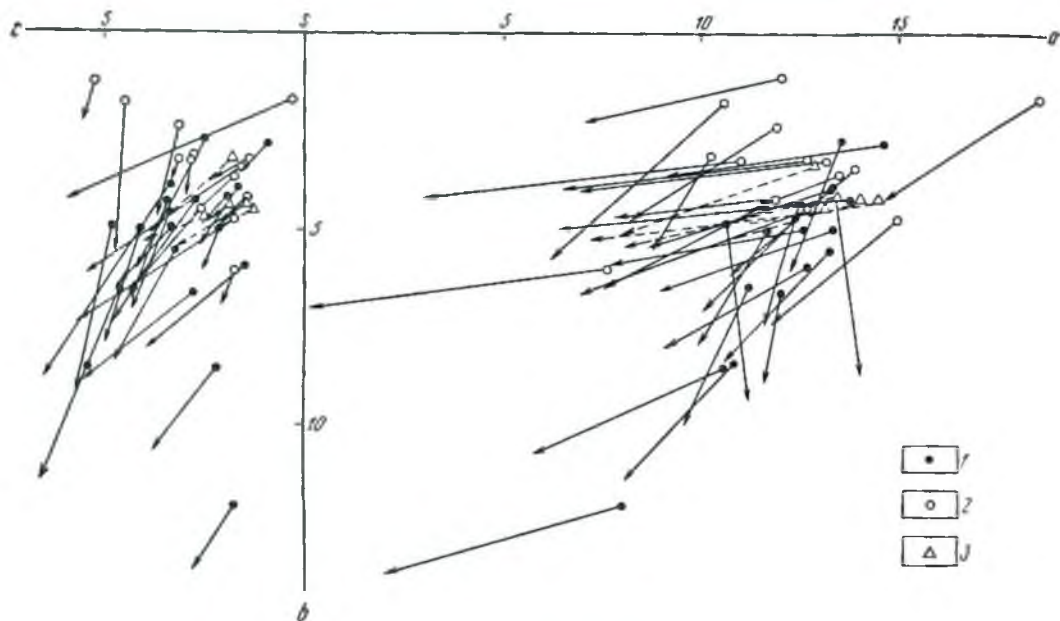


Рис. 18. Граниты Беломорского блока.

1 — соскладчатые анатектит-граниты, 2 — аплиты, 3 — позднеорогенные граниты

а затем, по мере вовлечения в маглообразование все большей массы вещества, более основных расплавов.

При региональном ультраметаморфизме беломорской серии минеральный состав и структура раннескладчатых интрузий претерпели изменения. Общая схема нового минералообразования при переходе этих пород в друзиты сводится к следующему (первым указан первичномагматический минерал):

оливин — гиперстен — авгит — адепит,
 оливин — гиперстен — актинолит — эднит (паргасит),
 бронзит — актинолит — гранат,
 бронзит — гранат — амфибол + кварц — грават,
 диопсид-авгит — диопсид — роговая обманка,
 титаномагнетит (лейкоксен) — сфеп (± амфибол) — биотит,
 лабрадор — андезин — (± цоцит, эпидот) — олигоклаз (± кварц).

В «друзитовой» стадии метаморфизма каймы вторичных минералов тонкие; в стадию амфиболитизации первичные минералы исчезают и друзиты преобразуются в различные амфиболиты — диопсид-гранатовые, грана-

товые, актинолитовые, роговообманковые и др., обладающие кристаллизационной сланцеватостью; при ультраметаморфизме — мигматизации и гранитизации — они преобразуются в мигматиты типа амфиболовых, биотит-амфиболовых (с эпидотом, гранатом) и биотитовых гнейсов.

С главной фазой беломорского тектогенеза связано развитие в региональном масштабе явлений ультраметаморфизма (перекристаллизация, аватексис, мигматизация, гравитизация, высокотемпературный кремнещелочной метасоматоз) и формирование ультраметагенных гранитов и гранитоидов. Среди них выделяются два главных генетических типа: 1) анатектит-граниты и 2) метасоматические граниты и гранитоиды.

Анатектит-граниты подразделяются на автохтонные, параавтохтонные и аллохтонные тела, а по времени — на соскладчатые и поздпоскладчатые. Наиболее характерны для тех и других: а) малая величина тел (до 2—5 км, чаще сотни и десятки метров в поперечнике), б) связь со складчатыми структурами или с сингенетичными разрывами, разломами и трещинами отслоения, в) отсутствие резких и четких контактов и постепенный переход в окружающие мигматиты, г) неоднородное внутреннее строение и наличие остатков вмещающих пород, д) отсутствие типичных магматических структур (обычны гранобластовые структуры и массивная или сланцеватая текстура, осложненные в той или иной степени явлениями метасоматоза — кремневого, калиевого и натриевого).

По количественно-минералогическому и химическому составу выделяются следующие связанные переходами группы анатектитов: а) кварцевые диориты, б) гранодиориты (до 10% микроклина — Mi), в) микроклин-плаггиоклазовые граниты (10—20% Mi) и г) плаггиоклаз-микроклин-овые граниты (25—30% Mi). Количество плаггиоклаза (№ 12—38) колеблется в широких пределах — от 34 до 60%, кварца 25—38%, цветные минералы (биотит, амфибол, эпидот, мусковит порознь, или совместно) в сумме обычно составляют в гранитах 6—8%, в диоритах до 15—20%; акцессорные — апатит, циркон, рутил, магнетит, сфен, ортит, гранат.

По соотношению полевых шпатов и кварца анатектиты отвечают анхизатектическим породам. Петрохимически они характеризуются пересыщенностью глиноземом, величиной a в пределах 11—15, c от 1 до 5 и b от 3 до 6 в гранитах и до 10 в гранодиоритах. Общее содержание щелочей колеблется от 5,3 до 8,1%, причем только в существенно микроклинных гранитах калия больше, чем натрия.

Характерна зависимость состава автохтонных и частью параавтохтонных анатектитов от состава вмещающих пород. К свитам кианит-гранат-биотитовых и других глиноземистых гнейсов приурочены существенно олигоклазовые и плаггиоклаз-микроклин-овые граниты с белым или желтоватым микроклином, белые двуслюдяные и гранатсодержащие граниты. В гнейсах керетьской свиты преобладают красные и розовые плаггиоклаз-микроклин-овые граниты, наиболее распространенные в беломоридях. Гранодиориты и плаггиограниты чаще всего встречаются среди амфиболовых гнейсов и амфиболитов.

Происхождение анатектит-гранитов и гранитоидов оценивается различно. Одни считают их интрузивными ювенильными породами (Н. К. Григорьев, Ю. С. Неуструев, П. А. Борисов, Н. А. Волотовская), другие — продуктами метасоматической гранитизации (Н. Г. Судовников, В. В. Жданов). Наиболее вероятно, что они кристаллизовались из палингенного расплава, возникшего при селективном плавлении пород беломорской серии и затем отвердевшего либо на месте образования (автохтонные тела), либо перемещенного на то или иное расстояние по разрывам

и разломам (аллохтонные тела). Позднее породы подвергались автотасоматической переработке и перекристаллизации. Вследствие сложного генезиса они одновременно обладают чертами, присущими магматическим гранитам и гранитоидам более высоких структурных этажей, а по внутреннему строению и микроструктуре сходны с собственно метасоматическими гранитами, и в то же время их минеральный состав зависит от состава вмещающих пород.

Метасоматические граниты и гранитоиды возникают по породам беломорской серии и встречаются повсеместно среди мигматитов; крупные тела они образуют лишь в районе р. Умба — Вольостров на Терском побережье, где они развиты по гиперстеновым диоритам и гнейсам — бластомylonитам. Это средне- и крупнозернистые породы, обычно с гетерозернистой структурой вследствие увеличения размеров метабластов кварца и микроклина. Зерна плагиоклаза имеют коррозионные очертания; широко развиты симплектиты (биотит-кварцевые, мусковит-кварцевые, эпидот-кварцевые, амфибол-кварцевые), мирмекиты, пертиты и антипертиты.

В парагенетической связи с анатектитами и мигматитами находятся многочисленные жилы нескольких генераций различного строения, размеров, структуры и происхождения, представленных аплитами, пегматоидами и пегматитами, полевошпат-кварцевыми, кварцевыми и кварц-карбонатными образованиями. Все они обнаруживают геохимическое родство друг с другом и петрохимическую зависимость от пород, явившихся источником палингенного расплава и связанных с ним растворов.

К наиболее поздним магматическим образованиям архея относятся позднескладчатые граниты и трещинные интрузии основных пород. Те и другие принадлежат периоду консолидации беломорид и не имеют существенного значения в геологическом строении региона.

Позднескладчатые граниты образуют дайки и мелкие штоки, тяготеющие к нижней части разреза беломорской серии и секущие складчатость гнейсов и мигматитов с отчетливыми контактами. Состав этих гранитов не зависит от вмещающих пород; они отличаются постоянным содержанием кварца (29—32%) и цветных минералов (биотита и мусковита в сумме 6—8%). Соотношение микроклина с плагиоклазом (олигоклазом) варьирует от 1 : 1 до 1 : 4, но сумма щелочей всегда более или менее постоянна (около 8%). Очень характерно низкое и постоянное содержание извести (до 1,5%), железа (0,7—0,9%) и магнезии (0,2—0,3%) вне зависимости от того, обогащен гранит плагиоклазом (до 45%) или микроклином (до 33,5%). Структура пород гипидноморфнозернистая, иногда ориентированная гранобластовая; текстура массивная или слабогнейсовидная с участками и зонами пегматоидного строения.

Позднескладчатые основные породы — габбро-порфириты, габбро-диабазы, габбро-нориты, реже оливиновые нориты и перидотиты образуют дайки и линейновытянутые штоки в пределах зон протяженностью до нескольких километров, включающих от единиц до 2—3 десятков мелких тел мощностью от дециметров до десятков метров и длиной до десятков и сотен метров. Эти зоны и приуроченные к ним трещинные интрузии секут отдельные складчатые структуры беломорид, но чаще вытянуты в общем северо-западном простирании зоны. По составу, структуре, контактовым изменениям эти породы — «жилые друзиты» — весьма близки к соответствующим разновидностям раннескладчатых друзитов, от которых их раньше не отделяли. Главным отличием их

являются зоны закалки в контакте с гнейсами и мигматитами. Геологические наблюдения позволяют считать, что образование трещинных интрузий основных пород охватывает длительный отрезок времени — от начала консолидации беломорид до полного отвердевания вмещающих пород, т. е. позднескладчатые граниты и габброиды являются одновременными.

От редактора

В раннепротерозойское время Беломорский блок как средний массив карелид характеризуется субплатформенным режимом. По К. А. Шуркину, здесь после накопления тундровой серии с участием сланцеватых амфиболитов и метабазитов появляются метагаббро, габбропориты, серпентиниты, а затем реоморфные мигматитообразующие плагиоклазовые граниты, гранодиориты и микроклиновые граниты (Гирвасозерский, Соколовский и другие массивы), пегматоидные плагиоклаз-микроклиновые граниты с опаловидным кварцем (Стрельнинский, Вичанский и другие массивы) и, наконец, щелочные граниты (Канозерский массив). Начиная с ютия (поздний протерозой) устанавливается платформенный режим. К платформенным образованиям палеозоя, связанным с радиальными движениями и расколами, в Беломорском блоке относятся дайки щелочных порфиритов (абсолютный возраст 475—520 млн. лет), а также ультраосновные щелочные интрузии центрального типа, щелочные и субщелочные лампрофиры, щелочные метасоматиты, карбонатиты, трубки взрыва; для этих образований указывается абсолютный возраст 380—400 млн. лет. Наиболее молодыми (280—300 млн. лет) являются щелочные базальты Кацдалакшской зоны трещиноватости.

Взгляды К. А. Шуркина на развитие и формирование беломорид не являются общепринятыми. Согласно другой распространенной точке зрения гранитоиды Беломорского блока принадлежат двум последовательным комплексам, из которых каждый следует за соответствующими проявлениями основного магматизма. Гранитоиды обоих комплексов рассматриваются как магматические, интрузивные; иногда возникает предположение о принадлежности более молодого из них к раннему протерозою.

Гранитоиды Беломорского блока

Гранитоидные породы Беломорской структурно-формационной зоны архей принадлежат двум комплексам: 1) комплексу ранних архейских плагиоклазовых гранитов, гранодиоритов и диоритов, 2) комплексу поздних архейских плагиоклаз-микроклиновых гранитов, гранодиоритов и диоритов. Эти комплексы относятся к двум стадиям архейского тектоно-магматического цикла, совпадающим по времени с двумя фазами архейской складчатости — раннеархейской (саамской, по А. А. Полканову, 1936) и позднеархейской (свекофенинской, по терминологии финских геологов). Каждому комплексу предшествует внедрение основной и ультраосновной магмы, представленной в настоящее время для раннего периода ортоамфиболитами и карбонат-амфиболовыми сланцами, а для более позднего — друзитами, габбро-анортозитами, прроксептами и перидотитами.

Такая схема стратиграфии магматических образований архей Беломорского блока разделяется многими исследователями (В. А. Перевозчиковой, Р. И. Солодкой, Н. А. Волотовской, О. П. Луниной, В. С. Смирновой и др.).

В соответствии с представлениями Ю. Ир. Половниковой (1958), применившей принципы тектоно-магматического анализа к докембрийским подвижным поясам, ранний архейский комплекс гранитоидов относится к ранней, а поздний архейский — к средней стадиям развития архейского подвижного пояса.

Размещение гранитоидов обоих комплексов показано на прилагаемой карте-схеме (рис. 19).

Гранитоиды раннего комплекса являются наиболее древними в Беломорском районе. Они тесно связаны с вмещающими парагнейсами и амфиболитами беломорской серии и почти не отделены от них.

Это типичные соскладчатые интрузии, залегающие согласно с вмещающими породами, имеющие формы силлов, факолитов или пластообразных штоков и жил. Вследствие регионального метаморфизма они гнейсовидны и по старой терминологии называются гнейсо-гранитами, гнейсо-гранодиоритами и гнейсо-диоритами. Реже встречаются массивные разновидности, постепенно переходящие в огнейсованные граниты и далее через зоны мигматитов в гнейсы.

Наиболее крупные массивы этих гранитоидов отмечаются в районе р. Подас, к северу от р. Ковдор, в районе Кюме-тундры, на южном берегу Ковдозера, в районе озер Ханкаш — Сопозеро — Большое Воронское. Последний массив размером $12 \times 4,0 \text{ км}^2$ вытянут в северо-восточном направлении, по-видимому, вдоль древнего разлома, к которому приурочена также группа тел основных пород (друзитов), местами пересекающих граниты. Массив сложен олигоклазовым гранитом, в центральной части массивным, а по периферии гнейсовидным. Более мелкие тела встречаются повсеместно, например к западу от горы Рекалатва, в районе Топозера, сел Вирма и Сум-посад, в районе Выгозера и в других районах. Они имеют различные размеры ($0,5-3 \text{ км}^2$) и наблюдаются во всех толщах беломорской серии, причем устанавливается зависимость состава гранитоидов от состава вмещающих пород. В амфиболовых породах развиваются диориты, в слюдяных гнейсах — олигоклазовые граниты, в толщах переслаивания амфиболсодержащих пород и слюдяных гнейсов преобладают гранодиориты. Структура пород преимущественно гранобластовая, иногда гранитовая; текстура часто гнейсовидная. Преобладают олигоклазовые граниты, состоящие из олигоклаза, кварца и биотита. В виде примеси присутствуют микроклин, гранат, мусковит, хлорит, эпидот и редко амфибол; акцессорные — апатит, циркон и магнетит.

В гранодиоритах и диоритах преобладающим минералом является андесин, в меньшем количестве по сравнению с гранитами присутствует кварц; из цветных минералов наблюдаются роговая обманка и биотит. В виде примеси встречаются диопсид, гиперстеп и гранат; акцессорные — апатит, циркон, магнетит и сфен; вторичные — кальцит, скаполит, серицит, эпидот, лейкоксен, гематит.

Во всех массивах древнейших гранитоидов наблюдаются следы проявления более молодых плагноклаз-микроклинных гранитов, образующих маломощные жилки и неправильные выделения. На границе с ними в плагногранитах появляется калиевый полевой шпат, развивающийся мезостатически и корродирующий плагноклаз и кварц. Наблюдается замещение биотита мусковитом.

Химические анализы плагногранитов показывают близость их к нормально гранитовому типу, иногда с небольшим отклонением к гранодиориту. Для них характерна некоторая пересыщенность глиноземом и значительное преобладание натрия над калием.



Рис. 19. Размещение массивов гранитоидов Безморского блока (по В. С. Смирновой)

I — раннеархейские гранитоиды; II — позднеархейские гранитоиды. Массивы (цифры из карты): 1 — Нотерский, 2 — Гирваозеренный, 3 — Тепси-тунды, 4 — Северо-Ковдорозерский, 5 — горы Лейпи, 6 — Кюме-тунды, 7 — Ковдозерско-Сешозерский, 8 — Ковдозерский, 9 — Корытные горы, 10 — Шарвов мыс, 11 — озеро Хатташ — Подпальное Воронское, 12 — Соноостровский, 13 — Гридинский, 14 — Южно-Топозерский, 15 — Поцьгомская группа, 16 — Подужемский, 17 — Кузостровский, 18 — Южно-Варменский, 19 — Северо-Варменский, 20 — Юковский, 21 — мыса Красная Щелья

По данным спектральных анализов, для плагиогранитов характерно полное отсутствие кобальта и часто также никеля и хрома. Это дало основание предполагать, что гнейсы, не содержащие никеля, кобальта и хрома, являются ортогнейсами, генетически связанными с описываемым комплексом гранитоидов. Последнее обстоятельство весьма важно, так как оно опровергает существующее мнение об образовании описываемых гранитоидов при региональной гранитизации беломорского гнейсового комплекса.

К жильной фацции гранитоидов относятся некоторые аплиты, а также пегматиты, иногда содержащие мусковит.

Абсолютный возраст ранних архейских гранитоидов определяется данными, характеризующими беломорскую формацию в целом, и равен (аргоновый метод) 1900—2140 млн. лет (Полканов, Кратц, Шуркин, 1964).

Гранитоиды более позднего архейского комплекса в отличие от вышеописанных являются преимущественно массивными и лишь в периферических частях интрузий они огнейсованы согласно со слоистостью вмещающих пород. Массивы их окружены ареалами мигматитов, связанных постепенными переходами с гнейсами. Такой характер интрузий свидетельствует о складчатом их образовании, а сами граниты являются мигматитобразующими. В распределении интрузий наблюдается тесная связь с зонами разломов, выделенными геофизическими работами и подтвержденными геологическими данными В. А. Перевозчиковой, В. И. Шмыгалева, А. Е. Михайлюк и других исследователей. По представлениям В. А. Перевозчиковой, большинство из них является глубинными долгоживущими разломами, заложенными еще в раннее архейское время и омоложенными в последующие периоды. В пределах беломорид они имеют преимущественно северо-восточное и широтное простирания, кроме наиболее крупного разлома северо-западного направления (в юго-восточной части скрытого водами Кандалакшского залива).

Форма и размеры массивов более поздних архейских гранитоидов весьма различны (от 2—3 до 80 км²). Они образуют группы тел неправильной формы, разделенных участками сильно мигматизированных гнейсов, и являются, по-видимому, или расслоенными антиклинал-батолитами или апикальными частями («окна») интрузивных масс, еще не вскрытых эрозией. Реже встречаются крупные плутоны оvoidальной, куполовидной или подковообразной формы, приуроченные к осевым частям антиклинорий, сложенных гнейсами и мигматитами керетьской и кандской свит беломорской серии. Более мелкие тела их (от сотен метров до 1—2 км²) широко распространены во всех толщах серии. В большинстве случаев они тесно связаны с зонами интенсивной мигматизации и гранитизации и, по-видимому, имеют метасоматическое происхождение.

Абсолютный возраст поздних архейских гранитоидов для разных массивов колеблется в пределах 1750—1950 млн. лет (аргоновый метод; ЛАГЕД АН СССР); возраст пегматитов свинцово-урано-ториевым методом (Виноградов, Тугаринов, 1964) определяется в 1860 млн. лет*.

По составу различают следующие породы: диориты, гранодиориты, плагиограниты, иногда называемые трондьемитами, плагиоклаз-микро-

* Как указано ранее, для всего Балтийского щита это, вероятно, «омоложенный» возраст, связанный с процессами метаморфизма и структурной перестройки, происшедшими в раннем протерозое и позднее. — *Прим. ред.*

клиновы́е граниты, граносни́нты и снени́ты. Преобладают плагиоклаз-микрклиновы́е граниты; остальные разновидности имеют подчиненное значение.

Плагиоклаз-микрклиновы́е граниты слагают следующие главнейшие массивы (с северо-запада на юго-восток): 1) Гирвасозерский (к северу от оз. Гирвас, в районе Нуль-тундры) подковообразной формы площадью около 80 км²; 2) Ковдозерско-Сеннозерский, вытянутый в северо-восточном направлении вдоль берегов озер Сенного и Ковдозера; 3) массив Корытные Горы (к западу от оз. Нижнее Нотозеро), представленный серией куполовидных тел, приуроченных к осевой части Ковдозерско-Керетьского антиклинория; 4) Подужемский (по р. Кемь, вблизи с. Подужемье), состоящий из группы оvoidальных тел, вытянутых вдоль Кемской зоны разлома северо-восточного простирания; 5) Кузовский (на о. Русский Кузов, Белое море); 6) Юковский (на Юковском полуострове Онежской губы, горы Медвежьи Голсвы); 7) массив мыса Красная Щелья (на побережье Онежской губы).

Плагиоклаз-микрклиновы́е граниты массивны или огнейсованы, среднезернисты и крупнозернисты, реже мелкозернисты, розовато-серого, розового и мяско-красного цвета. Обычно они неравномернозернисты, иногда порфиридовидны или пегматоидны. Порфирировые выделения представлены микрклином и плагиоклазом. Структура пород гранитовая, порфиробластовая, реже аплитовая и гранобластовая. Минеральный состав: микрклин (преобладает), плагиоклаз (№ 12—20), кварц, биотит, незначительная примесь магнетита, роговой обманки, мусковита, граната, эпидота; из аксессуарных минералов обычно присутствуют апатит и циркон, реже сфен и ортит. В приконтактных частях с основными и ультраосновными породами граниты теряют микрклин, что связано с выносом калия и перераспределением его в виде слюды.

По химическому составу плагиоклаз-микрклиновы́е граниты характеризуются преобладанием глиноземистой части над железомagneзической и высоким содержанием щелочей, при равном отношении натрия к кальцию, т. е. относятся к типичным гранитам щелочноземельного ряда.

Плагиоклазовые граниты и гранодiorиты большей частью присутствуют совместно. Они сложены Соностровецкий массив и ряд выходов на побережье Кандакшского залива, между селами Кереть и Тридино. В шлифах они обнаруживают бластогранитовую структуру, осложненную проявлениями калиевого метасоматоза, и состоят из плагиоклаза ряда альбит-олигоклаза (макроскопически красного цвета), кварца, микрклина и биотита. В виде примесей присутствуют роговая обманка, мусковит, эпидот; аксессуарные — апатит и циркон.

Диориты встречаются редко. Вместе с плагиогранитами они слагают массив горы Лейпи, к востоку от тундры Лейвойва, имеющий штокообразную форму (площадью 0,5 км²) и серию тел в районе сел Кузема и Поньгома в Кемском районе, приуроченных к Поньгомской зоне разлома. Для последних пород, по данным В. И. Шмыгалев и др., характерны первичномагматические текстуры течения и трахитоидности. Структура их преимущественно гранобластовая и гшидиоморфнозернистая. Минеральный состав: андезит, микрклин, роговая обманка, диопсид, гиперстен, авгит, биотит с примесью магнетита, граната, кальцита; аксессуарные — сфен, апатит, ортит и циркон.

Граносни́нты и снени́ты слагают массив площадью около 11 км² в районе Тепси-тундры и несколько мелких тел к северу от Ворегозера

и в других местах. Массив Тешы-тундра является типичным конкордантным телом и имеет постепенные переходы во вмещающие породы — гнейсы и амфиболиты беломорской серии. Состав интрузии разнообразен и представлен рядом переходных разновидностей от типичных сиенитов до роговообманковых и прроксен-роговообманковых гранитов. Минеральный состав их следующий: микроклин, альбит-олигоклаз, амфибол (роговая обманка, изредка субщелочная или гастингсит), диопсид, биотит, кварц; аксессуарные — сфен, апатит, ортит, рудный минерал, лейкоксен; вторичные — серпичит, хлорит, эпидот, альбит. Структура породы blasto-гранитовая с широко развитой коррозией всех минералов кварцем и микроклином.

С комплексом поздних архейских гранитоидов генетически связаны жильные породы среднего и кислого состава, представленные диорит-аплитами, гранит-аплитами, пегматитами и жилами кварцевого, альбит-кварцевого и кварц-карбонатного состава. Наибольшее значение имеют пегматитовые жилы как по распространению, так и по их практической ценности, так как многие из них являются промышленными месторождениями слюды-мусковита и керамического сырья.

Карельская складчатая область

Районирование

Карельская складчатая область отделена от антиклинорного Беломорского блока (рис. 20, I) зонами глубинных разломов северо-западного, местами близкого к меридиональному или широтному направления. В ней установлены следующие региональные структуры, сложенные архейскими и раннепротерозойскими образованиями:

а) ядро Карельского срединного массива карелид;

б) пояса внешних и внутренних геосинклинальных прогибов, концентрически зонально опоясывающих ядро Карельского срединного массива, ограниченных зонами глубинных разломов и образующих прогибы — II — Северо-Карельская синклинальная зона в районе озер Куоляярви, Паноярви, Кукаозера, IV — Восточно-Карельская зона в районе озер Тикшеозера и Выгозера, с ответвлением на Ветряный пояс, VI — Западно-Карельская зона в районе озер Куйтозера, Сегозера, Онежского озера, включая район с. Хаутовары, VIII — Восточно-Финляндская зона Приладжья;

в) разделяющие эти прогибы антиклинорные внутренние поднятия: III — Северо-Карельская зона, V — Центрально-Карельская зона и VII — Восточно-Финляндская зона Карельского перешейка;

г) наложенные структуры грабен-синклиналей и мульд, которые развивались в омоложенных швах зон глубинных разломов в тектонически унаследованном плане;

д) орогенные впадины, сохранившиеся в области складчатого обрамления щита (Онежская и Ладожская).

Архей

Наиболее древние из известных — архейские изверженные породы представлены гранитоидами глубинных зон, иногда сложного ультраметаморфического генезиса. Они слагают ядро Карельского массива и повсеместно фундамент карелид и обнажаются на антиклинорных

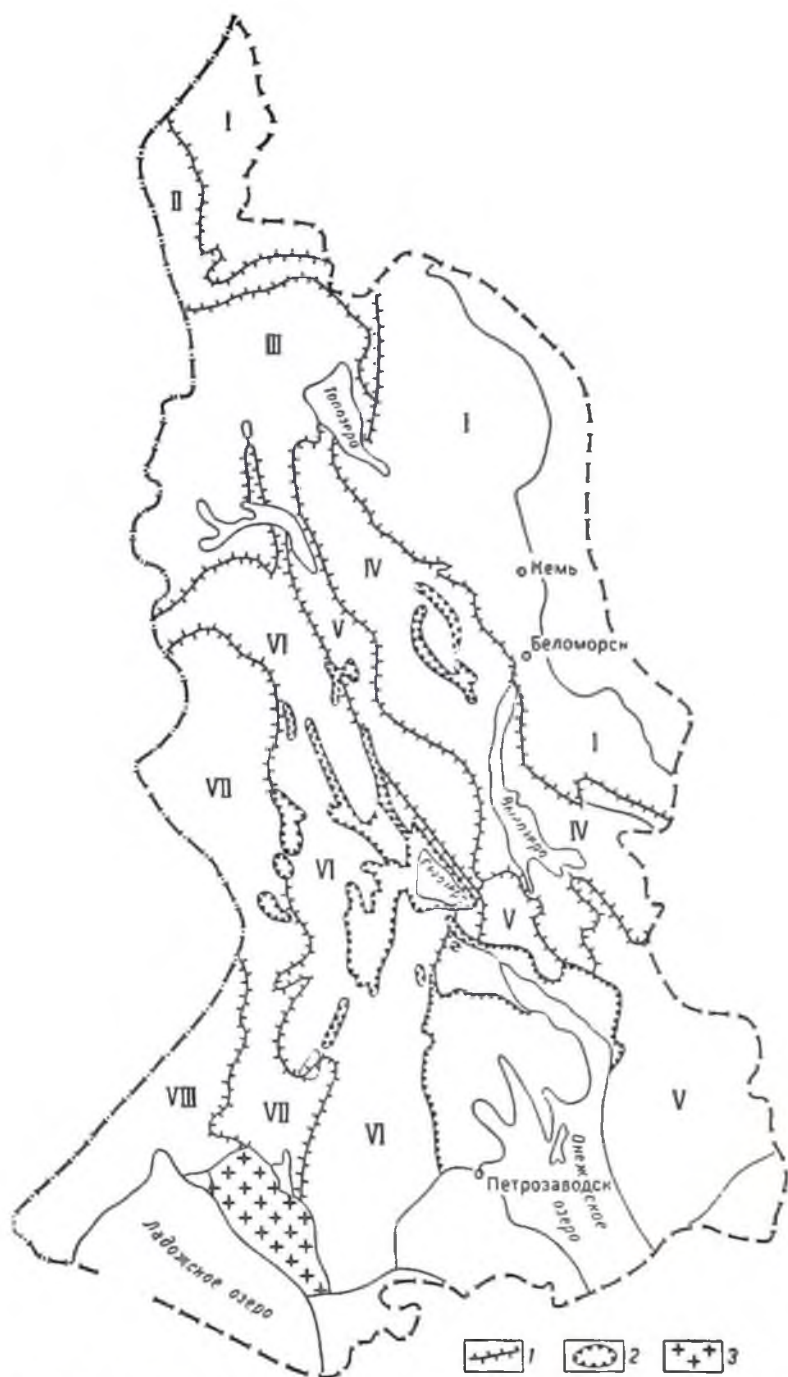


Рис. 20. Тектоническая схема карелии (по В. А. Перевозчиковой и К. О. Кратцу)

1 — границы структурных зон; 2 — границы наложенных мульд, грабен-санклиналей и впадин; 3 — платформенные интрузии позднего протерозоя — граниты рапакивы; I — область складчатых структур Беломорья; главные структурные зоны карелии: II — Северо-Карельская синклиналь, III — Северо-Карельская антиклиналь, IV — Восточно-Карельская синклиналь, V — Центрально-Карельская антиклиналь, VI — Западно-Карельская синклиналь, VII — Восточно-Финляндская антиклиналь, VIII — Восточно-Финляндская синклиналь

внутренних поднятиях; тесно связаны с архейскими нерасчлененными, вероятно беломорскими, гнейсами и амфиболитами и согласно с ними дислоцированы.

Среди архейских гранитоидов выделяют более ранние плагиоклазовые (олигоклазовые), нередко гнейсовидные граниты (граниты I группы) и более поздние — плагиоклаз-микроклиновые граниты, также часто гнейсовидные, мигматиты, аплиты и пегматиты (граниты II группы). В некоторых районах образование олигоклазовых и плагиоклаз-микроклиновых гранитов разделено во времени внедрением основных пород. Основные породы, вероятно эффузивные, превращенные в амфиболиты, также предшествовали образованию архейских гранитоидов и местами сохранились в них в виде ксенолитов.

Плагиоклазовые и частью микроклин-плагиоклазовые граниты, гранодиориты и диориты образуют большие поля в Северо-Карельской и Западно-Карельской антиклинальных зонах и в виде более мелких тел встречаются в других антиклинальных структурах. Эти гранитоиды образуют сложный комплекс, в составе которого наряду с интрузивными гранитоидами и гранитизированными породами («гранито-гнейсами») архейского возраста присутствуют и гранитоиды раннего протерозоя аналогичного или близкого состава, которые в настоящее время в большинстве случаев не могут быть отделены от архейских.

Плагиоклазовые граниты — это серые породы с различной крупностью зерен, иногда порфиридные с фенобластами плагиоклаза и пегматоидные. Структура их гранобластовая, реже гранитовая, с отчетливыми следами катаклаза, граупляции и мплонитизации. Минеральный состав: плагиоклаз (№ 18—25), кварц и биотит; в небольшом количестве присутствуют микроклин, роговая обманка, мусковит, эпидот, кальцит и хлорит; акцессорные — магнетит, апатит, сфен, ортит, циркон.

Наблюдаются переходы олигоклазовых гранитов в гранодиориты и диориты, отличающиеся низким содержанием кварца, более основным плагиоклазом (№ 28—30) и большей ролью цветных минералов. Почти повсеместно олигоклазовые граниты несут следы воздействия более молодых плагиоклаз-микроклиновых гранитов, что выражается в появлении в них наложенного микроклина и наплыв секущих и согласных гранитовых прожилков и жил плагиоклаз-микроклинового состава.

Химический состав плагиоклазовых гранитоидов колеблется от бедных калием щелочноземельных плагиогранитов и диоритов до типичных гранодиоритов. Для этой группы характерно высокое содержание глинозема, а также преобладание натрия над калием.

Полезных ископаемых, связанных с плагиоклазовыми гранитоидами, не установлено.

Плагиоклаз-микроклиновые граниты и гранодиориты близки по характеру развития и составу к позднеархейским гранитоидам Беломорского района. Наиболее крупные поля их развития выделены на восточном побережье Онежского озера, северо-восточном побережье Повенецкого залива и северном побережье Сегозера. В настоящее время возраст этих массивов, как и других тел плагиоклаз-микроклиновых гранитов, пересматривается, так как многие из них не отделены от аналогичных по составу раннепротерозойских гранитоидов. На геологических картах последних лет почти все массивы таких гранитоидов показаны как нерасчлененные позднеархейские — раннепротерозойские интрузии. Некоторым критерием для отделения позднеархейских гранитоидов

от раннепротерозойских служат такие аксессуарные минералы, как флюорит, молибденит и берилл, типоморфные только для поздних гранитов раннего протерозоя.

Плагноклаз-микроклиновые граниты образуют широкие ореолы мигматитов во вмещающих архейских породах — гнейсах и плагноклазовых гранитах — и имеют с последними постепенные переходы.

Плагноклаз-микроклиновые граниты характеризуются розовым и красным цветом, массивной и нередко гнейсовидной текстурой. Структура их гранитовая порфиридная (фенобласти микроклина и плагноклаза) и гранобластовая, осложненная явлениями калцевого метасоматоза и отчасти окварцевания. Минеральный состав: микроклин, альбит-олигоклаз или олигоклаз, кварц, блотит, иногда роговая обманка, мусковит; аксессуарные — апатит, циркон, рудный.

Химизм этих гранитов характеризуется высоким содержанием глинозема и щелочей (в сумме составляющих около 7%) и низким содержанием окиси железа и магния, т. е. они относятся к типичным гранитам щелочноземельного ряда.

Плагноклаз-микроклиновые граниты сопровождаются жилами аплитов, пегматитов и кварца.

Позднеархейские пегматиты в Карельском районе изучены слабо, и промышленная ценность их не установлена.

Абсолютный возраст архейских гнейсовидных плагноклаз-микроклиновых гранитов и их пегматитов по данным аргонового метода (Борисова и др., 1961) равен 3050—2650 млн. лет; однако чаще они показывают колебания возраста в пределах 2190—2450 млн. лет и, по А. А. Полканову и Э. К. Герлингу (1961), являются «омоложенными».

Ранний протерозой

Проявления раннепротерозойского магматизма в области карелид сохранились в большей степени и лучше изучены, чем архейские, хотя и в отношении их имеется еще много спорных, неясных и нерешенных вопросов. Как указывалось, спорным является вопрос о нижней границе протерозоя, а также вопрос о наличии двух геосинклинальных стадий карелид с двукратным развитием начального магматизма и проявлением раннескладчатых гранитоидов. Повторение геосинклинальных стадий мыслится как создающее два наложенных друг на друга структурных этажа (В. А. Перевозчикова), хотя иногда (К. О. Кратц) допускается и некоторое пространственное обособление соответствующих им магматических образований.

Образования нижнего и верхнего структурных этажей разделены крупным перерывом с резкой перестройкой плана складчатых структур.

Весьма широкое развитие разнообразных гранитоидов, сложные возрастные и генетические взаимоотношения создают большие трудности в их изучении и расчленении и требуют дополнительных исследований.

Различные представления о последовательности магматических проявлений в карелидах хорошо видны при сравнении таблиц 2 и 3. Схема последовательности проявлений магматизма раннепротерозойского тектоно-магматического цикла в карелидах и времени перехода региона в платформу, принятая в настоящем очерке, дана в табл. 4.

Возрастная схема проявлений магматизма в карелидах. По М. А. Гилровой

Время	Стратиграфические подразделения	Магматические образования	
Поздний протерозой	Верхний лотвий	Силлы габбро-диабазов в толще песчаников и кварцевых песчаников	
	Послескладчатые граниты ранакиви		
	Нижний лотвий — хогландий	Сунсарский вулканогенный комплекс Верхний пояс, комплекс «4-го пекрова Печенги» Туфопесчаники и туфосланцы	
Ранний протерозой	Угловое несогласие		
	Карелий — ятулий	Онежская серия	Силлы диабазов и габбро-диабазов в мунгитопосных сланцах То же в доломитовой толще
		Сегозерская серия	Силлы диабазов и габбро-диабазов в кварцито-песчаниковой толще Аркозо-конгломератовая толща Кора выветривания
Поздний архей	Диастрофизм. Граниты, секущие «докарелий»		
	Докарелий	Габбро-перидотитовая формация	Базиты и гипербазиты Приладожья, Северной Карелии и др. Диориты и амфиболиты
		Флишоподная серия Приладожья, Северной Карелии	
		Офиолитовая серия	Гипабиссальные тела кварцевых порфиров и кератофиров Серпентиниты, тальковые, хлоритовые, актинозитовые и другие сланцы Зеленые сланцы по эффузивам, туфам, туфобрекчиям
		Колчеданная серия	Зеленые сланцы, амфиболиты и порфиroidы в толще филлитовидных сланцев
		Железорудная серия	Амфиболиты, железистые кварциты, разнообразные сланцы
		Гнейсо-сланцевая серия	Прослой амфиболовых сланцев и амфиболитов в толще гнейсов и сланцев
Перерыв (?). Граниты, секущие беломориды			
Поздний архей	Докарелий (?)	Беломорская серия	

Возрастная схема проявлений магматизма в Карельской складчатой области.
По В. А. Перевозчиковой

Время	Стадия	Структурное положение	Магматические и глубинные плутонические образования
Поздний протерозой	Платформенная	В системах омоложенных разрывных нарушений дорифейского фундамента	Дайки основных пород (моложе осадочных серий рифей)
	Субплатформенная	В орогенных впадинах складчатых цепей карелид и зонах омоложенных разрывов	Пластовосекущие интрузии и дайки габбро-кварцевых диоритов (моложе потишской серии)
Средний протерозой	Поздние и постиверсионные	Послескладчатые (в зонах омоложенных разломов обрамления Балтийского щита)	Дайки, интрузии комплекса грапиров раппакви, частью образования сложного генезиса
		Позднескладчатые (в грабен-циклиналях, мулах и зонах омоложенных разрывных нарушений фундамента карелид)	Пластовые и пластовосекущие интрузии габбро-пироксенит-перидотитового комплекса (моложе серий суйсарских свит и свит Петряного пояса) Пластовые интрузии и дайки габбро, габбро-диабазов в свитах онежской (итулэй) и сегозерской (сарюлли) серии
Ранний протерозой	Ранняя иверсионная	Послескладчатые (в зонах главных и оперяющих глубоких разрывных нарушений фундамента карелид)	Секущие интрузии микроклиновых плагноклаз-микроклиновых (частью ультраметаморфических) гранитоидов — типа Нуорунен, Корманка, ортоклазовых гранитов и граносциститов Топозера
		Позднескладчатые В зонах линейных прогибов карелид В зонах главных и оперяющих глубоких разрывных нарушений карелид	Пластовосекущие и межформационные интрузии плагноклазовых и микроклин-плагноклазовых гранитов частью ультраметаморфического генезиса и перемещенных (включая вторую фазу постладожских образований) Дайки и секущие интрузии комплекса габбро-поритов — перидотитов (типа Кивач, Кивакка?, Олаига) моложе тунгудско-надвоицкой серии
		Соскладчатые (в зонах линейных прогибов карелид)	Пластовые и пластовосекущие диориты, кварцевые диориты, граптодиориты, частью ультраметаморфические и перемещенные (включая первую фазу постладожских образований). Пластовые и пластовосекущие интрузии габбро-пироксенит-диоритового комплекса (Кааламо, Вельмяки и др.) моложе ладожской серии и других спхронных

Время	Стадия	Структурное положение	Магматические и глубинные плутонические образования
Ранний протерозой	Доиверсионная	Соскладчатые или раннескладчатые Ранне- или доскладчатые (в прогибах и фундаменте)	Пластовые — диориты — граниты, частью гибридные образования ультраметаморфического генезиса и перемещенные Пластовые интрузии габбро-амфиболитов, габбро-диоритов, габбро-анортозитов, перидотитов

Архейские комплексы фундамента карелид

Примечание. Двойная волнистая линия — крупные перерывы, сопровождавшиеся перестройкой плана складчатых структур; одишарная — перерывы.

Офиолитовая, или кератофир-спилитовая, формация

К первым проявлениям раннепротерозойского тектоно-магматического цикла принадлежат интрузивные и эффузивные массы офиолитовой формации (М. А. Гилярова, см. табл. 2), позднее получившей название кератофир-спилитовой или спилит-кератофировой (Кратц, 1955, 1963). По мнению большинства исследователей (Кратц, 1963; В. А. Перевозчикова), метаморфизованные вулканогенные породы этой формации появлялись дважды, в двух структурных этапах карелид, т. е. в соответствии с их двумя геосинклинальными этапами. В более раннем этапе они приурочены к тикшозерской, парандовской и гимольской сериям, содержат прослой джеспилитов и представлены породами амфиболитовой фации; в более позднем проявились в тунгудско-надвоицкой и большозерской сериях Западно-Карельской и Восточно-Карельской эвгеосинклинальных зон (см. рис. 20) и в меньшей мере в ладожской серии флишoidalного прогиба; они менее метаморфизованы, сохраняют реликтовые структуры и принадлежат амфиболитовой и зеленосланцевой фациям.

В Восточно-Финляндской синклинальной зоне отмечается только одна, по-видимому, более ранняя из двух, толща вулканогенных пород (Кратц, 1963).

В тех структурных зонах, где исследователи (К. О. Кратц, В. А. Перевозчикова) принимают наличие двух этапов накопления основных вулканитов, а также доскладчатых и раннескладчатых интрузий, между ними намечается крупный перерыв с резкой перестройкой структурного плана. Вследствие этого раннепротерозойский возраст более раннего проявления этой формации принимается не всеми исследователями и считается дискуссионным; согласная с гнейсами архея дислоцированность пород и общие структурные взаимоотношения с архейскими образованиями позволяют одним исследователям относить все эти образования к архею (М. А. Гилярова), а другим считать их положение спорным — позднеархейским или раннепротерозойским (В. А. Перевозчикова, 1955—1965 гг.).

М. А. Гилярова признает наличие только единой сложно построенной толщи офиолитовой формации, не разделенной на два яруса интрузивной гранитоидов (см. табл. 2). Вследствие этого приводимая здесь петрографическая характеристика офиолитовой формации и дается ею единой для всех ее проявлений.

Таблица 4

Возрастная схема проявлений магматизма в раннепротерозойском тектоно-магматическом цикле карелид. Составлена Ю. Пр. Половинкиной

Средний протерозой	Платформа		Силлы габбро-диабазов в песчанниках потпия		
	С ₃ платформенная		Габбро-щелочной комплекс Елетьозера		
			Комплекс радаквы		
В грабен-спилитовых и мутьях		Пластовые интрузии и дайки габбро и габбро-диабазов в онежской серви			
		Пластовые интрузии и дайки габбро и габбро-диабазов в сегозерской серви			
Ранний протерозой	Послескладчатые		Плагноклаз-микроклиновые граниты комплекса Нуорунен, Норманка и др.; ортоклазовые граниты и граносиениты		
			Габбро-перидотитовый комплекс расслоенных интрузий (Оланга)		
	2-й этап геоспекли-нальных образований	Поздпескладчатые	Постладожские гранитоиды	Микроклиновые и плагноклаз-микроклиновые гранитоиды — 2-е постладожские	
		Ранпескладчатые		Плагногранитоиды — 1-е постладожские	
		Доскладчатые	Метаморфизованные вулканиты и интрузии офиолитовой (кератофир-спилитовой) формации		
	1-й этап геоспекли-нальных образований	Соскладчатые	Постгимольские гранитоиды	Плагноклаз-микроклиновые гранитоиды	
Доскладчатые		Метаморфизованные вулканиты и интрузии офиолитовой (кератофир-спилитовой) формации			
Архейский фундамент карелид					

В состав формации входят метаморфизованные эффузивы и прорекластические породы основного, кислого и в меньшей степени ультраосновного состава, а также одновременные с ним доскладчатые интрузии того же состава.

Кислые эффузивы и особенно их прорекластические разновидности связаны преимущественно с филлитовидной толщей, образуя в ней согласные маломощные прослои, не отграниченные четко от осадочных пород как вследствие первичного смешения осадочного и туфогенного

матерпала, так и из-за последующих регионального метаморфизма и рассланцевания, стирающих границы между ними. Сюда относятся порфиroidы, порфиритонды, туфогенные породы и в единичных случаях туфобрекчии, всегда рассланцованные и дающие переходы к различным кристаллическим сланцам, существенно кварц-альбит-серпичитового состава.

Основные вулканогенные породы являются наиболее распространенными в описываемой формации. При значительной мощности их толщи (до 2 км и более) они характеризуются весьма однообразным составом (насколько можно судить по наименее измененной метаморфизмом их зеленосланцевой фации) и очень большим разнообразием структурных разновидностей.

Трещинного характера покровы, их туфы, туфобрекчии, лавобрекчии, а иногда и с трудом распознаваемые развальцованные шаровые лавы частично пересланцаются с филлитовидной толщей (колчеданной серией)* и с подчиненными ей кислыми эффузивами, но преимущественно залегают непосредственно выше их. В толще основных вулканогенных пород наблюдаются маломощные прослои кремнистых, кварцитовых, филлитовидных и известковистых сланцев, указывающих на подводный характер излияний. Эффузивы зеленокаменной толщи относятся к спилитам и представляют собой рассланцованные тонкозернистые, часто миндалекаменные афанитовые породы, существенно альбит-актинолитового состава, иногда с мелкими и редкими фенокристаллами альбитизированного плагиоклаза. Изредка наблюдается реликтовая варролитовая структура. Ни пироксен, ни основной плагиоклаз не встречаются даже в виде реликтов.

Региональный метаморфизм пород описываемой формации принадлежит фации зеленых сланцев или амфиболитовой, или даже гранулитовой фации, а в условиях позднейшего метасоматоза и гранитизации они переходят в разнообразные кварцсодержащие кристаллические сланцы. Зеленосланцевые разности обнаруживают повышенное содержание натрия, а также кальция, который входит в состав карбонатов и минералов эпидотовой группы.

Ультрабазитовые эффузивы превращены в сланцы, состоящие из различных сочетаний антигорита, тремолита, актинолита, талька, хлорита, карбоната. Интересны и имеют практическое значение месторождения горшечного камня, приуроченные к метаморфизованным гипербазитам южного побережья Сегозера, зона Орехозеро — Кумозеро (Центральная Карелия) и др. В них наблюдается реликтовая порфирная структура и определяется их происхождение за счет пикритов (Елисеев, 1928а, б. 1929; Кратц, 1963; Гилярова, 1962).

Интрузивные породы кератофир-спилитовой формации представлены малыми телами преобладающих габбро-диабазов, превращенных в амфиболиты, и более редкими серпентинизированными гипербазитами, пироксенитами, перидотитами. По времени образования это доскладчатые и раннескладчатые интрузии. Интрузии второго этапа геосинклинальных образований карелид получили название габбро, габбро-пироксенитов типа Велмяки и Кааламо.

Кислые интрузии образованы кварцевыми порфирами и кварцевыми кератофирами. В этих кислых породах чаще, чем в кислых эффузивах, сохраняются магматические структуры с корродированными фенокристаллами голубого опаловидного кварца и идиоморфными фенокри-

* См. возрастную схему проявлений магматизма по М. А. Гиляровой (табл. 2).

сталлами альбитизированного плагиоклаза; основная масса фельзитовая. Интенсивно проявляется натровый, калиевый и кремниевый метасоматоз, связанный с воздействием соскладчатых гранитов (Судовиков, 1939; Гилярова, 1957). В связи с этим в химическом составе пород, в общем богатом щелочами, происходит увеличение кремнекислоты и изменение отношения натрия к калию от разностей, богатых натрием, т. е. типичных кератофиров, к породам, в которых количество калия уравнивается или превышает количество натрия, сумма окислов железа и магния уменьшается за счет силицификации. Нередко кварцевые порфиры и кварцевые кератофиры сильно осланцованы и переходят в очковые сланцы.

Породы офиолитового, или кератофир-спилитового, комплекса и вмещающая их толща филлитовидных сланцев содержат богатые месторождения сервоколчеданных руд метасоматического происхождения, связанных, по М. А. Гиляровой, с воздействием несущих оруденение микроклиновых гранитов.

Гранитоиды

Магматизм средней стадии образования нижнего структурного этажа карелид представлен преимущественно гранитоидами («постгипоальпскими»). Как уже было отмечено при характеристике архейских гранитоидов, они часто не отделяемы от последних, широко развиты в разных районах и представлены диоритами, кварцевыми диоритами, гранодiorитами, гранитами и в меньшей мере граноспелитами и спелитами. Они сложены большой (около 600 км²) плутои — Тавоярвинско-Тикшозерский в Северо-Карельском антиклинории и более мелкие массивы в Карельском срединном массиве, в Хаутоварской синклиновой структуре, в районах Сегозера, Юстозера, на восточном побережье Онежского озера и на других участках.

В тесной связи с этими гранитоидами и с предшествовавшими им доскладчатыми поритами развиваются породы чарнокитового типа, которые в Карелии еще слабо изучены.

Диориты, кварцевые диориты и гранодиориты среднезернисты, имеют серый цвет, массивную или гнейсовидную текстуру, плагиоклаз средней основности и сравнительно много цветных минералов — амфибола, биотита, реже реликтов пироксена.

Плагиограниты — более светлые и лейкократовые, с более кислым плагиоклазом (альбит-олигоклазом), с небольшим количеством (до 10%) микроклина и с единственным цветным минералом — биотитом. Плагиогранит-порфиры, плагиоаплиты и плагиопорфиры составляют жильную фацию.

Позднее в тех же структурах проявляются плагиоклаз-микроклиновые, реже микроклиновые граниты, местами переходящие в граноспелиты; они отличаются розоватым цветом, средне- и крупнозернистым, реже мелкозернистым, массивным, иногда порфиroidным сложением. Местами в них сохраняются «теневые» текстуры и реликты пород ассимилированного субстрата. Обычно их массивы окружены ореолами мигматитов и резких границ с окружающими породами не имеют. В зависимости от количественных соотношений главных минералов различают плагиоклазовые биотитовые граниты (серые), микроклип-плагиоклазовые граниты (розовато-серые) с массивной текстурой и гипидиоморфнозернистой структурой и микроклиновые красные массивные порфиroidные граниты. Возможно, что часть таких гранитов ошибочно относят к более древним гранитоидам.

Химизм гранитоидов этого структурного этажа соответствует породам нормального щелочноземельного ряда, но отличается несколько повышенным содержанием глинозема, варьирующим количеством щелочей (кальцевый метасоматоз) и слабым насыщением кремнекислотой (переход к слейптам). Микроклиновые граниты (карташовские) богаты калнем и кремнием.

Гранитоиды средней стадии верхнего структурного этажа геосинклинальных образований карелид, секущие тунгудскую, надвопцкую, ладожскую и синхронные с ними серии, также представлены диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, плагиоклазовыми гранитами то массивными, то трахитоидными. Более основные из них часто являются гибридными породами периферических частей массивов, а гранодиориты и плагиограниты слагают их центральные части. Эти гранитоиды получили название первых постладожских гранитоидов. Многочисленные тела их изучались в последнее время в Западном и Северо-Западном Приладожье Г. М. Саранчиной. Наиболее крупные из них — Приозерский (75—100 км²) и Куркнекский (50 км²) массивы.

Все массивы вытянуты в северо-западном или субмеридиональном направлении согласно со складчатой структурой района и часто приурочены к ядрам синклиналей. Это — конформные гармоничные тела простого состава, сформировавшиеся в одну интрузивную фазу. Дайковая фаза для них не типична и с достоверностью устанавливается лишь для Приозерского массива.

Для пород этого комплекса характерен серый цвет, резко отличающий их от более поздних розовых гранитов. Типична трахитоидная текстура, которая сохраняется, как правило, лишь в центральных частях крупных массивов; обычно породы огнейсованы, часто катаклазированы и милолитизированы. По плоскостям огнейсования и катаклаза особенно интенсивны метасоматические изменения, связанные с воздействием более поздних микроклиновых (вторых постладожских) гранитов. Редко сохраняются первичные структуры — гипидиоморфнозернистая и порфиоровидная. Микроструктурный анализ показывает, что все породы этого комплекса представляют собой сложные S + B и S + R тектолиты.

Главные минералы пород: плагиоклаз № 28—32 (45—55%), кварц (10—30%), роговая обманка и биотит (всего 53%) суммарно 15—25%. Для кварцевых диоритов Куркнекского массива типичен железистый гиперстен, содержащий 50—54% железистой составляющей. Характерным акцессорным минералом является сфен, присутствующий во всех разновидностях; его содержание доходит до 1—2%. Значительно меньше развиты апатит, циркон, магнетит и др. Наложенные и вторичные минералы — микроклин, флюит, кварц, карбонаты, эпидот-диопсидовые минералы, сульфиды и пр. Из них главным является микроклин, развитый почти повсеместно и нередко приобретающий значение существенной составной части.

Петрохимически эти гранитоиды являются породами нормального ряда, слабо пересыщенными кремнекислотой. Типично постоянное преобладание натрия над калнем, равное обычно 3 : 1.

Позднескладчатый комплекс гранитоидов (вторые постладожские гранитоиды) представлен однородными микроклиновыми гранитами и связанными с ними жилами аддитов и пегматитов. Наиболее крупными массивами являются: 1) Кузнеченский — 55 км², 2) полуострова Тервис — 50 км², 3) острова Пут-сарп и его окрестностей — 10 км². Тела гранитов

и аплитов более мелких размеров, включая жилы и дайки, распространены повсеместно.

Пространственная локализация, форма залегания и внутреннее строение гранитных тел тесно связаны с древними разломами северо-западного и северо-восточного направлений. Эти разломы фиксируются зонами эруптивных брекчий, бластомylonитов и катаклазитов. Связующей массой эруптивных брекчий являются микроклиновые граниты, идентичные гранитам отдельных массивов. Мощность зон эруптивных брекчий доходит до 2—2,5 км.

Гранитные тела, внедрившиеся вдоль северо-западных разломов, имеют конформное и гармоничное строение (острова Тямосари и Пут-сари), дисгармоничная и дисконформная форма залегания проявляется при локализации массивов вдоль северо-восточных или на пересечении перпендикулярных друг другу разломов (массивы Тервис и Кузнеченский).

Плагиоклаз-микроклиновые граниты — среднезернистые розовые породы трахитоидной текстуры. Граниты Кузнеченского массива крупнозернисты, огнейсованы и милонитизированы (Лыгина, Саранина, 1964). Структура пород гипидноморфнозернистая, гранит-порфировая. Минеральный и химический состав сравнительно постоянны. Главные минералы: микроклин (40—50%), кварц (30—35%), олигоклаз № 20—22 (15—17%), биотит (железистость 51—59%) 5—7%; акцессорные — апатит, циркон, магнетит; более редки флюорит, турмалин, сфен и др. В контактированных участках красных гранитов появляется красный гранат (до 10%).

Микроклиновые граниты характеризуются высоким содержанием кремнекислоты (71—74%), постоянным преобладанием калия над натрием и обычно пересыщены глиноземом. Типичной чертой их является низкое содержание окиси титана ($t = 0,3—0,4$), в два-три раза меньше, чем в первых посткладовских гранитоидах, и незначительное (<1%) содержание окиси железа.

По геологическому положению, вещественному составу и другим чертам посткладовские микроклиновые граниты Карелии тождественны «позднекинематическим гранитам» Финляндии (Simonen, 1960; Schmidt, 1960). Их формирование связано с заключительным проявлением второй (селецкой) фазы карельской складчатости и образованием или активизацией разломов глубинного заложения, которые послужили путями проникновения гранитоидного вещества.

Габбро-перидотитовый послескладчатый комплекс

Габбро-перидотитовый комплекс приурочен к поздним разломам, ограничивающим поднимающиеся складчатые сооружения карелид *. Наиболее мощный габбро-перидотитовый пояс протягивается более чем на 100 км в субширотном направлении от Папаярви (Оланга) — Кукаозеро к северо-восточному берегу Тикозера.

По-видимому, к этой же группе следует отнести малые интрузии так называемых «посткладовских» базитов и гипербазитов Приладожья и, возможно, гипербазиты Суриярви и Гайкола.

Возрастное положение комплекса определяется тем, что его породы пересекают раннепротерозойские складчатые граниты и их мигматиты и в свою очередь пересекаются послескладчатыми микропегматитовыми

* По мнению М. А. Гиляровой, «докарелид».

и порфиroidными гранитами Нуорунен, Корманка, Вычанка в Северной Карелии.

Базиты и гипербазиты мало изменены, не рассланцованы, сохраняют магматические текстуры, структуры и минеральный состав с оливином, моноклиновым и ромбическим пироксенами, основным плагноклазом — лабрадором; тела их часто первично расслоены, с хорошо выраженными трахитоидными текстурами. Среди них выделяют предшествующие гипербазитам недифференцированные лабрадор-пироксеновые оливиновые габбро и габбро-диабазы и дифференцированные интрузии гипербазитов.

Диабазы и габбро-диабазы образуют довольно мощные и протяженные (до десятков километров в длину) интрузии по расколам в фундаменте, а в верхних структурных уровнях часто размещаются по контактам и плоскостям несогласия между фундаментом и раннепротерозойскими складчатыми осадочно-вулканогенными образованиями. В зоне Панаярви габбро-диабазы сосредоточены по южной границе (или близ нее) структуры Куола — Панаярви в виде цепочки вытянутых в субширотном направлении тел. Установлено, что ультрабазиты массива Циприяга пересекают описываемую группу лабрадор-пироксеновых габбро-диабазов, а сами пересекаются граптофировыми гранитами и жилами альбит-актинолитовых габбро-диабазов среднего протерозоя (Шмыгалев, Волотовская).

Ультрабазиты слагают обычно малые тела (0,1—11—15 км по длинной оси), которые одними исследователями рассматриваются как однофазные, дифференцированные на месте в результате граптоидной кристаллизации, а другими — как сложные многофазные интрузии.

Особенно острая дискуссия по этому поводу развернулась в отношении гипербазитов Северной Карелии. Расслоенные интрузии здесь слагаются трахитоидными оливинитами и перидотитами в лежащем боку и габбро-норитами, габбро-лабрадоритами, габбро-пегматитами, иногда троктолитами — висячем.

Несколько более кислый комплекс базитов и гипербазитов Приладожья сложен многофазными телами: метапироксенитами, эвкрититами, метагаббро, габбро-норитами, габбро-диоритами и диоритами, реже габбро-моцонитами и мангеритами. Возможно, что некоторые из них (за исключением массивов Кааламо, Велимяки, Мякисало и Марттипансари) следует отнести к группе блокированных, бескорневых доскладчатых офиолитов.

Ультрабазиты описываемой группы обычно несут рудопроявления меди, никеля и кобальта.

По химическому составу перидотиты и габбро-нориты Северной Карелии почти не отличаются от средних анализов соответствующих пород, за исключением того, что в перидотитах содержатся несколько меньшие количества извести и суммарного железа, а в габбро-норитах меньше глинозема и извести и больше магнелии и окиси железа, что свидетельствует о меньшем содержании плагноклаза и большем оливина в габбро-норитах Северной Карелии.

Послескладчатые гранитоиды раннего протерозоя

Особую группу среди гранитоидов раннего протерозоя составляют граниты, гранодiorиты и граптопегиты массивов Нуорунен, Корманка, Вычанки (Северная Карелия), которые связаны, по мнению В. Н. Нумеровой и К. О. Кратца (1963), с габбро-перидотитовым комплексом Оланги.

Малые гипабиссальные тела их располагаются по зонам разломов в фундаменте карелид. Для них характерно отсутствие ореолов мигматизации, граюфировые структуры, наличие ортоклаза. Наиболее детально изученный массив Нуорунен (Билибина и Дашкова, 1957) представляет собой линзовидное тело площадью около 35 км², сложенное крупнозернистым микроклиновым гранитом с опаловидным кварцем, а в краевых частях — порфиридовым микрогранитом. Порода состоит из микроклина, микроклина-пертита, альбит-олигоклаза, кварца. В небольшом количестве присутствуют ортоклаз, биотит, амфибол. Характерны акцессорные — флюорит, магнетит, апатит, циркон.

Жильная фация представлена аплитами, микропегматитами, гранит-порфирами и кварцевыми порфирами.

Граниты Нуорунен и Корманка очень сильно пересыщены глиноземом, характеризуются почти постоянным преобладанием калия над натрием и железа над магнием, а также наличием фтора.

Средний протерозой

Основные и ультраосновные комплексы

В послениверсионную стадию развития карелид в грабен-свиблиналях и мульдах в среднем протерозое накапливались осадочно-вулкано-генные сегозерская, онежская, а также суйсарская серии. Эффузивы и сопровождающие их многочисленные гипабиссальные интрузии, sillы и дайки представлены только базитами и гипербазитами; осадочные породы — терригенные обломочные, карбонатные, а также глинистые и шунгитсодержащие.

Диабазы, габбро-диабазы, лейкодиабазы и альбититы, слагающие sillы, характеризуются преимущественно минеральной ассоциацией альбит — актинолит; реже наблюдаются более основной плагиоклаз — андезин-лабрадор и роговая обманка. Породы несколько отличаются друг от друга текстурами, структурами, количественным соотношением хлорита, эпидота, биотита, кальцита, титаномагнетита и лейкоксена. Мощные sillы габбро-диабазов и пологопадающие трещинные интрузии несколько дифференцированы: к лежащему боку приурочены меланократовые разновидности, часто содержащие линзы, обогащенные титаномагнетитом (Койкары, Пудожгора), переходящие кверху в лейкодиабазы и пегматоидные диабазы с граюфировыми каймами вокруг идиоморфных шпроко-таблитчатых кристаллов розового альбита.

С комплексом основных интрузий связаны гидротермальные жилы, несущие мелкие месторождения меди; некоторые из них разрабатывались в XVIII и XIX веках.

Суйсарский * вулканический комплекс отделен несогласиями от нижележащих осадочно-вулкано-генных комплексов и вышележащих песчаников и распространен в Карелии более широко. В районе Петрозаводска он занимает площадь свыше 2000 км² (о. Суйсарц) и достигает мощности 1—1,5 км. Породы его отличаются от более древних эффузивов сохранностью первичных структур и текстур, присутствием моноклинового пироксена, нераскристаллизованного вулканического стекла в основной массе, меньшей расщланцованностью и меньшим метаморфизмом. Однако они претерпели сильный автометаморфизм в условиях избытка воды,

* Хогландский комплекс, по М. А. Гвярковой.

щелочей, CO_2 и пр., что выражается в альбитизации плагиоклаза и серпентинизации оливина, образовании уралита, хлорита, эпидота, цоизита, биотита и в некоторых членах серии — окислов железа и биотита.

По химическому составу суисарский комплекс отличается от нормальных пород основной магмы богатством щелочей и окисью титана при бедности кремнекислотой. По минеральному составу он обнаруживает все вариации пород — от альбитовых порфиритов и лейкодиабазов и габбро-диабазов до пикритов и перидотитов, образовавшихся в результате кристаллизационной дифференциации, частично на глубине, частично *in situ* (в мощных лавовых потоках), причем ультраосновные породы являются более поздними. По текстурным и структурным признакам выделяются породы со стекловатыми, порфиритовыми, миндалекаменными, вариолитовыми разностями с андезитовыми, микрофитовыми и другими структурами основной массы. Часто наблюдаются шаровые лавы, сопровождающиеся громадным объемом пирокластического материала, сортированного по величине обломков в зависимости от удаленности от места извержения и переслаивающегося с осадочными породами морского происхождения. Отсюда делается вывод об эксплозивных извержениях центрального типа в подводных условиях. Кислые вулканыты в суисарском комплексе достоверно не обнаружены.

Возраст суисарского комплекса определяется тем, что он залегает несогласно на сегозерской и онежской сериях*, предположительно прорываемых щелочными гранитами Канозера (Беломорье), возраст которых, по определению Э. К. Герлинга аргоновым методом, равен 1680 млн. лет, а также тем, что на нем несогласно залегают отложения иотния, более молодые, чем интрузии рапакиви, возраст которых определен Э. К. Герлингом в 1620—1640 млн. лет (аргоновый, стронциевый и свинцовый методы).

Граниты рапакиви

Граниты рапакиви развиты вблизи южной окраины Балтийского щита — в Выборгском и Питкярантско-Тулумозерском районах. Они слагают крупные тела площадью в тысячи квадратных километров, разобщенные Ладужской синклинойной зоной.

Выборгский массив изучали Я. И. Седергольм, В. Валь, В. Хакман и др. Наиболее полные данные приводятся в монографии Д. А. Великославинского (1953).

Массив Выборга представляет собой восточную часть крупнейшей в мире интрузии рапакиви площадью 18 тыс км². Большая часть его расположена в Юго-Западной Финляндии (окрестности Лаппеенранта — Ахвенисто). Он представляет собой пластинкообразное тело, внедрившееся по границе стратиграфического несогласия между архейскими и раннепротерозойскими (?) образованиями. В зонах контакта вмещающие породы подвергаются активному изменению (мигматизации, микроклинизации) и часто встречаются в виде ксенолитов в теле массива. Нигде в породах комплекса рапакиви не наблюдалось катаклаза и огнейсования. Массив является несогласным и дисгармоничным по отношению к вмещающим породам. Он имеет сложное строение, обусловленное многократным внедрением магмы. Ниже описываются главные разновидности пород в порядке их образования (от древних к молодым): 1) лаппе-граниты,

* По М. А. Гиляровой, на карельском комплексе.

2) выборгиты, 3) порфиroidные рапакиви (две интрузивные фазы), 4) трахитонидные рапакиви, 5) аплиты, 6) пегматиты.

Лапшее-граниты представляют собой наиболее основные члены комплекса и характеризуются несколько пониженным содержанием кварца (20—24%) и повышенным — темной частью. Структура рапакиви выражена в них плохо и часто отсутствует. Их залегание в контактовых зонах, обилие ксенолитов, такситовое сложение позволяют предполагать значительную роль контаминации в их образовании.

Выборгиты, являющиеся наиболее распространенными породами, соответствуют по химизму калиевым гранитам и характеризуются типичной структурой рапакиви.

Порфиroidные и трахитонидные рапакиви последующих интрузивных фаз отличаются от выборгитов преимущественно структурными и текстурными особенностями. Аплиты и пегматиты встречаются исключительно в виде мелких даек и жил, приуроченных к синклинатическим трещинам массива; они представляют собой наиболее лейкократовые разновидности, обогащенные кварцем, микроклином и кислым плагиоклазом (до альбита).

Изменение химического состава от более ранних членов комплекса к более молодым характеризуется уменьшением содержания оксидов магния, железа, кальция и увеличением содержания кремниевой кислоты и оксидов калия. Такая эволюция химического состава обусловливает и закономерное изменение минерального состава пород от лапшее-гранитов к аплитам.

Питкярантско-Тулумозерский (или Салминский) и расположенный к северо-востоку от него Улягский массивы в связи со слабой изученностью изучены недостаточно. Отдельные части массивов исследовались многими геологами; сводка этих работ приведена В. Н. Нумеровой.

Питкярантско-Тулумозерский массив имеет площадь около 300 км², и Улягский 400 км².

Оба массива прорывают архейские породы и раннепротерозойские образования сортавальской, ладожской и парановской серий, содержат часто ксенолиты этих пород и оказывают на них метасоматическое воздействие, которое выражается в биотитизации и амфиболитизации габродиабазов, скарировании карбонатных пород, мигматизации ладожских сланцев и пр. С контактово-метасоматическим воздействием рапакиви на карбонатные породы связано образование рудоносных скаринов Питкяранты.

Главнейшей породой Салминского массива являются рапакиви с оvoidными калиевыми полевыми шпатами; среди них выделено несколько структурных разновидностей, взаимоотношения между которыми не установлены.

Улягский массив, по данным Ю. С. Желубовского, сложен безовoidными среднезернистыми гранитами.

К наиболее молодой фазе обеих интрузий относятся жилы и дайки аплитов и пегматитов, залегающие как в самом массиве, так и во вмещающих породах. Минеральный состав их тождествен рапакиви Выборгского массива. Характерной чертой является обилие аксессуарных минералов — флюорита, циркона, апатита, монацита и др.

Форма массивов точно не установлена. Предполагают, что Салминский массив имеет пластинообразную форму, наклоненную на юго-восток.

Состав пород всех массивов комплекса рапакиви характеризуется резким преобладанием калия над натрием, железа над магнием и щелочей над известью. Большинство пород пересыщено или сильно пересыщено кремнекислотой (от 65 до 75,5%). Главными минералами являются калиевый полевой шпат различной степени упорядочения (ортоклаз-микроклин), кислый плагиоклаз (олигоклаз-альбит), кварц, биотит высокой железистости, роговая обманка; в более основных разностях встречаются диопсид-геденбергит и фаялит. Акцессорные минералы представлены флюоритом, апатитом, цирконом, рудными минералами, реже шеелитом, монацитом и др.

Специфической особенностью пород комплекса рапакиви является своеобразная структура, обусловленная наличием овоидальных фенокристаллов калиевого полевого шпата, обычно окруженных каймой зеленоватого плагиоклаза.

Абсолютный возраст гранитов Выборгского массива, определенный различными методами, соответствует 1610—1640 млн. лет (Полканов и Герлинг, 1961). Отсутствие в ютнийских песчаниках района Сатакунта (Финляндия) специфических минералов рапакиви является, по мнению А. Сямонена, косвенным подтверждением постютнийского возраста рапакиви.

Отноительно взаимоотношений рапакиви и ютнийских диабазов нет единого мнения. А. Д. Великославинский указывает на более молодой возраст рапакиви; Ф. А. Головачев, нашедший в 1946 г. в окрестностях с. Салми ксенолиты рапакивиподобных пород в ютнийских порфиритах, считает эти соотношения обратными.

Массивы рапакиви представляют собой интрузивные тела первой величины, образовавшиеся в условиях платформенного или почти платформенного режима и не подвергавшиеся в дальнейшем существенным деформациям. Все известные в Фенноскандии тела рапакиви расположены вблизи региональной флексуры, образовавшейся в эпоху хогландия — ютния и протягивающейся на 1300 км от Онежского озера в Карелии, через Финляндию на территорию Швеции.

Поздний протерозой

К ютнийскому времени (началу позднего протерозоя ?) устанавливается платформенный режим, и дальнейший петрогенезис, как осадочный, так и магматический, дает типичные образования платформы.

В южной части Карелии появляются траппы, которые будут описаны ниже вместе с проявлениями трапповой формации на Русской платформе. М. А. Гилярова склонна, по-видимому, отнести к трапповой формации также некоторые силлы диабазов и габбро-диабазов, залегающие в сегозерской и онежской сериях, но тогда надо признать, что связь их с этими сериями только пространственная, по месту проявления, а не возрастная (см. табл. 2), а по возрасту они значительно моложе и должны рассматриваться как рифейские.

Более молодым является габбро-щелочной комплекс, представленный на Балтийском щите малыми многофазными интрузиями центрального типа, залегающими среди архейских гранитоидов различного состава. Таков массив Елетьезеро на Кольском полуострове в Северной Карелии, который ранее относился к палеозою вместе с массивом Гремяха-Вырмес, но абсолютный возраст его 1550—1670 млн. лет (аргоновый метод; Э. К. Герлинг) заставил пересмотреть их возраст.

Многократно научавшийся (Ожичский, Зак, Богачев) эллипсоидальной формы Елетьозерский трехфазный массив площадью около 100 км² сложен в периферической части первичнорасслоеными габброидами, пересеченными дайками длабазов, спессартинов, вогезитов; во внутренней части — щелочными и нефелиновыми сиенитами с ксенолитами дайковых основных пород. Жильный комплекс, связанный с щелочными породами (дайки сиенит-порфиров, бостонитов и щелочных пегматитов), пересекает дайки основного состава.

С основными породами первой фазы генетически связано ильменит-магнетитовое оруденение, а с щелочными пегматитами — редкометальная минерализация.

Палеозой

К палеозойскому возрасту относятся несколько первичнорасслоенных небольших многофазных интрузий центрального типа, известных в Северной Карелии, сложенных комплексом ультраосновных и щелочных пород и карбонатитов. К ним относятся массивы Вуорпярви, Кольвинский, Саланлатвинский и мелкие тела шроксенитов и карбонатитов, расположенные к востоку от Вуорпярви (Волотовская и Фиженко, 1958 и др.). Вместе с аналогичными массивами Кольского полуострова (Большой Ковдорский, Салмогорский, Себляврский, Лесная Варака и пр.) они относятся к одной и той же группе по возрасту и генезису и выделяются в Карело-Кольскую петрографическую провинцию ультраосновных, щелочных и карбонатитовых пород с возрастом 380—428 млн. лет (определения аргоновым методом, 1958 г.).

Массивы этой группы в Северной Карелии ложатся приблизительно по одной широтной линии (Кандалакшский пояс, расположенный по радиусу к мульде Куоляярви) перпендикулярно меридиональному поясу разломов, обрывающих мульду с ее западной стороны (по М. А. Гиляровой).

С каледонскими интрузиями ультраосновных и щелочных пород связаны месторождения титаномагнетитовых руд пневматолитового происхождения.

В районе островов и западного побережья оз. Янисярви (Приладожье) известны эффузивы среднего состава — дациты и их агломераты, стратиграфическое положение которых не установлено. Предположительно финскими геологами (Эскола, Седергольм) они сопоставляются с породами андезит-базальтовой формации Швеции третичного возраста. М. А. Гилярова считает более вероятным относить их к потшю.

Эскола рассматривает выходы дацитов как пекки, судя по ориентировке в них флюиальности, описывающей эллипсы с крутым падением.

Афанитовые дациты состоят из стекловатой или кринокристаллической основной массы с мелкими кристалликами гиперстена, олигоклаза, биотита, ильменита, апатита, актинолита; по химическому составу они отличаются резкой пересыщенностью глиноземом.

РУССКАЯ ПЛИТА

Фундамент

На территории Русской плиты кристаллические породы фундамента вскрыты только буровыми скважинами, поэтому сведения о проявлениях магматизма здесь отрывочны.

Наиболее распространенными являются гранитоидные и в меньшей степени породы основного состава. Первые слагают крупные массивы площадью во многие сотни, а иногда и тысячи квадратных километров, тогда как участки основных пород лишь изредка достигают сотен квадратных километров. О размерах магматических тел можно судить по геофизическим данным, а также по кучному расположению скважин, вскрывающих их, однако не всегда есть уверенность, что площадь развития тех или иных пород соответствует контурам геофизических полей. На рис. 21 площади развития пород показаны неоконтурными.

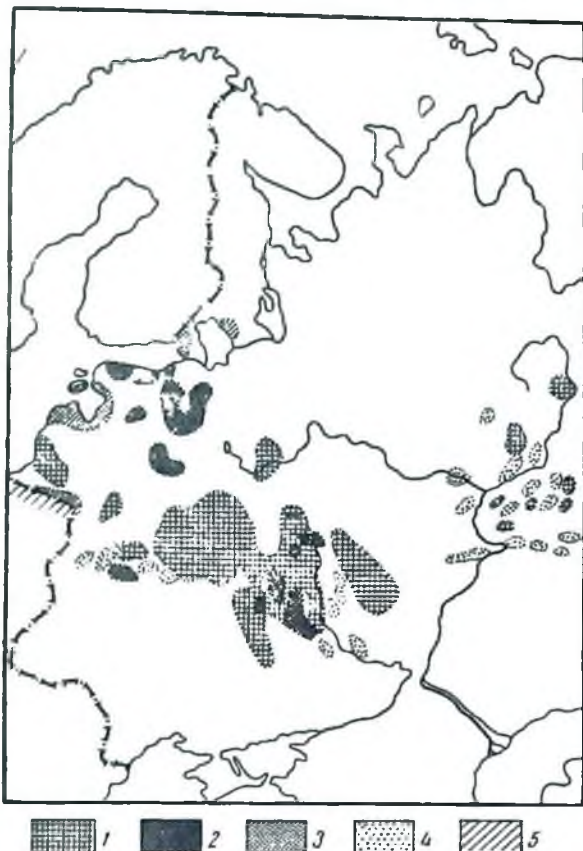


Рис. 21. Фундамент Русской плиты

1 — граниты архей; 2 — граниты раннего протерозоя; 3 — граниты рипакиви; 4 — основные породы; 5 — породы комплекса рипакиви на территории Польши

Предположительно в составе фундамента Русской платформы по возрасту можно выделить три комплекса гранитоидов. Наиболее древние, условно архейские, могут быть сопоставлены с кировоградским комплексом Украинского кристаллического массива и гранитами второй группы Карелии. Породы следующего комплекса можно параллелизовать с раннепротерозойским днепровско-токовским комплексом Украины

и гранитами третьей группы Карелии. Наконец, третий, уже платформенный комплекс гранитоидов, выделяемый наиболее четко и представленный гранитами рипакиви, имеет среднепротерозойский возраст.

и гранитами третьей группы Карелии. Наконец, третий, уже платформенный комплекс гранитоидов, выделяемый наиболее четко и представленный гранитами рипакиви, имеет среднепротерозойский возраст.

Архей

Архейскими считаются серые и розовато-серые биотитовые плагнограниты (кварцевые диориты, гранодиориты). Они состоят главным образом из плагиоклаза, кварца и биотита, однако очень часто содержат калиевый шпат, обычно связанный с наложением калиевого метасоматоза. Нередко они значительно катаклазированы и огнейсованы, и их интрузивное происхождение устанавливается по реликтам гипидноморфнозернистой структуры и по триадным двойникам плагиоклаза.

Большую площадь занимают архейские граниты в центральных районах, преимущественно в пределах Воронежской антеклизы. Отдельные массивы их устанавливаются в среднем течении Дона, в пределах КМА,

между Тулой и Орлом, а также между Брянском и Могилевом. Плаггиограниты вскрыты также в Тамбове, Рязке и, видимо, образуют здесь крупный массив. Аналогичные граниты встречены в районе Ржева скважиной «Зубцов». Не исключено, что пояс архейских гранитов Воронежской антеклизы протягивается на север вплоть до Балтийского щита.

В западной части плиты плаггиограниты обнаружены отдельными скважинами в Белоруссии и Прибалтике (Пинск, Старобин, Солон, Микашевичи, Стонишкяй, Бобовня, Лида, Плявиняс и др.). Они отмечаются также на Локновском выступе и в отдельных участках Ленинградской области. Существенным отличием гранитов западных районов по сравнению с гранитами Воронежского массива являются более значительная их огнейсованность, заметная эпидотизация и большее сходство с архейскими гранитами Украинского кристаллического массива.

На востоке гранитоидные породы архея слагают относительно небольшие и немногочисленные массивы среди гнейсового комплекса в пределах южного купола Татарского свода. Кроме того, плаггиограниты вскрываются скважинами на Токмовском своде, где они также слагают небольшие изолированные тела.

Ранний протерозой

Раннепротерозойские розовые и красные лейкократовые микроклиновые граниты, очень сходные с гранитами третьей группы Карелии и днепровско-токовского комплекса Украины, также широко распространены в фундаменте Русской платформы. Раннепротерозойский возраст для них принимается не только по указанному сходству, но и по отсутствию в них следов огнейсования и по связанному с ними интенсивному метасоматическому изменению вмещающих пород, в том числе и архейских плаггиогранитов и гранодиоритов.

Микроклиновые граниты в скважинах чаще всего представлены мало мощными (в долях метра) инъекциями в различных породах архея и раннего протерозоя независимо от минерального состава последних. В области КМА они как будто бы слагают небольшие интрузивные тела, вызывающие контактовый метаморфизм вмещающих толщ.

Микроклиновые граниты имеют средне-, крупнозернистое порфировидное сложение с крупными кристаллами микроклина (до 1 см и более); реже отмечаются мелкозернистые аплитовидные разновидности. Эти граниты состоят главным образом из микроклина и кварца и содержат небольшое количество плаггиоклаза и биотита. Часто в них в большом количестве отмечаются минералы вмещающих пород, что указывает на их метасоматическую природу. Довольно распространены, особенно в Ленинградской области и Эстонии, граниты, содержащие гранат, кордиерит, и нередко силлиманит и графит.

Большие площади занимают микроклиновые граниты в западных районах, где, по данным бурения и геофизики, намечается огромная область их развития между озерами Чудским и Ильмень. Ряд более мелких микроклиновых гранитов выделяется по южному побережью Финского залива.

Микроклиновые граниты известны также в Белоруссии (район Микашевичей) и в центральных районах (скважины Серпухов, Плавск, Новосиль, Новомосковск и др.), в пределах КМА, где они прорывают породы нижнего протерозоя. На востоке платформы выделяются лишь мелкие единичные тела этих гранитов, хотя явления микроклиннизации усугубляются во многих скважинах.

Средний протерозой

Рапакиви

К среднему протерозою относятся интрузии гранитов рапакиви, выявленные за последние годы во внутренних районах платформы.

Самый крупный плутон гранитов рапакиви (Рижский), околтуренный по отрицательному гравитационному полю, охватывает южную часть о. Саарема, Курземский полуостров, восточное побережье и всю акваторию Рижского залива. В пределах этого плутона несколькими скважинами вскрыты рапакиви и рапакивиподобные граниты. В скв. Кингисепи (о. Саарема) вскрыт гранит-порфир рапакиви, представляющий собой мелкозернистую темно-красную породу микропегматитовой структуры; структура рапакиви выявляется в нем только под микроскопом. Рапакивиподобные граниты, сходные в геохимическом отношении с рапакиви скв. Кингисепи, встречены скважинами Адзе и Пилтене на Курземском полуострове и скв. Ипчукали (2-р) около Риги.

Второй новый плутон рапакиви вскрыт в районе г. Луги среди крупного массива микроклиновых гранитов, где он по геофизическим данным был намечен еще в 1957—1958 гг.

Третий плутон занимает северо-восточную часть Польши и смежные участки Советского Союза. Здесь рапакиви и рапакивиподобные граниты встречены скважинами Голдап и Бартошце, а сопутствующие породы — в скважинах Элк (спениты), Сувалки (лабрадориты) и Пиж (габбро); в пределах СССР вскрыты спенитоподобные породы (Друскишкяй).

Таким образом, намечается расположение плутонов рапакиви в виде полукольца, охватывающего Русскую платформу с юга, запада и северо-запада от Приазовья до Питкяранты.

К числу магматических пород, родственных рапакиви, возможно, принадлежат розово-красные спениты, сходные с спенитами Польши и вскрытые близ Саратова несколькими Гусихинскими скважинами. Интрузивное происхождение этих спенитов доказывается их гипидиоморфнозернистой структурой и наличием в них триадачных двойников плагиоклаза.

Основные породы

Основные породы представлены главным образом габбро и габбро-воритами, иногда превращенными в ортоамфиболиты. В некоторых случаях они окварцованы и огнейсованы. Нередко наблюдается проявление в них натриевого, калиевого и кремниевого метасоматоза. Первый из них вместе с окварцеванием приводит к появлению более позднего плагиоклаза и замещению им цветных минералов, от которых остаются лишь отдельные реликты. В результате этого возникают породы, которые В. А. Варданияц называет метадiorитами. Примером таких изменений может быть разрез скв. Мариинский Посад, по которому на протяжении около 10 м (глубина 1805—1815 м) наблюдается переход норитоподобной породы, с одной стороны, в кварцевый метадiorит, а с другой — в металабрадорит. Плагиоклаз в обоих случаях явно более поздний, метасоматический, и в конечном итоге он «съедает» даже и такой устойчивый минерал, как биотит. Кали-кремниевый метасоматоз превращает гиперстеновые основные породы в чарнокиты.

Различать основные породы по возрасту весьма трудно, так как разновозрастные породы близки по составу, а наличие следов изменения этих

пород в виде катаклаза, огнейсования, превращения в ортоамфиболиты еще не дает основания относить их к более древним образованиям, так как подобные изменения могут происходить вдоль зон тектонических нарушений не только в архее, но и в более позднее время. Следовательно, об их возрасте можно говорить весьма приблизительно и то лишь на основании некоторых второстепенных признаков, например приуроченности основных пород к зонам разновозрастных структур, выявляемых по геофизическим данным. Скорее всего раннепротерозойский возраст имеют основные породы, вскрываемые в зоне полосовых положительных магнитных аномалий, протягивающейся от Бреста к Пскову и поворачивающейся далее на северо-запад в сторону Таллина. Эта зона соответствует раннепротерозойским складчатым структурам и характеризуется увеличением по сравнению с архейскими комплексами роли амфиболовых пород (амфиболовые сланцы, гнейсы, амфиболиты) возможно являющихся продуктами метаморфизма эффузивных пород. Очень часто повышенные значения магнитных аномалий соответствуют породам семейства габбро, вскрытым рядом скважин в Западной Белоруссии (Морино, Зубковичи и др.), где они сопровождаются гипербазитами (Красное, Сморгонь), и в Юго-Восточной Эстонии (Выру, Вямейла, Выхма, Краснодудово, Карула и др.); здесь же в скв. Отепя встречаются серпентиниты. В некоторых скважинах основные породы подвержены калиевому метасоматозу.

В большом количестве встречаются основные породы на Татарском и Жигулевском сводах. В пределах последнего габбро, габбро-нориты и нориты приурочены к зоне крупной Жигулевской дислокации, протягивающейся через Сызрань и Муханово, где они слагают, видимо, довольно крупные массивы. В некоторых скважинах отмечаются гипербазиты (Муханово, скв. 11; Байтуган, скв. 24; Чубовка). На Татарском своде тоже наблюдается приуроченность к разломам, и основные породы образуют более крупные тела около Нурлата, Черемшана и в других местах, где они залегают среди пород парагнейсового комплекса и ориентированы в целом согласно с простиранием гнейсовых толщ. О возрасте основных пород востока платформы судить трудно. Можно лишь отметить, что они не древнее парагнейсового комплекса, а во многих случаях моложе его, так как не несут следов огнейсования и, кроме того, не всегда простирание тел основных пород совпадает со структурным планом парагнейсов. Поэтому основные породы в подавляющем большинстве случаев следует относить скорее всего к протерозою и лишь меньшую часть к архею.

Достоверно среднепротерозойскими являются лабрадориты, вскрытые в Западной Латвии (Блидене, Стури и др.) в ассоциации с рапакиви Рижского массива, с которыми, по аналогии с Украиной, они, вероятно, генетически связаны. То же можно сказать и о лабрадоритах в скв. Сувалки, генетически связанных с гранитами рапакиви Северо-Восточной Польши.

Курская магнитная аномалия (КМА)

За последние 10—15 лет для района КМА накоплены значительные данные, характеризующие распространение, состав и возрастные соотношения магматических пород фундамента (Полещук, 1964; Голывкин, 1964).

В строении фундамента КМА также различают два структурных этапа и два тектоно-магматических цикла: архейский и раннепротерозойский. Первый завершился формированием складчатости и архейских

гранитоидов; второй, охватывающий заполнение раннепротерозойской геосинклинали, ее складчатость и магматизм, закончился после отложения верхней свиты курской серии.

Архей

В архейском тектоно-магматическом цикле выделяются доскладчатые, или раннескладчатые, и соскладчатые магматические породы.

Раннескладчатыми являются небольшие пластовые (?) тела сильно метаморфизованных основных и ультраосновных пород — амфиболитов, серпентинитов, серпентин-тремолитовых сланцев, залегающих среди архейских гнейсов обоянской серии и смятых вместе с ними в складки.

Соскладчатые породы представлены гранитоидами. Их формирование связано с процессами складчатости, апатексиса, гранитизации и мигматизации. Таковы неравномернозернистые плагиограниты преимущественно серого цвета и связанные с ними тела пегматоидов («салтыковские» и «михайловские» граниты). Гранитоиды, локализующиеся среди полей мигматитов и мигматизированных гнейсов в антиклинальных структурах, нередко микроклинизированы. Абсолютный возраст гранитоидов не менее 2265 млн. лет (Виноградов, Тугаринов и др., 1961) *.

В северо-западной части КМА, вблизи г. Железногорска, на гранитоидах установлена древняя кора выветривания, сложенная элювиально-делювиальными продуктами их разрушения, характеризующая перерыв между образованиями архея и раннего протерозоя.

В северной части КМА, вблизи г. Орла, распространены розовые граниты, существенно микроклиновые, неравномерно- и грубозернистые, также локализующиеся в зонах мигматизации среди архейских гнейсов.

Тела плагиогранитов и микроклиновых гранитов занимают площади в десятки квадратных километров. Форма их не установлена. В краевых частях массивов обычны переходы в мигматиты.

Ранний протерозой

В раннепротерозойском тектоно-магматическом цикле также выделяется ряд магматических формаций. Доскладчатая эффузивная апократофир-спилитовая формация представлена породами основного, кислого и среднего состава, преобразованными региональным метаморфизмом в амфиболиты, амфиболовые сланцы и кварцевые порфиroidы (кварцевые порфиры, кварцевые кератофиры). Эти породы залегают среди метаморфизованных осадочных пород в ядрах и крыльях синклиналиных структур. Раннескладчатая интрузивная габбро-перидотитовая формация основных и ультраосновных пород объединяет небольшие тела и дайки габбро-норитов, перидотитов и других пород, превращенных в друзиты, габбро-амфиболиты, амфиболовые, серпентин-амфиболовые, тальк-карбонатные сланцы, секущие образования архея и раннепротерозойские эффузивно-осадочные толщи. Породы этих офиолитовых формаций объединяются под названием михайловской серии metabазитов, залегающей стратиграфически ниже курской серии. Мощность михайловской серии (до 2—3 км) намечается лишь предположительно, границы ее распространения нуждаются в уточнении. В ряде районов КМА она выпадает из разреза.

* Т. е. они «омоложены» в раннепротерозойское время. — *Прим. ред.*

Соскладчатая формация гранитов (биотитовые плагнограниты «оскоleckие») проявилась локально. Граниты прорывают метабазиты михайловской серии и породы нижней свиты курской серии в одном из районов КМА. Надежных признаков их отличия от архейских не установлено, и вопрос о возрасте однозначно не решен.

В восточной части КМА, севернее г. Губкина, в верхней части курской серии выделяется еще эффузивно-осадочная тимская свита мощностью в несколько сот метров. Эффузивные породы ее представлены аподиабазовыми амфиболитами, диабазовыми порфиритами, микродиабазами, фельзитами и туфами, залегающими среди преобладающих углистых и шунгитовых сланцев и алевролитов.

В северо-западной части КМА аналогом тимской свиты является эффузивно-осадочная курбакинская свита, в составе которой имеются метаморфизованные кварцевые порфиры и их туфы с обломками железистых кварцитов, туфогенные песчаники и сланцы.

Накопление эффузивно-осадочных тимской и курбакинской свит происходило в послепериодное время и, вероятно, приурочено к наложению мульды. Позднее эти образования также претерпели фазу складчатости, сопровождавшуюся интрузивным магматизмом. К этому времени относится формирование двух комплексов.

В восточной части КМА, восточнее г. Губкина, под названием стойло-николаевского комплекса выделяется комплекс интрузивных и жильных пород, состав которых варьирует от габбро до дпорита и градиорита. Эти породы слагают массив и многочисленные дайковые и межпластовые тела, секущие породы курской серии. Массив габбро-дпоритов характеризуется эруптивным контактом с железистыми кварцитами курской серии. Контактное воздействие выразилось в превращении железистых кварцитов в кварц-магнетитовые породы с диопсидом, роговой обманкой, активолитом и ильменитом, в образовании роговообманково-флогопит-карбонатных пород с апатитом и ортитом, в преобразовании метаморфических сланцев в породы кварц-полевошпат-роговообманковые с гранатом, роговообманково-биотит-плагноклазовые и плагноклаз-кварц-биотитовые с гранатом, ставролитом и силлиманитом.

Постмагматические изменения пород массива выражены амфиблизацией, хлоритизацией цветных минералов и эпидотизацией плагноклаза.

Жильные породы стойло-николаевского комплекса представлены градиоритами, дпорит-порфиритами, порфиритами, в разной степени измененными. Свообразными среди них являются измененные до облика ортосланцев межпластовые и секущие образования, по-видимому, дпоритового состава, превращенные в карбонат-биотитовые породы, богатые рутилом.

Интрузивные и жильные породы стойло-николаевского комплекса подверглись воздействию повторно проявившегося в позднепротерозойское время кремне-кальцевого метасоматоза (микроклиннизации). Некоторые тела жильных пород превращены в метасоматические крупнозернистые розовые кварц-альбит-микроклиновые породы.

Более поздними являются породы тронянского интрузивного комплекса, локализующиеся в северо-западной части КМА, северо-восточнее г. Железногорска: габбро, габбро-пориты, габбро-диабазы, диабазовые порфириты, дпориты, градиориты, роговообманковые микроклиновые граниты, граносениты.

Габброиды, образующие тела неопределенной формы и залегания, прорывают железистые кварциты курской серии. Многочисленные

жильные и межпластовые тела измененных основных пород, превращенных частично или полностью в амфиболиты или серпентиниты, секут и метаморфизуют породы курской серии. Выделяются сравнительно мало измененные габбро-диабазы, диабазы и диабазовые порфириты, образующие массивы неясной формы и дайки, секущие и метаморфизующие породы курской серии. Петрографический состав, структуры и степень изменения этих пород сближают их с образованиями трапповой формации рифейского возраста, описанными в восточной части Русской платформы (Флоренский и др., 1952; Гаррис, 1955). Локализуемые в породах протерозоя габбро-диабазы КМА, по-видимому, представляют собой интрузивную фацию этих образований. По В. Д. Полищуку (1964), на КМА тела основных пород приурочены к разломам регионального значения, окаймляющим с востока юго-западную синклиналиную зону. Возможно, что распространение основных интрузий прослеживается и далее, до юга Воронежской области (Павловский район на Дону).

К наиболее молодым образованиям троянского комплекса относятся микроклиновые, микроклин-рогообманковые, частью порфиридные розовые граниты, сиениты, граносиениты, образующие массив с неясным залеганием. Он располагается на контакте с породами курской серии, которые показывают признаки контактового изменения (перекристаллизация и окварцевание в железистых кварцитах, развитие андалузита, хиастолита и ставролита в сланцах) и с габбро-диабазами. Габбро-диабазы на контакте изменены: цветные минералы замещены актинолитом и хлоритом, участками проявляются интенсивная эпидотизация, микроклинизация и окварцевание.

В краевой части массива гранитоидов и на контактах с габбро-диабазами развиваются породы диоритового ряда, неравномернозернистые, с переменными количествами цветных минералов, неясно сланцеватые, нередко микроклинизированные.

Хотя розовые гранитоиды и отнесены к наиболее молодым образованиям троянского комплекса, по составу и структурам они мало отличаются от розовых микроклиновых гранитов, локализуемых в нижнем структурном этаже КМА. Как и в последних, микроклин троянских гранитоидов нередко имеет метасоматический облик. Соотношения пород в троянском комплексе еще нуждаются в уточнении.

К поздним стадиям тектоно-магматического цикла Н. И. Голыгина относят в Павловской зоне гранитоиды Павловско-Воронежского массива, среди которых выделяются микроклиновые граниты (радикальнообразные, часто порфиридные), мигматиты, гранодиориты, диорит-сиениты и жильные сиениты, граносиениты, пегматиты. По времени формирования к ним отнесены также нормальные биотитовые и аплитовидные граниты, аплиты, кварцевые порфиры, а также малые интрузии Нижнемамопско-Петровского синклинория — габбро, габбро-вориты, диориты, серпентиниты, пироксениты.

К типичным платформенным образованиям, к трапповой формации относятся диабазы и базальты позднедевонского возраста, встречающиеся на юго-востоке Воронежской области среди осадочных пород палеозоя.

Металлогеническое значение магматических образований КМА изучено недостаточно. С архейскими и раннепротерозойскими основными и ультраосновными породами связаны рудопроявления никеля и кобальта, хрома и титана в Старооскольском районе и на юго-востоке Воронежской области. С протерозойскими гранитоидами связаны редкие единичные проявления галенита, сфалерита, а на Павловско-Воронежском массиве —

молибденита. Эти проявления указывают на необходимость более детального изучения металлогении магматических образований Курской магнитной аномалии.

Чехол Русской платформы

В последнее десятилетие на Русской платформе глубоким бурением среди верхнепротерозойских (рифейских), вендских, средне- и верхнедевонских отложений выявлено широкое распространение магматических образований, производных базальтовой магмы. Они приурочены к двум этапам формирования осадочного покрова платформы — к рифей-раннепалеозойскому и средне-позднепалеозойскому.

Рифей-раннепалеозойские магматические проявления имеют региональное распространение и представлены интрузивной, эффузивной и туфовыми фацциями слабо или недифференцированной базальтовой магмы. Встречаются они не всегда вместе, что, по-видимому, обусловлено особенностями геотектонического развития различных частей Русской платформы, а также недостатком наших знаний (вследствие неодинаковой степени разбуренности осадочного покрова и пр.). Эти магматические образования Э. Г. Ушакова объединяет в рифей-раннепалеозойскую трапповую формацию Русской платформы, по петрографическому составу и геологической позиции отвечающую трапповой формации Сибирской платформы, но отличающуюся от нее меньшим масштабом проявления.

На Балтийском щите и Украинском кристаллическом массиве, где рифей-нижнепалеозойские отложения практически отсутствуют, интрузивные траппы (диабазы, габбро-диабазы, долериты), залегающие среди архейских, ранне- и среднепротерозойских образований в виде даек и небольших интрузий, часто остаются невыделенными и рассматриваются как принадлежащие кристаллическому основанию.

Средне-позднедевонский вулканизм, представленный эффузивными, туфовыми, интрузивными фациями и дайковым комплексом уже дифференцированной базальтовой магмы, проявился локально и приурочен к наложенным структурам типа авлакогенов, развившимся на более ранних рифейских.

Наиболее молодыми и ограниченно развитыми следует считать батские туфогенные песчаники восточной части Днепровско-Донецкой впадины и северо-западной части Донбасса. Обломочный материал в них принадлежит андезитовым породам.

Кроме того, на Русской платформе, включая Балтийский щит и Украинский кристаллический массив, обнаружены изолированные тела брекчий типа трубок взрыва, возраст которых точно не установлен.

Рифей-раннепалеозойские траппы

Среди рифейских отложений — нотийская (?), нижнебавлинская, полеская серии — широко распространены гшабисальные траппы (диабазы, габбро-диабазы, долериты), которые, по-видимому, должны быть отнесены к наиболее ранним проявлениям траппового магматизма, так как эффузивные и туфовые фацции достоверно установлены в отложениях вышележащего вендского комплекса (волынская серия), а не в рифейских (Ушакова, 1962).

Интрузивные траппы вскрыты на северном и южном склонах восточной части Балтийского щита и в восточной части Русской платформы (Волго-

Уральская нефтеносная область), обращенной в сторону Урала; на западе Русской платформы гипабиссальные траппы распространены ограниченно.

Нижняя возрастная граница интрузивных траппов определяется тем, что они прорывают отложения рифея и потпия, а верхняя — отсутствием их в отложениях волюнской и валдайской серий вендского комплекса.

Траппы выявлены в восточной части Балтийского щита на его северном склоне, на побережье Баренцева моря и на южном склоне — в северной части Ладожского озера, на юго-западном и восточном побережьях Онежского озера и на островах Заонежского залива. Они образуют дайки и штоки долеритов, диабазов в породах фундамента, пластовые межформационные зональные тела, залегающие между кристаллическим фундаментом и потпийскими и рифейскими песчаниками, а также многоярусные слалы среди последних.

Наиболее крупной является Валаамская полого наклоненная интрузия габбро-диабазов (долеритов) северной части Ладожского озера (Кратц, 1963), представляющая собой зональное тело длиной не менее 70 км и шириной около 30 км. Нижние горизонты ее, сложенные более меланократовыми разновидностями, вверх по разрезу переходят в кварцсодержащие габбро-диабазы, и еще выше — в крупнозернистые кварцевые сиенит-диориты (валаамиты).

Интрузивные тела северного склона Балтийского щита (Синицын, 1965) имеют также зональное строение: краевые части их сложены гвалобазальтами, переходные зоны — мелкозернистыми, а внутренние части более крупнозернистыми долеритами. Иногда в переходных и внутренних зонах наблюдаются шлировые обособления и прослои меланократовых оливиновых долеритов или лейкократовых долерит-пегматитов.

Характерной особенностью трапповых тел является наличие в них большого количества гранофировых прожилков, которые рассматриваются как кислые дифференциаты базальтовой магмы или как реоморфические образования.

В минеральном составе траппов принимают участие в различных количественных соотношениях плагиоклаз (№ 42—86), моноклиновый (авгит, пикроит), меньше ромбический (гиперстен, бронзит) пироксены, оливин, роговая обманка, биотит, илдингсит, кальцевый полевой шпат, кварц, микропегматит, рудный минерал и апатит. Иногда в миндалекаменных разновидностях краевых частей интрузий наблюдаются цеолиты (томсонит и сколецит).

В районе Ветряного пояса выделение трапповых образований еще не проведено, и они рассматриваются в составе более древних образований.

В восточной части Русской платформы, в Волго-Уральской нефтеносной области (Тимергазин, 1959; Флоренский и др., 1955), которая характеризуется глубоким залеганием кристаллического фундамента и наличием в осадочном покрове многочисленных месторождений нефти и газа, траппы представлены палеотипными гипабиссальными, кварцсодержащими, реже оливиновыми диабазами или кайнотипными оливиновыми и безоливиновыми долеритами и долерит-базальтами. Они приурочены преимущественно к склонам сводов, сводовых поднятий, обращенные в сторону прилегающих к ним древних впадин, и к впадинам, претерпевшим блоковое расчленение.

О форме залегания траппов нет ясных представлений, так как не установлено сложное глыбовое строение осадочного покрова. Вскрыты

траппы лишь далеко отстоящими друг от друга скважинами, не всегда на полную мощность, охарактеризованы незначительным количеством керна и отнесение их к эффузивной или гипабиссальной фации не всегда является бесспорным. Однако, учитывая отсутствие туфовых образований среди отложений нижебавлинской серии, зональное строение магматических тел, многоярусное строение залежей (до трех), гипабиссальный облик пород (за исключением диабазовых порфиритов Варзи-Ятчи), можно предполагать не покровное, а пластовое залегание их (спллы) среди отложений нижебавлинской серии.

Мощность тел, вскрытых скважинами, колеблется от 4 до 165 м, глубина залегания — от 1652 до 3453 м. В экзоконтактах, охарактеризованных керном, наблюдается орогообразование аргиллитов с новообразованиями хнастолита, кордперита, а в некотором отдалении от контакта — брекчирование и милопитизация вмещающих пород кристаллического фундамента или нижебавлинской серии; в эндоконтактах обычно наблюдаются мелкозернистое строение, центрически-лучистые структуры и несколько большее развитие вторичных минералов — боулингита, пиддингсит-боулингита, карбоната, соссорита и др.

Гипабиссальные траппы на востоке Русской платформы выявлены глубоким бурением: 1) на вершинах сводов (Татарский, Жигулевско-Пугачевский) на кристаллическом фундаменте, где они, обнаруживая кору выветривания, перекрываются непосредственно толщей среднего девона; 2) в горстообразных поднятиях во впадинах на породах нижебавлинской серии под отложениями верхнебавлинской, причем в верхней части интрузий траппы также изменены вторичными процессами; 3) на Пермско-Башкирском поднятии, а также в зонах глубокого погружения кристаллического фундамента среди отложений калтасинской и серафимовской свит нижебавлинской серии.

К вершинам сводов приурочены исключительно палеотипные безоливиновые кварцсодержащие диабазы и габбро-диабазы; к сводовым поднятиям — кварцевые и оливиновые диабазы и габбро-диабазы; в зонах глубокого погружения кристаллического фундамента вскрыты как палеотипные породы диабазового ряда, так и кайнотипные долериты и долерит-базальты, причем первые не поднимаются выше песчаниковой толщи нижнесерафимовской подсвиты, а кайнотипные наблюдаются и среди карбонатно-терригенной толщи верхнесерафимовской подсвиты. Среди верхнебавлинских отложений, как уже указывалось, гипабиссальные траппы не обнаружены.

Наличие интрузивных тел долеритов и палеодолеритов в верхней подсвите серафимовской свиты нижебавлинской серии рифея и отсутствие их в отложениях верхнебавлинской серии вендского комплекса свидетельствуют о том, что их внедрение приурочено к тектонической перестройке фундамента между рифейским и вендским временем.

Сравнение количественно-минералогического и химического составов гипабиссальных траппов различных структурных зон показывает, что они обладают рядом отличительных черт.

Диабазы и габбро-диабазы на вершинах сводов хорошо раскристаллизованы, содержат большое количество кварца и микропегматита; плагиоклаз (№ 40—60) и цветной минерал присутствуют в равных количествах; содержание рудного минерала достигает 8%; апатит приурочен к участкам развития микропегматита. Пироксен почти нацело замещен роговой обманкой, иногда биотитом, а в коре выветривания хлоритизирован и карбонатизирован.

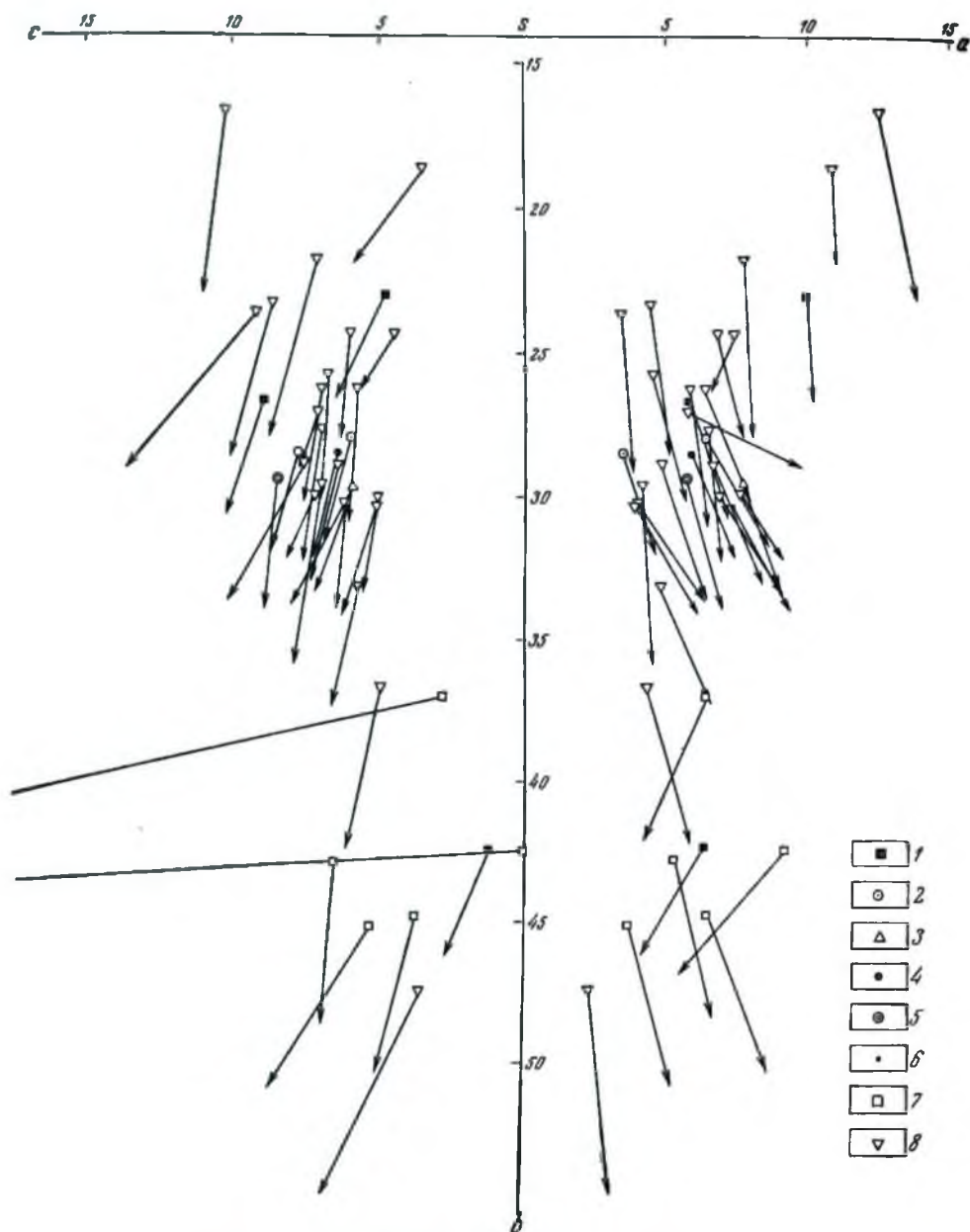


Рис. 22. Трапты Русской платформы.

Трапты западной части: 1 — измененные эффузивные, 2 — неизмененные эффузивные, 3 — интрузивные, 4 — среднее для эффузивных и интрузивных, 5 — габбро-диабазы, секущие осницкий комплекс, 6 — габбро-диабазы солонкупольных структур; трапты восточной части: 7 — измененные эффузивные, 8 — интрузивные

Кварцсодержащие габбро-диабазы и диабазы Бирской впадины характеризуются непостоянством минерального состава. Содержание плагиоклаза (№ 43—80) колеблется в них от 33 до 63%; наименьшее количество его наблюдается в разновидностях, содержащих микропегматит (до 30%) и кварц (до 8%). Для таких пород характерно полное замещение пироксена амфиболом.

Траппы кайнотипного облика, в том числе и оливниновые, также непостоянного количественно-минералогического состава: более раскристаллизованные показывают колебания содержания плагиоклаза от 25 до 56%. Плагиоклаз первой генерации — лабрадор-битовнит; в более поздних генерациях — от андезина до лабрадора; пироксены — ромбический (гиперстен) и моноклинный (ряда клиноэнстатит — пикрозит и пикрозит — авгит) оливин бесцветный, магнезиальный, часто замещен боулингитом или талькоподобным минералом; рудный минерал (обычно титаномагнетит) образует включения в феррических минералах; встречаются единичные зерна апатита. По текстурным и структурным признакам среди кайнотипных траппов выделяются долериты, долерит-базальты и базальтовые порфириты, которые соответственно обнаруживают долеритовые и интерсертальные структуры.

Петрохимически палеотипные кварцсодержащие траппы вершины Татарского свода обнаруживают более низкое положительное значение Q , равное +0,6, тогда как в траппах Бирской впадины оно равно +6,2, а в траппах Пермско-Башкирского поднятия +5,9 (рис. 22).

Кайнотипные долериты и долерит-базальты относятся к недосыщенным кремнекислотой породам с Q , колеблющимся от -3,0 до -5,6. Отношение $a : c$ в них, как и в палеотипных траппах, меньше единицы, а соотношение молекулярных количеств $FeO : MgO : CaO$ показывает повышенную магнезиальность. К более недосыщенным кремнекислотой породам с $Q = -15,5$ относятся палеотипные оливниновые диабазы.

В западной части Русской платформы интрузивные траппы наблюдаются среди отложений полесской серии рифея, где они образуют зональные пластовые интрузии мощностью до 46 м. Периферические зоны интрузий мощностью 2—3 м в кровле и подошве сложены измененными мидалекаменными, хорошо раскристаллизованными долеритами с размером зерна от 0,4 до 1,5 мм; переходные зоны мощностью 3 м в лежачем и до 6 м в всячем боку образованы более крупнозернистыми долеритами, в которых плагиоклаз (лабрадор-битовнит) сравнительно свеж, цветные минералы полностью замещены хлоритом, серпентинитом, боулингитом и окислами железа. Средняя часть интрузий сложена порфировидными оливниновыми долеритами с офитовой и пойкилоофитовой структурой, состоящими из порфировидных выделений битовнита размером до нескольких миллиметров и удлиненно-призматических зерен лабрадора размером $1,2 \times 0,5$ мм, титан-авгита и оливина в реликтовых зернах среди боулингита и идиноксита; акцессорные — апатит, магнетит и др. Ближе к подошве интрузии количество оливина увеличивается.

Характерно, что интрузивные траппы запада Русской платформы в противоположность интрузивным траппам ее восточной части не содержат кварца и микропегматита.

Сходные диабазовые породы вскрыты карьерами и многочисленными скважинами в Днепровско-Донецкой впадине в солянокупольных структурах (Исачковская, Логовиковская, Роменская, Ромодановская и др.). Они залегают в виде отдельных сильноотрищиватых глыб, сцементированных карбонатом, в тектонических брекчиях, окаймляющих

солянокупольные структуры. Стратиграфическое положение их не установлено, так как они не вскрыты в первичном залегании, глыбы их встречаются в девонских соляных пластах, а также в юрских, меловых и третичных отложениях.

По определениям аргоновым методом они имеют абсолютный возраст 540—610 млн. лет (Бернадская, 1961), т. е. синхронны с трапповыми образованиями волинской серии.

Эффузивные траппы и их туфы, имеющие широкое распространение на западе Русской платформы, образуют стратиграфически выдержанную вулканогенную толщу (волинская серия вендского комплекса) мощностью до 477 м, залегающую на размытой поверхности полесской серии рифея. Она перекрыта согласно или с размывом отложениями валдайской серии вендского комплекса или меловыми отложениями и обнаруживает под последними кору выветривания (Брунс, 1957).

Вулканогенные образования, вскрытые одиночными скважинами на других участках платформы, не всегда точно датированы. В Пачолмском прогибе — это маломощные прослои базальтовых туффигов (скважины Морсово, Рязск и др.) в составе волинской серии, в Крестецком прогибе — туфы, базальты, долериты в составе крестецкого комплекса (скважины Крестцы 1-Р и 2-Р; Гейслер, 1956), положение которого в волинской серии вендского комплекса или в рифее остается дискуссионным; на востоке Русской платформы установлены прослои базальтовых витрокластических туфов среди каировской свиты верхнебавлинской серии вендского комплекса (скважины Кирс, Сектыр-4 и т. д.) и известна эффузивная толща Варзи-Ятчи неопределенного стратиграфического положения, вскрытая не до подошвы и перекрытая, по представлениям некоторых исследователей, калтасинской свитой нижнебавлинской серии. Остается неясным стратиграфическое положение базальтовых покровов (?), выявленных Ф. А. Головачевым (1948) на восточном склоне Ладожской синеклизы в районе горы Сальми, залегающих на глинистых сланцах и конгломератах, и несогласно перекрывающих крутопадающие ладожские образования раннего и среднего протерозоя.

В западной части Русской платформы эффузивные (базальты, базальтовые порфиристы) и туфовые фашии траппов прослежены на большой площади от Полесской седловины и юго-западного крыла Брестской впадины на юг по западному склону Украинского кристаллического массива до широты г. Хмельницкого. Единичными глубокими скважинами на погружении Львовской впадины вулканогенная толща вскрыта под валдайскими отложениями на глубине 1000 м (скв. Бережцы 2944, Волинская область), 1982 м (скв. Бучач-1, Тернопольская область) и 2299 м (скв. Горохов, Луцкая область). По направлению к Украинскому кристаллическому массиву кровля вулканогенной толщи поднимается, и в карьерах Берестовца, Яновой Долины, Долгого Поля базальты с корой выветривания перекрыты уже меловыми отложениями и выступают в обнажениях по р. Горыши у деревень Злазны, Берестовца и др. Наибольшая ширина этой полосы 150 км. Эффузивные и туфовые траппы одиночными скважинами вскрыты также в Приднестровье в районе сел Каменки и Хрустова, где они, видимо, сохранились в опущенных блоках.

В разрезе вулканогенной толщи волинской серии, в полосе, примыкающей к Украинскому кристаллическому массиву, различаются нижняя туфовая часть мощностью до 175 м и верхняя преимущественно эффузивная мощностью до 150 м. Нижняя часть характеризуется однообразием

петрографического состава, ритмической сменой более крупнозернистых туфов более мелкозернистыми, сменой красноцветных пелловых туфов, сильно измененных анальцимизацией, пестрыми серо-зелеными с сиреневым оттенком, в которых широко проявлены новообразования сапонита.

Туфы представлены преимущественно витро- и витролитокластическими псаммитовыми и алевролитовыми разновидностями с преобладанием обломков измененного стекла и пузыристых стекловатых лав.

Разрез туфовой толщи показывает различные условия ее накопления континентальные на западе (Ковельская впадина) с образованием туфов с большим количеством лапилли, мелких бомбочек; в полосе, примыкающей к Украинскому кристаллическому массиву, — в мелких водных бассейнах с накоплением туфов с хорошей сортировкой и окатанностью пирокластического материала и, наконец, в северо-западной части Припятского прогиба, в водном бассейне, где происходило отложение и перетложение пирокластического и накопление терригенного материала. Обращает на себя внимание однообразие цемента и вторичных изменений — широкое развитие анальцима и сапонита, содержащего окись никеля, что свидетельствует о некоторых общих условиях накопления туфовой толщи.

Частая смена более крупнозернистых туфов более мелкозернистыми свидетельствует о пульсационной деятельности вулканов. Состав обломков показывает, что на большей части территории запада Русской платформы магма поднималась без интрателлурической твердой фазы.

Верхняя часть вулканогенной толщи сложена преимущественно эффузивными траппами. Она характеризуется сложным строением и состоит из многочисленных лавовых покровов, верхняя и нижняя поверхности которых распознаются по наличию лавобрекчий и по последовательной смене пород от мпдалекаменных базальтовых порфиритов приповерхностных частей до хорошо раскристаллизованных базальтов и долеритов кайнотипного облика в средних частях покровов. Мощность покровов по разрезу различна — от 2 до 54 м; более мощные обнаруживают зональное строение. Особенностью маломощных покровов и краевых частей мощных покровов являются пузыристые, тонкозернистые или стекловатое сложение, атакситовые текстуры, альбитизация и тесно связанная с ней хлоритизация, окисление стекла и фемических минералов. Породы средних частей покровов представлены неизменными, хорошо раскристаллизованными базальтами, долеритами интерсертальной, долеритовой и толеитовой структур. В карьерах Берестовца и Яновой Долины траппы обнаруживают прекрасно выраженную столбчатую отдельность.

Эффузивные траппы, являясь производными слабо дифференцированной базальтовой магмой, характеризуются однообразием минерального состава и большим разнообразием структур, что обусловлено различием в условиях их кристаллизации.

Петрохимически неизменные эффузивные траппы различных участков запада Русской платформы несколько различны: эффузивные траппы Юго-Западной Белоруссии характеризуются повышенным положительным параметром Q , равным +5,7 против +0,2 для траппов Ровенской полосы, и отрицательным Q для траппов Ковельской впадины и Приднестровья. Соотношение $FeO : MgO : CaO$ в них, как правило, приближается к 1 : 1 : 1 или изменяется в сторону повышения MgO (см. рис. 22).

Все измененные эффузивные траппы из маломощных и краевых частей мощных покровов характеризуются повышенной величиной

отрицательного параметра Q (до -15), повышенным значением характеристики a и отношения $a : c$.

Учитывая отсутствие в разрезе вулканогенной толщи западной части Русской платформы кислых дифференциатов, можно принять средний химический состав неизмененных траппов за средний химический состав базальтовой магмы.

Средний химический состав и числовые характеристики интрузивных траппов, имеющих наибольшее распространение в Волго-Уральской области, очень близки к среднему составу эффузивных траппов западной части Русской платформы, тогда как и интрузивные и эффузивные траппы различных структурных зон Русской платформы имеют ряд петрохимических отличий. Главной минералогической особенностью интрузивных траппов (Волго-Уральская область, южный и северный склоны Балтийского щита) является наличие в них кварца и микропегматита, а в эффузивных траппах (западная часть Русской платформы) — анальцима и палагонита.

Для химизма траппов Русской платформы (судя по среднему химическому составу) характерны насыщенность кремнекислотой, что выражается положительным параметром Q ($+1,7$ для траппов восточной части и $+0,2$ для западной), пониженная щелочность (отношение $a : c$ меньше единицы) и для траппов восточной части повышенная магnezальность.

По определениям абсолютного возраста (ВСЕГЕИ, аргонный метод) рифей-раннепалеозойская трапповая формация объединяет пять возрастных групп, из которых четыре проявлены в восточной части Русской платформы (1669, 1420 — 1445, 1240—1290 и 1010—1040 млн. лет) и одна наиболее молодая — в западной (базальты Кобрин и Чарторыйска; 523—605 млн. лет). Часто наблюдающееся несоответствие значений абсолютного возраста траппов и вмещающих пород требует дальнейшего изучения.

Девонский вулканизм

В среднем и позднем девоне возобновляются проявления вулканизма. Они представлены либо маломощными лавовыми покровами и туфами слабо дифференцированной базальтовой, андезит-базальтовой магмы (восточная часть Русской платформы, Воронежская антеклиза), либо туфами, лавами и интрузивными образованиями дифференцированной базальтовой магмы, образующими вместе с терригенными отложениями мощные осадочно-вулканогенные толщи (Припятский прогиб, северо-западная часть Днепровско-Донецкой впадины).

В восточной части Русской платформы вулканогенные образования установлены: 1) на Кировском прогибе среди пашийских отложений, 2) на склонах Радаевской впадины в районе Надеждинского выступа, также среди пашийских отложений франского яруса, а в районе Нурлат и Ново-Елхово — среди верхнеживетских отложений, 3) в тектонической зоне, разделяющей северную (Камскую) и южную (Закамскую) вершины Татарского свода среди саргаевских известняков франского яруса, 4) в Бирской впадине на Арланской площади среди кыновских аргиллитов того же яруса. Все вулканогенные образования, стратиграфическое положение которых строго датировано, представлены эксплозивными и меньше эффузивными фациями; гипабиссальные тела до сих пор достоверно не установлены. Максимальная мощность (45 м) вулканогенных образований наблюдается в Кировском прогибе.

В северной части Кировского прогиба (Сырская площадь Кировской области) они представлены толщей взслозионных продуктов мощностью 20—29 м, сложенной базальтовыми туфами, шальштейнами, туффитами и вулканическими песчаниками; в южной части Кировского прогиба (Казакларский район Казанской области) — взслозионно-эффузивными с образованием лавово-туфовой толщи мощностью около 45 м. Андезитово-базальтовые стекловатые лавы наблюдаются и на Воротиловском выступе в зоне Пучеж-Катунских дислокаций (Горьковская область). Вулканические образования в других тектонических зонах маломощны.

На южном склоне Воронежской антеклизы в районе Павловского выступа, по данным Б. Н. Одокия, три пачки туфогенных образований мощностью 3; 5 и 10 м залегают в ястребовском горизонте франского яруса, а покровы метабазальтов и диабазов мощностью от 2 до 34 м — в щигровском горизонте фаменского яруса.

Б. Н. Одокий указывает, что эти пачки туфогенных образований различаются по составу обломков: пирокласты нижней пачки представлены преимущественно основными эффузивами и стеклом, в средней пачке наряду с основными многоплатокластов среднего состава и, наконец, в верхней пачке преобладают обломки субщелочных эффузивов. Количество обломков эффузивных пород достигает 80—85%. Это указывает на изменение состава магмы от основной и средней в начале извержений до кислой и щелочной в завершающую стадию.

Погребенные покровы метабазальтов и диабазов, названные Б. Н. Одокием нижнемамоновскими, вытянуты в меридиональном направлении на 31 км при ширине от 10 до 20 км и занимают площадь около 450 км² (район сел Верхнего и Нижнего Мамонов, Шпряева, Красноселовки, Петропавловки и т. д.).

Б. Н. Одокий породы, содержащие вулканическое стекло, называет метабазальтами, а более раскристаллизованные, без стекла, слагающие центральные части покровов — диабазами. В минеральном составе их принимают участие плагноклаз № 50—55 в виде лейст (30—70%), изометричные зерна моноклинического пироксена (30—60%) и рудные минералы (3—8%).

Латеритизированные метабазальты превращены в агрегат вторичных минералов — каолинита, галлуазита, аллофана, хлорита, гидрослюда и лейкоксена, окрашенных окислами железа в красновато-бурый цвет.

Пространственное совпадение девонских метабазальтов и диабазов с телами основных и ультраосновных пород мамоновского пнтрузивного комплекса (средний протерозой?), приуроченных к Лосевско-Мамоновской зоне разломов, по Б. Н. Одокию, может свидетельствовать о том, что излияния базальтовой лавы являются завершающим этапом магматической деятельности на данной территории, а по нашему мнению, указывать и на принадлежность мамоновского пнтрузивного комплекса к более молодым образованиям, а не к породам кристаллического фундамента.

Проявления девонского вулканизма в Припятском прогибе (скважины Борцовка, Речицкая, Буйновичи, Шестовичи, Петраковская и др.), в Днепровско-Донецкой впадине (скв. Черниговская 1-Р) и в прилегающей к ней юго-западной окраине Донбасса приурочены к отложениям верхнего девона и связаны с активизацией тектонических движений и с образованием крупных разломов северо-западного простирания.

В Припятском прогибе вулканические образования, по данным А. С. Махнача и В. П. Корзун (1964, 1965а, 1965б), приурочены к отложениям верхней части франского яруса и нижней части фаменского.

Представлены они преимущественно витрокластическими, литокластическими туфами, туфобрекчиями и туффитами, образующими прослои среди осадочных отложений. В северо-восточной части Припятского прогиба мощность вулканогенно-осадочных толщ достигает 1000—1500 м. Большой интерес представляют вскрытые в районе Борщовки, Вышемира и Шарпилловки нефелиновые фонолиты, трахибазальты и щелочные альбитизированные порфириты.

Глубина залегания вулканогенных образований в различных частях Припятского прогиба различна (1623—3483 м), что связано, по-видимому, с блоковым его строением.

На Черниговском поднятии (скв. Черниговская 1-Р) вулканогенные образования на интервале глубин 1587—2751 м входят в толщу общей мощностью 1160 м, залегающую на кристаллическом фундаменте и перекрытую отложениями верхнего визе. Эффузивная фация представлена крупнопорфировыми биотит-роговообманковыми андезитами, андезитовыми порфиритами, базальтами, трахидолеритами, ортофирами и другими породами, в том числе щелочными базальтоидами, различающимися структурами и степенью вторичных изменений. Туфовая фация представлена пелловыми, псаммитовыми, агломератовыми туфами, а также шальштейнами. Среди гипабиссальных образований Л. Г. Бернадская (1961) выделяет диабазы, диабазовые порфириты, кварцевые микросиевиты, кератофиры.

Абсолютный возраст пород Черниговской скважины, по определениям Ф. И. Котловской (Усенко, Бернадская, Котловская, 1958) аргонным методом, равен 360—390 млн. лет, что соответствует девону.

Л. Г. Бернадская рассматривает эффузивные породы Днепровско-Донецкой впадины как проявления спилит-кератофировой формации, однако их геологическая позиция этому полностью противоречит, так же как и отмеченная Г. Д. Афанасьевым, В. И. Гоньшаковой и В. П. Корзун (1965) высокая щелочность некоторых проб. Фонолиты Борщовки содержат до 13% щелочей, общая сумма щелочей нефелиновых базальтов Шарпилловки свыше 9%, в лейцитовом базальте Вышемира — более 8%, в лимбургите Черниговской опорной скважины содержание щелочей превышает 6%, из которых почти 5% приходится на долю окиси калия.

Основные и щелочно-основные эффузивы Припятского прогиба и Днепровско-Донецкой впадины надо относить к платформенным базальтовой и щелочно-базальтовой формациям.

Трубки взрыва

Как уже указывалось, на Русской платформе, включая Балтийский щит и Украинский кристаллический массив, выявлены изолированные тела брекчий типа трубок взрыва: 1) кимберлитоподобные брекчии вулканической трубки взрыва на о. Еловом в Кандалакшской губе (Курылева, Носиков, 1959); 2) брекчии нефелиновых базальтоидов скв. Неноксы в восточной части Онежского полуострова в 65 км к западу от Архангельска, первоначально определенная как граувакка (Альбов и Розанова, 1940) и позднее описанная Л. А. Варданянцем (1961) как трубка взрыва; 3) трубка взрыва на Ворошиловском выступе в центральной части Русской платформы (Варданянец, Ильина, 1962); 4) зона эруптивной (?) брекчии у д. Мстихино, вблизи Калуги; 5) зона эруптивной (?) брекчии в Ильинцевском районе Винницкой области.

По вещественному составу эти изолированные тела брекчий резко отличаются друг от друга и содержат в виде обломков либо ультраоснов-

ные и щелочные породы (эклогиты, пикритовые порфириты, нефелиновые базальты), либо андезито-базальты. Общим для них является наличие обломков как пород кристаллического фундамента, так и вмещающих трубки отложений.

Возраст трубок взрыва не установлен; возможно, он различен. Наличие в брекчии Неноксы обломков девонских осадочных пород указывает, что возраст этой трубки не древнее позднего девона, а наличие обломков пород девонского и более молодого возраста в брекчии Ворошиловского выступа свидетельствует об ее последевонском возрасте. Надо полагать, что проявления взрывного вулканизма приурочены к эпохам тектонической перестройки фундамента, т. е. к смене различных этапов формирования осадочного покрова.

УКРАИНСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ МАССИВ

В Украинском кристаллическом массиве установлены магматические образования двух тектоно-магматических циклов — архейского и раннепротерозойского; по завершении второго из них в среднем протерозое происходит переход региона в платформенную стадию развития, а в позднем протерозое (рифее) на нем, как на всей Русской платформе, начинается накопление трапповой формации.

Более поздние магматические проявления относятся к среднему и позднему палеозою и к мезозою; они тесно связаны с тектоническим развитием Донецкого бассейна и приурочены к восточной приазовской части Украинского кристаллического массива.

Архей

Наиболее ранними проявлениями магматизма на Украине являются те породы, которые в настоящее время представлены глубокометаморфизованными (в гранулитовой фации) пироксен (преимущественно гиперстен)-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, входящими в состав побужской и днестровско-бугской свит на юго-западном участке развития древней гнейсовой серии Украины. Геологическое и петрологическое изучение приводит к выводу, что эти свиты принадлежатначальному магматизму времени прогибания архейской геосинклинали и соответствуют спилитовым или офполитовым формациям палеозоя. Залегающие хорошо выраженными слоями, сложенными в крутые линейные складки пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы представляют собой древние основные лавы. Им подчинены небольшие согласные интрузии (типа автонтрузий) ультраосновных пород, а также норитов и габбро-норитов; эти породы претерпели одновременный и одинаковый с эффузивными членами формации метаморфизм и представлены теми же минеральными фациями. В составе побужской свиты, кроме гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев (аподибазовых и апоспилитовых пород), присутствуют биотит-плагиоклазовые гнейсы; возможно, они, или по крайней мере часть их, представляют собой прослойки кислых эффузивов (кератофириров и кварцевых кератофириров) в психодной толще, которая теперь рассматривается как апокератофир-спилитовая формация. Днестровско-бугская свита таких прослоев лишена и соответствует собственно спилитовой (апоспилитовой) формации, состоящей из одних основных эффузивов.

С интрузиями основных пород Побужья связаны небольшие месторождения хромита, а с корой выветривания ультраосновных пород —

месторождения силикатно-никелевых руд и природнолегированных бурых железняков, имеющие промышленное значение.

Стратиграфически выше в разрезе гнейсовой серии Украины, в свите, названной тикичской (Половинкина, 1960₂), наблюдаются небольшие согласные интрузии крупнозернистых (1—2 мм) габбро-амфиболитов с реликтовой габбровой структурой.

Возможно, что некоторые пластовые тела амфиболитов в этой свите переслаивания биотит-плагноклазовых и амфибол-плагноклазовых гнейсов представляют собой метаморфизованные основные эффузивы состава диабазов. Реликтовых структур в них не сохранилось.

Основные породы, связанные с тикичской свитой, заканчивают начальный магматизм архейского тектоно-магматического цикла. Складчатость тикичской свиты замыкает крупные геосинклинальные прогибы и имеет характер главной складчатости. Одновременно происходят интрузии гранитоидов — гранодиориты, плагнограниты и плагноклаз-микроклиновые граниты кировоградского комплекса.

Несмотря на длительное, начавшееся еще в прошлом веке, изучение этих гранитоидов (как и вообще всех гранитоидов Украинского кристаллического массива), для них до сих пор нет достаточно полной и четкой характеристики; приводимые в литературе расчленения гранитоидов на комплексы и даже на тектоно-магматические циклы (архей или ранний протерозой?) отражают лишь субъективную точку зрения авторов такого расчленения и сильно отличаются друг от друга.

Для всех архейских гранитоидов Украины характерен серый цвет; однако не все серые гранитоиды принадлежат архею.

Наименее распространенными среди них являются гранодиориты, которые известны в Шепетовке, в Тригурье на р. Тетерева, в бассейне Горного Тикича, в районе железнодорожной станции Знаменка (балка Скалева, с. Троянка), в Кременчугском районе, в Приазовье и в других местах. Форма залегания их и взаимоотношения с гранитами не установлены вследствие недостаточной обнаженности. Очень часто они наблюдаются вблизи массивов кировоградского порфировидного гранита; возможно, они являются первой фазой интрузии последнего или его краевой фацией. Для бассейна Горного Тикича Ю. Ю. Юрк указывает небольшие самостоятельные массивы гранодиорита. Взаимоотношения гранодиоритов с плагногранитами не установлены, хотя многие авторы упоминают их совместно, как бы допуская взаимопереходы. Для минерального состава гранодиоритов характерно наличие роговой обманки и несколько повышенные количества биотита, а для химизма — пониженное содержание кремнекислоты. Принадлежность всех гранодиоритов к одному комплексу и даже к одному тектоно-магматическому циклу еще не установлена.

Большинство исследователей * признают в настоящее время наличие в Украинском кристаллическом массиве двух разновозрастных плагногранитов, соответствующих двум тектоно-магматическим циклам — архейскому и раннепротерозойскому. Архейским, согласно общему мнению, считается саксаганский плагногранит, интрузия которого окаймляет с востока полосу кировоградских пород и подстилающих их метабазитов, не вызывая ни в тех, ни в других контактовых изменений. Этот древний плагногранит содержит ксенолиты архейских амфиболитов (тикичской свиты?) и сечется дайками раннепротерозойских метабазитов. Более моло-

* М. Н. Доброхотов (1957), В. Н. Гладкий, Ю. Ир. Половинкина и др.

дой плагногранит прорывает раннепротерозойские метабаазиты в районах Копкской и Верховцевской магнитных аномалий, а также на реках Мокрой Суре, Каменке и в других местах. В Кременчугском районе М. И. Доброхотов установил два разновозрастных плагногранита: а) более древний, связанный с гранодиоритом и развитый к востоку от полосы нижнепротерозойских отложений и к западу от этой полосы в районе Кременчуга и южнее; б) более молодой, прорывающий метабаазиты и породы самой полосы нижнепротерозойских рудоносных отложений в центральной части Южно-Галещинского антиклиналя и в других местах. Для первого из них автор сохраняет название кременчугского плагногранита (и гранодиорита), а второй называет галещинским плагногранитом.

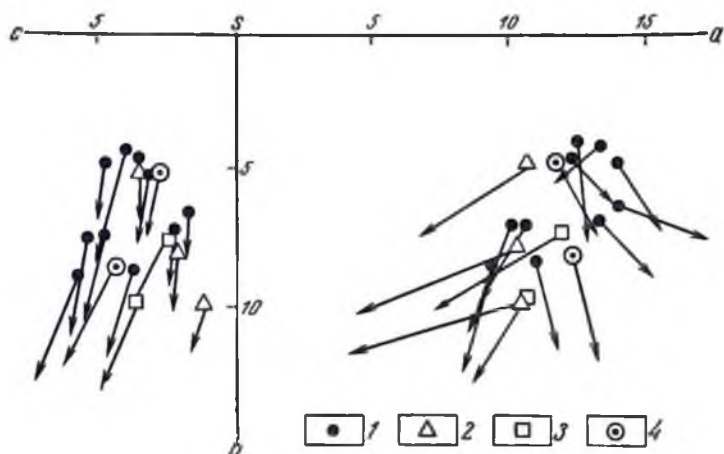


Рис. 23. Гранитоиды Кременчугского района:
 1 — кременчугский плагногранит, 2 — галещинский плагногранит, 3 — галещинские плагноклазовые магматиты, 4 — средний состав плагноклазовых гранитов и гранодиоритов

Судя по описаниям и анализам, имеющимся в литературе, архейские плагнограниты несколько более основны — они богаче цветными минералами, плагноклаз № 22—28; в галещинском плагнограните плагноклаз представлен альбит-олигоклавом и цветных мало. Для химического состава обоих плагногранитов характерно значительное превышение натрия над калием; галещинский гранит богаче кремнекислотой и беднее известью. В числовых характеристиках по А. Н. Заварицкому для кременчугского плагногранита $Q = (+)26-29$, $c = 3,8-4,8$; для галещинского $Q = (+)34-35$, $c = 1-3$ (рис. 23). Различия эти не резкие и не всегда уловимые; более четкие и объективные критерии не разработаны и поэтому во всех случаях, когда взаимоотношения плагногранита с криворожской серией или метабаазитами приднепровской серпы не видны, вопрос о его возрасте не решается.

Плагноклаз-микроклиновые граниты кировоградского комплекса относятся ко времени главной складчатости гнейсовой толщи, т. е. к средней стадии развития архейского подвижного пояса. Они представлены двумя разновидностями: серым равномернoзернистым биотитовым гранитом, получившим название житомирского, и серым порфировидным кировоградским гранитом, биотитовым или роговообманково-биотитовым, изредка содержащим немного диопсида. Вкрапленники в нем образованы

белым (район Кировограда, Кукуловки и др.), розовым или даже красным (Долинский массив) микроклином, обычно в идиоморфных таблитчатых двойниках по карлсбадскому закону.

Главнейшие массивы кировоградского гранита, начиная с северо-запада, следующие: 1) Новоград-Волынский, к востоку от Новограда-Волынского; 2) Коростышевский, по р. Тетереву у г. Коростышева; 3) большой вытянутый в меридиональном направлении Кировоград-Бобринецкий массив; 4) отделенный от последнего Прингульской гнейсовой полосой Долинский массив, также вытянутый в меридиональном

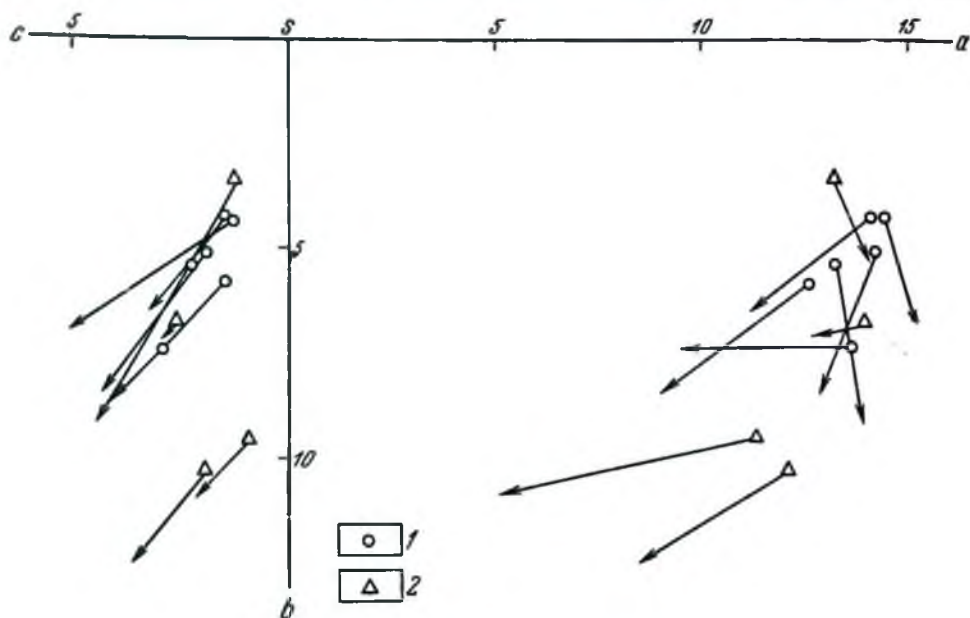


Рис. 24. Граниты кировоградского комплекса:
1 — порфировидные (кировоградские), 2 — равномернозернистые (житомирские)

направлении; 5) небольшой Кукуловский массив, находящийся к северо-востоку от Долинского, и др. Кировоградские граниты в последние десятилетия не подвергались повторному исследованию и изучению на современном уровне петрологических знаний. В настоящее время наиболее правильным следует считать эту группу сборной, включающей как собственно порфировидные кировоградские граниты, так и обогащенные фенобластами микроклина (розового и красного) равномернозернистые житомирские, а может быть, также и плагиоклазовые граниты. Образование фенобластов микроклина происходило, вероятно, при образовании более поздних, существенно калиевых гранитов, в том числе и рапакви (коростеньский комплекс).

Житомирский гранит слагает большие площади на Волыни (откуда и пошло его название), в верховьях р. Ингульца, многочисленнее удлиненные небольшие тела в районе рек Горного и Гнилого Тикичей, антиклинал-батолиты в гнейсовой толще, особенно типично проявленные в Прингульской полосе гнейсов.

Граниты кировоградского комплекса характеризуются приблизительно равными количествами микроклина и кислого плагиоклаза — олигоклаза или альбит-олигоклаза (или плагиоклаз несколько преобладает)

и высоким содержанием кварца. Количество цветных минералов невелико; биотит умеренно железист. Иногда присутствует розовый гранат. Акцессорные — апатит, рудный минерал, циркон, сфен (преимущественно в породах, содержащих роговую обманку), в подчиненном количестве монацит (преимущественно в порфиридовом граните), ортит в житомирском и богуславском граните. Ортитом особенно богат серый гранит Могилы Салтычьей на Приазовье, но принадлежность его кировоградскому комплексу недостаточно обоснована. Также неясно положение и возраст серых гранитов Янцева, Натальевки и других мест Западного Приазовья.

Химизм гранитов кировоградского комплекса — обычный для двуполевошпатовых гранитов — хорошо передает векторная диаграмма по А. Н. Заварицкому (рис. 24).

Области распространения гранитов кировоградского комплекса характеризуются большим развитием мигматитов, а в гнейсовой кровле интрузий наблюдается интенсивная инъекция аплитовым и пегматитовым материалом. Кроме тонкой инъекции, широко развиты более или менее мощные пегматитовые тела, ориентированные согласно с простиранием вмещающих гнейсов. Пегматиты сложены преимущественно желтоватым микроклип-пертитом, часто прорастающим светлым кварцем, и представляют собой керамическое сырье.

По-видимому, наиболее молодыми архейскими образованиями надо считать метаморфизованные кислые или среднекислые эффузивные породы, входящие в состав самой верхней маренинской свиты гнейсовой серии, развитой в северо-западной части Украинского кристаллического массива. Это тонкозернистые биотит-плагиоклазовые и мусковит-биотит-плагиоклазовые сланцы с бластопорфировой структурой. Химический состав и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому показывают близость их к щелочноземельным трахитам или андезитам.

Сланцы маренинской свиты содержат небольшую инъекцию гранитовым материалом, который обычно связывают с гранитом р. Корчика. Возрастное положение этого гранита и соотношение его с гранитами кировоградского комплекса не установлены.

Соскладчатые кировоградские и другие более или менее одновременные с ними граниты завершают архейский магматизм; никаких более молодых архейских образований не известно.

Ранний — начало среднего протерозоя

Наиболее ранним проявлением раннепротерозойского магматизма является толща амфиболитов и сланцев, развитая в восточной части Украинского кристаллического массива и представляющая собой метаморфизованную апоофиолитовую формацию ранней стадии формирования раннепалеозойской геосинклинали.

Породы этой толщи магнитны, благодаря чему при отсутствии выходов распространение их удастся проверять разведочным бурением на площадях магнитных аномалий. Они слагают участки Верховцевской, Сурской, Чертомлыкской, Конкской, Славгородской, Белозерской аномалий, Орехово-Павлоградскую полосу аномалий, Гуляйпольскую и Западно-Приазовские аномалии и прерывистую полосу магнитных аномалий, проходящую вдоль западной границы Криворожско-Кременчугской зоны железорудных месторождений и получившую название Правобережной полосы. В естественных выходах эти породы наблюдаются по рекам

Саксагани и Ингульцу, где они подстилают криворожскую рудовосную свиту, по рекам Мокрой Суре, Бузулуку, Соленой и в ряде мест Западного Приазовья — по рекам Берде, Кильтычьей, Обиточной и др. Все перечисленные районы сложены единой толщей, обладают общими характерными чертами геологического строения, одинаковым возрастом и одинаковыми разновидностями пород. Для этой толщи Ю. Ир. Половинкиной (1960) предложено название приднепровской серии, к верхам которой

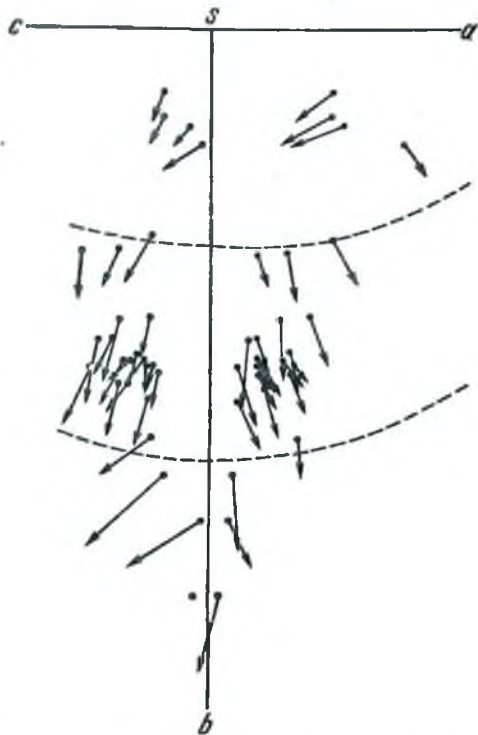


Рис. 25. Эффузивные породы конкской свиты приднепровской серии.

Верхняя часть рисунка — кислые и средние породы, средняя часть — основные, нижняя — ультраосновные породы

относятся также криворожская и ингулецкая свиты, слагающие Криворожский железорудный бассейн.

Амфиболитовая толща в пределах различных участков развития при одинаковом петрографическом составе часто имеет различный стратиграфический разрез. Вследствие этого в ее составе выделено пять свит, имеющих разный стратиграфический разрез, залегающих друг на друге с перерывом (вследствие размыва) и, возможно, частично с некоторым угловым несогласием (снизу вверх): конкская, сурская, верховцевская, белозерская, саксаганская. Мощность каждой из них от 1000—1500 до 2000 м и более, а суммарная мощность толщи свыше 7000 м.

В составе указанных свит преобладают амфиболиты с реликтами диабазовых, пойкилоэфитовых, сплитовых, миндалекаменных, бластопорфировых и других структур эффузивных основных пород; в меньшем количестве входят измененные, превращенные в сланцы кислые эффу-

зивы — кератофиры, кварцевые кератофиры, реже фельзитовые порфиры, а также измененные ультраосновные породы, представленные тремолит-прохлоритовыми, флогопит-прохлоритовыми, прохлоритовыми, тальковыми и карбонат-тальковыми сланцами. Прослойки осадочных пород представлены кварц-серицитовыми, кварц-хлоритовыми (хлорит-афросидорит и тюрингит), а в более высокотемпературной фации метаморфизма — куммингтонитовыми, гранат-куммингтонитовыми сланцами, нередко с биотитом и зеленой роговой обманкой. Весьма характерны прослойки железистых (магнетитовых) кварцитов, количество которых возрастает вверх по разрезу толщи.

Толще измененных эффузивных пород — амфиболитов — подчинены небольшие, согласно залегающие интрузии, представленные габбро-диабазами, а также апонеридотитовыми серпентинитами и тальк-магнетитовыми породами, реже — гиперстенитами. Таким образом, приднепровская осадочно-эффузивная толща обладает всеми характерными

чертами офиолитовых формаций ранней стадии тектоно-магматического цикла.

То же показывает и химизм этих пород. На диаграмме (рис. 25) для эффузивных пород района Конкской магнитной аномалии (конкская свита) четко выступает разбивка векторов на две разобщенные группы — кислых и основных пород, что является характерной чертой спилитовых формаций и более молодого возраста. Описываемая формация отличается наличием в ней ультраосновных эффузивов; вероятно, это черта, характерная для спилитовых формаций докембрия.

Ультраосновные эффузивы в виде тальковых сланцев известны и в нижних частях криворожской свиты, для них в настоящее время установлено наличие реликтов порфировых и пирокластических структур (Половинкина, 1955).

Следующим по возрасту магматическим проявлением является раннепротерозойский плагногранит, который М. Н. Доброхотов назвал галещинским. Краткое описание его дано выше в сравнении с плагногранитом архейского цикла. Раннепротерозойский плагногранит встречается во многих местах небольшими телами толщью амфиболитов; пересечение им криворожской свиты с несомненностью не установлено.

Соскладчатыми интрузивными раннепротерозойскими породами являются бердичевский «гранит», гранодиорит, диорит и гранит р. Соби (так называемые «событы»), а также днепровско-токовский и освицкий комплексы и анадольские граниты Приазовья. Породы перечислены в порядке их образования, причем гранитоиды двух последних комплексов являются уже позднекладчатыми.

Бердичевский, или чудново-бердичевский, «гранит» развит по водоразделу Южного Буга и рек Случи и Тетерева полосой северо-западного направления. Это темно-серая, слегка порфировидная, среднезернистая (3—5 мм) порода с параллельной текстурой в виде линейности или даже сланцеватости. От обычных гранитов она отличается наличием граната, кордиерита и силлиманита. Биотит ее красноватый, титанистый (содержание окиси титана 3,24%) и с низкой железистостью. Кордиерит является реакционным (не реликтовым) минералом, с положительным углом оптических осей и также низкой железистостью. Реакционным минералом является и силлиманит, образующийся при наложенной микроклинизации породы. Акцессорные минералы бердичевского «гранита» — монацит, циркон, апатит, графит, рудный минерал. Структура неравномернозернистая с кучным распределением минералов и с характерными явлениями замещения биотита кордиеритом, плагноклаза микроклином и др.

Исследование бердичевского «гранита», как и кордиеритовых «гранитов» в других древних кристаллических массивах, позволяет видеть в них продукт интенсивной глубинной переработки основных пород. На Украине это пироксен-плагноклазовые кристаллические сланцы; переработка их происходит с приносом окиси калия и реликтовым накоплением глинозема и отчасти магнезита. Этот процесс шел с частичным апатексисом, не достигавшим, однако, развития палпыгенной подвижной магмы (Половинкина, 1963). Среди бердичевского «гранита» сохраняются местами зональные реликты пироксен-плагноклазовых кристаллических сланцев и реже карбонатных пород, подтверждающие такой генезис породы.

На промежуточной стадии этого процесса образуются гранат-биотитовые мигматиты («виннициты»), связанные постепенными переходами с одной стороны, с бердичевским «гранитом» (на севере), а с другой

(на юге) — с пироксен-плагноклазовыми кристаллическими сланцами (и чарнокитами).

Химизм бердичевского «гранита» показан на рис. 26.

Собственно интрузивными складчатыми породами раннепротерозойского подвижного пояса являются гранодиориты и диориты р. Соби, названные В. Н. Чирвинским собитами. Они развиты в той же геосинклинальной зоне, что и бердичевский «гранит», к юго-востоку от него.

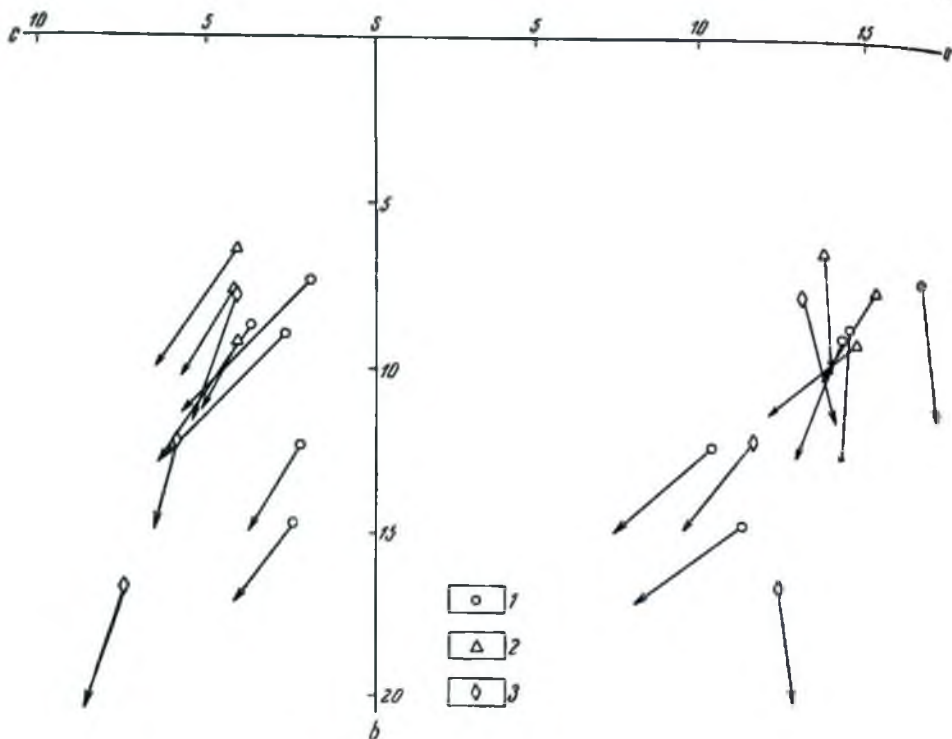


Рис. 26. Раннепротерозойские складчатые гранитоиды: 1 — бердичевский «гранит», 2 — гранодиориты, 3 — «собиты» — диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и граниты р. Соби

Это красновато-бурые породы, среди которых преобладает биотит-роговообманковый гранодиорит, переходящий местами в диорит. Обогащение породы розовым микроклином обуславливает переход ее в розовый гранит или даже в пегматит-ортотектит. Акцессорными минералами в «собитах» являются апатит, циркон, сфен, магнетит, реже монацит. Химический состав собитов передает векторная диаграмма рис. 26.

По-видимому, к этому же комплексу надо относить и гранитоидные породы Днепра между Кременчугом и Днепропетровском.

Несколько более поздними, позднескладчатыми, обычно считаются широко развитые в Украинском кристаллическом массиве розовые и красные существенно микроклиновые граниты днепровско-токовского комплекса. Наиболее распространенным среди них является мелкозернистый аплитовидный гранит, часто переходящий в пегматит. Он редко образует более или менее значительные тела или четко выраженные жилы, а чаще развивается в виде неправильных масс без резких ограничений среди более ранних пород, захваченных процессом мигматизации. Впервые

он был описан Н. И. Безбородько (1918) как более позднее образование в гранитоидных и мигматитовых породах р. Днепра, откуда и получил свое название. Такую же роль розовый аплитоидный гранит играет на периферии гранодиоритового массива р. Собы в мигматитах р. Ингульцы, верховьев р. Саксагани, бассейна Роси.

Очень интересны проявления днепровского аплитоидного гранита на Побужье, между Винницей и Первомайском, где флюиды и растворы проникали в толщу пироксен-плагноклазовых кристаллических сланцев и подчиненных им основных и ультраосновных интрузий и производили гранитизацию этих пород, превращая их в чарнокиты (чарнокитизация). Прослойки биотит-плагноклазовых гнейсов при этом обогащаются микроклином и кварцем и превращаются в слоистую розовую гранитоподобную породу.

Днепровский гранит моложе и приднепровской серии; местами он сечет ее хорошо выраженными жилами, местами вызывает в ней участки гранитизации. Гранитизация в виде микроклинизации проявляется вблизи крупных продольных надвигов и в криворожской свите, например в районе с. Карнаватки.

К днепровско-токовскому комплексу относится крупнозернистый порфирированный красный или спазо-красный существенно микроклиновый гранит, развитый в нижнем течении р. Каменки, впадающей в Бузулук (карьеры Ток и Подстепное) и, по-видимому, гранит верховьев р. Висуня (карьеры с. Ново-Даниловки). Токовский гранит вызывает повышенный метаморфизм амфиболитов апоофиолитовой формации (облажения по р. Соленой) с полным уничтожением в них реликтов магматических структур.

Для всех перечисленных проявлений красных гранитов характерен голубоватый или серый цвет кварца. Акцессорные минералы — апатит, циркон, сфен, магнетит, реже рutil, ортит, цитролит и монокит. Нередко в аплит-пегматоидной разновидности днепровского гранита (район г. Александрии на Ингульце и в ряде мест на Побужье) наблюдаются крупные (до 1 см) кристаллы магнетита.

Возрастное положение розового аплитовидного гранита неясно и вызывает разногласия. Некоторые исследователи считают, что он связан также и с более ранним архейским кировоградским комплексом гранитоидов. М. Н. Ивантишин (1960) полагает, что он появлялся в докембрии Украины трижды: в составе «катархейского интрузивного комплекса», где он связан с гранитами и гранодиоритами с возрастом более 2300 млн. лет, с бужско-подольским интрузивным комплексом, где он сопровождается бердичевский «гранит», чарнокиты и собиты, а также с «кировоградско-житомирским интрузивным комплексом» (только в составе последнего М. Н. Ивантишин называет его днепровско-токовским гранитом).

Не решая вопроса о том, принадлежат ли все проявления розового аплитоидного или аплито-пегматоидного гранита к одному возрасту или разновозрастным комплексам, укажем, что этот гранит всюду связан с явлениями гранитизации (и чарнокитизации), и его необходимо относить к гранитам замещения.

По-видимому, более или менее одновременным с днепровско-токовским комплексом гранитов является осницкий комплекс, выделенный Л. Г. Ткачуком в северо-западной части массива. В этом комплексе преобладают гранитоиды, представленные мелкозернистыми красными аплит-гранитами (илесовские аплит-граниты и микрограниты), и несколько более поздние грубополосчатые розовые и розовато-серые собственно осницкие граниты, дающие эруптивный контакт со всеми более древними породами.

Полосчатость их ориентирована в северо-восточном (субширотном) направлении. Осищские граниты имеют непостоянный состав и неоднородный характер, связанный с колебаниями размеров зерна, количества цветных минералов, соотношения плагиоклаза и микроклина и основности плагиоклаза. Л. Г. Ткачук ничего не говорит о происхождении этих гранитов, однако приведенное им описание пород позволяет их также считать гранитами замещения.

Осищским комплексом связывают основные породы — преобладающие мелкозернистые, известные под названием «клевских порфиритов» и «виловских диоритов», и более редкие крупнозернистые роговообманковые и роговообманково-пироксеновые габбро. Роль основных пород в комплексе невелика, они захвачены процессами контаминации и гибридизации и дают породы промежуточного состава между гранитами и габбро-кварцевыми монцонитами, диоритами, граудиоритами и др.

Общая площадь развития пород осищского комплекса около 1000 км².

Одновозрастными с днепровско-токовскими и осищскими гранитами считаются розовые анadoluские, или анатолийские, и каравские граниты Восточного Приазовья, занимающие междуречье Кальчика и Кальмиуса. В них также микроклин-микропертит преобладает над кислым плагиоклазом, биотита мало, акцессорные минералы — апатит, циркон, магнетит, монацит, реже рутил и гематит. Иногда микроклин образует порфировидные выделения до 2—3 см в длину.

К послескладчатым магматическим образованиям относят уманьские граниты, габбро и гранитоиды коростеньского комплекса и сложный приазовский щелочной комплекс, которые завершают раннепротерозойский тектоно-магматический цикл и частично рассматриваются уже как среднепротерозойские.

Возрастное положение уманьских гранитов еще достоверно не установлено. Раньше их относили к кировоградскому (архейскому) комплексу, в настоящее время исследователи склонны считать их более молодыми или даже присоединять к среднепротерозойскому коростеньскому комплексу.

Это голубовато-серые, реже розоватые, мелко- и равномернозернистые или порфировидные, очень свежие биотитовые, плагиоклаз-микроклиновые граниты, образующие в районе Умань и Юрполя большой массив площадью около 1300 км². Выходы их прослеживаются на север до Белой Церкви и на юг до Джулинки. Акцессорные минералы — апатит, циркон, монацит, флюорит, турмалин, рутил и рудные — магнетит, гематит, пирротин, халькопирит, пирит, арсенопирит.

К коростеньскому комплексу относятся крупные многофазные plutоны: 1) Коростеньский на Воляни, 2) Корсушь-Новомиргородский в средней части Украинского массива, 3) три небольших массива Ингуло-Ингулецкого водораздела, 4) большой Дубовский массив в Восточном Приазовье.

В состав Коростеньского многофазного плутона входят (в порядке их образования): 1) оливинные габбро-нориты с подчиненным количеством перидотитов и тесно связанные с ними лабрадориты; 2) рапаквиды и рапаквидобразные граниты; 3) темно-красные крупнозернистые черно-кварцевые, часто трахитоидные граниты, 4) розовые мелкозернистые граниты, гранофиновые граниты, грацит-порфиры, микрограниты, аплиты. Подчиненное значение имеют породы, называвшиеся ранее монцонитами, а также щелочные спениты. Характер взаимоотношения пород отдельных

фаз не всегда удается установить вследствие слабой обнаженности района.

Коростеньский плутон представляет собой плоское тело небольшой вертикальной мощности, образовавшееся в результате повторного внедрения магмы по разлому и распространения ее в горизонтальном направлении.

В Корсунь-Новомиргородском массиве установлены те же главные разновидности гранитов и лабрадориты; габбро и ультраосновных пород мало, а щелочные проявления наблюдаются только в некоторых участках пегматитов.

Такой же характер имеют три небольших массива Ингуло-Ингулецкого водораздела, которые на некоторой глубине несомненно объединяются в один крупный плутон. Они сложены крупно- и среднезернистыми рапакивиобразными червокварцевыми гранитами, частью трахитоидными и мелкозернистыми розовыми аплитоидными гранитами. На контакте рапакивиобразных гранитов с вмещающими пироксен-плагноклазовыми гнейсами развиваются метасоматические и частью паллигенные зеленовато-черные массивные порфиroidные чарнокитовые породы (Половинкина, 1931). Щелочных пород в составе этих массивов не установлено, интенсивный щелочной метасоматоз в Криворожье (альбитизация, эгиринизация, рибекитизация), по-видимому, связан с гидротермальной деятельностью, сопровождающей их становление.

Петрографическое изучение показало, что образование лабрадоритов этих массивов не является особой интрузивной фазой; они возникают путем метасоматического обогащения лабрадором разных основных и ультраосновных пород первой фазы интрузии (Половинкина, 1964). Породы монцититового состава возникают при локальном обогачении пород первой фазы габбро-норитов микроклинном, причем микроклиннизация проявляется позже лабрадоритизации. Многие породы, считавшиеся ранее монцититами, при детальном изучении оказались метасоматическими образованиями, по составу и генезису сходными с чарнокитами (Половинкина, 1961). Щелочные спениты, вероятно, также являются метасоматическими образованиями.

Для всех пород комплекса во всех перечисленных массивах характерна повышенная железистость, причем коэффициент железистости возрастает от основных пород к кислым. Минералогически это выражается в повышенной железистости цветных минералов и оливина в оливинсодержащих породах. Как подчеркивает В. С. Соболев, эта повышенная железистость является характерным признаком платформенных интрузий.

Габбро-перидотитовые дайки, секущие в районе Девладова криворожскую толщу вкост простирания ее складчатости, по-видимому, также надо относить к коростеньскому комплексу. Они приурочены к протяженному разлому широтного простирания.

Рапакивиобразные граниты и граноспелиты Приазовья, названные А. К. Лихтарь дубовскими гранитами (по балке Дубовой), также несомненно принадлежат к коростеньскому комплексу. Однако тесная связь их с щелочными и нефелиновыми спелитами заставляет многих исследователей рассматривать их в составе особого приазовского щелочного (или спелитового) комплекса. По мнению Ю. Пр. Половинкиной, оба комплекса — коростеньский и приазовский щелочной — не только тесно связаны друг с другом, но составляют единый сложный и длительно развивающийся комплекс. Преобладание основных пород или гранитов

и различная роль щелочных и нефелиновых пород в отдельных массивах комплекса связано преимущественно с глубиной их эрозионного среза.

Приазовскому щелочному комплексу принадлежат четыре массива: 1) Южно-Кальчикский, вытянутый в меридиональном направлении от с. Чердаклы до Старого Крыма, 2) Кальмиусский по р. Кальмиусу и его правым притокам от с. Старой Ласпы до ст. Сартана, 3) массив Грузского Еланчика к востоку от Кальмиусского и 4) Октябрьский массив в верховьях р. Кальчика. Сюда же относится небольшой слабо обнаженный Мало-Терсяпский массив щелочных и нефелиновых сиенитов в Среднем Приднепровье, недавно открытый И. Д. Царовским и О. Д. Тимошенко (1962, 1963).

Преобладающими породами в этих массивах являются граносиениты, переходящие с увеличением кварца в грациты или с уменьшением кремнекислоты в сиениты. По внешнему виду породы похожи на рапакивиобразные граниты ранее описанных массивов. По наличию цветных минералов установлены диаллаговые (иногда с оливином), амфиболовые (роговая обманка, гастингсит) амфибол-биотитовые и биотитовые, а также авлитопидные разновидности. Акцессорные минералы — апатит, циркон, магнетит, пльменит, сфеп, флюорит, ортит, чевкинит. Там, где граносиениты и сиениты гравичат с основными породами первой фазы интрузии или рамы, возникают темные чарнокиты, аналогичные чарнокитам Ингуло-Ингулецкого водораздела (Хлеבודаровский карьер, Чердаклы и др.), которые многие исследователи неудачно называют габбро-сиенитами.

Габбро (иногда оливиновое) и связанные с ним пироксениты (диаллагиты) и перидотиты известны только в Октябрьском массиве, где они сохранились в его восточной части; в центральной части интрузии о них говорит лишь паличие темных шпиров в гибридных сиенитах. На возможное существование основных или ультраосновных пород в южной части Южно-Кальчикского массива указывает установленное здесь И. Д. Царовским паличие плагиоклазитов-андезинитов.

Наиболее характерной чертой описываемой группы массивов является участие в их составе щелочных (эгириин-диопсидовых, гастингситовых) сиенитов и нефелиновых сиенитов, проявленное в Октябрьском, а также в Мало-Терсяпском массивах. Нефелиновые сиениты Октябрьского массива представлены интрузивными фойяитами и метасоматическими эгириновыми мариуполитами. В северо-восточной части массива в обнажениях ряда балок хорошо прослеживается развитие нефелиновых пород на контакте рапакивиобразных граносиенитов с ультраосновными породами.

Акцессорные минералы нефелиновых сиенитов, кроме обычных, флюорит, циркон-ауэрбахит, иногда пирохлор.

Химизм пород Октябрьского массива передает векторная диаграмма (рис. 27), заимствованная из работы Н. А. Елизеева, В. Г. Купцова и Д. П. Виноградова (1965) и несколько упрощенная.

Для всех пород описываемых массивов Приазовья характерна неоднородность, частое изменение количественных соотношений минералов и структурных и текстурных разновидностей. Это указывает на большую роль в становлении массивов процессов метасоматоза, проявившихся не только в самих массивах, но захватывавших и породы рамы (щелочной метасоматоз Кривого Рога).

Интрузии собственно коростеньского, а также приазовского комплексов являются типичными образованиями консолидированных участков земной коры, связанными с разломами и сопровождаемыми длительными проявлениями метасоматоза. Октябрьский массив, образовавшийся в зоне

пересечения разломов различного направления, имеет изометричную форму с элементами концентрического зонального строения. Оба комплекса надо относить к формации интрузивных ультраосновных, габбро-гранитовых и щелочных (нефелиновых) пород.

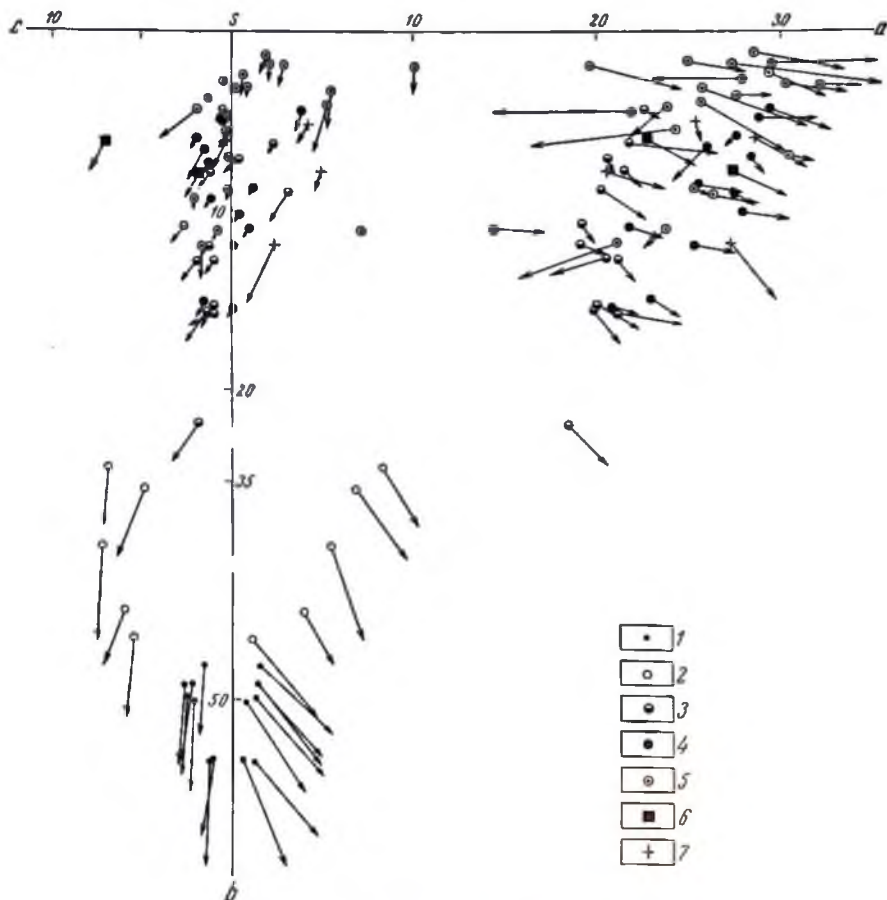


Рис. 27. Породы Октябрьского массива Приазовья:

1 — ультраосновные породы, 2 — габбро, 3 — щелочные сyenиты, 4 — нефелиновые сyenиты; 5 — марнуподиты, б — средние по Дэлл. 7 — лаурдалит, микролаурдалит

С породами описанной формации связан целый ряд полезных ископаемых: титаномагнетит, непромышленное олово, месторождения мориона топаза, литионита, ауэрбахита и др., граниты и лабрадориты являются ценным облицовочным камнем; многие граниты и граносyenиты разрабатываются как строительный материал.

Наиболее молодыми изверженными породами Приазовья являются светло-розовые гранит-порфиры, переходящие в порфировидные мелкозернистые граниты с крупными фенокристаллами розового полевого шпата и более мелкими округлыми идиоморфными кристаллами кварца. Они слагают штоки и дайки, секущие более древние породы в северо-западном простирании. Таковы интрузии Каменных Могили на р. Каратыше, Екатериновки в верховьях Западного Кальчика, Хлебодаровки

и ряд более мелких тел. В составе их участвуют также аплиты и пегматиты. Акцессорные минералы в породах интрузий — флюорит, топаз, ксенотим, касситерит, циннвальдит, циркон, сфен, торит, апатит, анатаз — сближают их с породами вышеописанной формации.

В западной части Украинского кристаллического массива аналогами этих пород надо считать дайковые кварцевые порфиры и микрограниты северо-западной части, а также эффузивные кварцевые порфиры, залегающие в низах толщ кварцитов и песчаников толкачевской свиты овручской серии. Вместе с последними они являются (вопреки мнению некоторых геологов) несомненно более молодыми, чем породы коростепьского комплекса, и относятся уже к концу среднего протерозоя.

Средний и поздний протерозой

К среднему и позднему протерозою принадлежат дайковые породы, встречающиеся по всему Украинскому кристаллическому массиву, но особенно обильно развитые и разнообразные в восточной части Приазовья, где они сосредоточены в поясах северо-западного простирания и наблюдаются по Кальмиусу, р. Кальчику и балке Вали-Тараме, по Каратышу, Грузкому Еланчику и в других местах. Дайки не одновременны и относятся не менее чем к двум или даже к трем возрастам. Изучение их и расчленение на возрастные группы особенно затрудняется тем, что в Приазовье не менее широко проявлены средне-позднепалеозойские дайки аналогичных пород, связанных с магматизмом Донецкого бассейна. Протерозойские и палеозойские дайковые образования различаются на основании: а) пересечения ими складчатых карбоновых отложений Донбасса и б) определений абсолютного возраста, которые четко дают для одних даек протерозойский возраст (1200—1500 млн. лет), а для других средне-позднепалеозойский.

К протерозойским (среднепротерозойским ?) относятся дайки нефелиновых спенитов — микрофойитов и микролаурдалитов, несомненно связанных с Октябрьским щелочным массивом (Елпсеев, Кушев и Виноградов, 1965).

Дайки основных пород — диабазов принадлежат к разным возрастам; некоторые из них на Приазовье секутся гранит-порфирами Каменных Могил, т. е. они не моложе начала среднего протерозоя. Мощные (иногда до 60 м) и протяженные дайковые тела, сложенные диабазами, габбро-дибазами и измененными долеритами, встречаются на многих участках Украинского кристаллического массива и имеют средне- или даже позднепротерозойский возраст. Диабаз известной в Криворожье скалы Орлиное гнездо имеет возраст 1460 млн. лет, дайки с. Андреевки на р. Камышеватке в Приазовье и многие другие — 1450 млн. лет (Л. Г. Бернадская и И. С. Усенко. «Геология докембрия Украины», 1965 г.). Несколько моложе габбро-диабаз с. Хмельника (1200 млн. лет), относимый некоторыми исследователями к трапповой формации Русской платформы. Вопрос о генетических и возрастных соотношениях дайковых диабазов Украины, траппов и палеозойских базальтов Донбасса, к сожалению, еще не исследовался.

Такой же возраст (1200—1500 млн. лет) показывают кварцевые порфиры, сельвсбергиты, тивгуанты, а также лампрофиры — камптолиты, мончкиты и другие дайковые породы Приазовья. Сравнительное изучение и выявление отличий их от соответствующих пород Донбасса также еще не проводилось.

Таблица 5

**Возрастная схема проявлений магматизма в Украинском
кристаллическом массиве**

Возраст	Стадия	Вулканогенные образования	Интрузивные образования
Кембрий	Платформенная	Липаритовый порфир и туф р. Собьки	
Рифей		Габбро-диабаз с. Хмельника и другие траппы	
Поздний — средний протерозой		Кварцевый порфир овручской серии	Дайки лампрофиров, кварцевых порфиров, сальвсбергитов, титгуантов Гранит-порфиры Екатериновки и др. Дайки нефелиновых сиенитов. Дайки диабазов
Ранний протерозой	Последняя		Уманьский комплекс гранитов Приазовский щелочной комплекс Коростенский комплекс габбро, рапакви и других гранитов и грапосиенитов; щелочные сиениты
	Позднескладчатая		Граниты анадольские, каранские, днепровско-токовского и осницкого комплексов Габбро, дiorиты осницкого комплекса
	Складчатая		Гранодиориты, дiorиты и граниты р. Собь Бердичевский кордьеритовый «гранит» Галецкий плагногранит и гранодиорит
	До-складчатая	Тальковые сланцы Кривога Рога Амфиболиты приднепровской серии	Габбро-диабазы Гиперстениты. Апоперидотитовые серпентиниты
	Складчатая		Кировоградский комплекс гранитов и гранодиоритов Кременчугский и саксаганский плагнограниты
Архей	До-складчатая	Метаморфизованные кислые эффузивы маренинской свиты Амфиболиты тичкинской свиты	Габбро-амфиболиты
	Складчатая	Апосилитовые широксеплагноклазовые кристаллические сланцы диестровско-бугежской свиты Апокератофир-спилитовые гнейсы и кристаллические сланцы побужской свиты	Габбро-нориты и ультраосновные породы

Основание неизвестно

Рифей — кембрий

К рифейскому времени на Русской платформе относится широко проявленная как в эффузивной (лавы и туфы), так и в интрузивной фации трапповая формация. На Украинском кристаллическом массиве, испытавшем значительное поднятие, образования ее не сохранились вследствие размыва. К ним условно относят жильные диабазовые породы района г. Хмельницкого и с. Широкой Гребли на западе Винницкой области. Ровенские базальты долины р. Горыни находятся уже за пределами Украинского массива и охарактеризованы в очерке трапповой формации чехла Русской платформы.

К кембрию относят останцы горизонтально залегающего покрова липаритового порфира и лито-кристаллокластического туфа того же состава, обнажающиеся на правом берегу р. Собика (приток р. Соби) у восточного края с. Луговой и вскрытого скважинами в районе с. Ильинцов. Абсолютный возраст кварцевого порфира, равный 500 млн. лет (Н. И. Полевая, 1956; аргоновый метод), позволяет относить его к кембрию.

Средний — поздний палеозой и мезозой

Восточная часть Украинского кристаллического массива, а именно Восточное и частично Среднее Приазовье, окружена с севера, востока и юга складчатыми сооружениями герцинид и является в них срединным массивом. Вследствие этого здесь встречаются в виде даек и роев даек, а также небольших гипабиссальных тел магматические породы средне-позднепалеозойского и мезозойского возраста. Особенно много этих проявлений в сложно построенной зоне сочленения складчатого Донецкого бассейна с докембрийским массивом Приазовья и южнее в пределах самого массива в долине р. Кальмиуса, Кальчика и в других местах. Краткая характеристика этих пород дается при описании магматических проявлений Донецкого бассейна.

Возрастная схема проявлений магматизма в Украинском кристаллическом массиве дана в табл. 5.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Магматические образования Сибирской платформы принадлежат трем крупным временным этапам: 1) времени формирования фундамента — магматизм архейского и раннепротерозойского тектоно-магматических циклов, среднего и, может быть, начала позднего протерозоя — стадии стабилизации и перехода в платформу; 2) проявления собственно платформенного магматизма времени формирования чехла с позднего протерозоя до раннего мезозоя и 3) времени мезозойской активизации платформы.

Магматические проявления архея и раннего протерозоя описаны для Алданского щита, его Становой складчатой системы и для Анабарского массива; магматизм среднего и начала позднего протерозоя — времени стабилизации — для Становой складчатой системы и Оленёкского поднятия.

Собственно платформенный магматизм чехла платформы начинается широко распространенной и неоднократно проявленной трапповой формой. Установлены: а) позднепротерозойские и раннекембрийские траппы, б) среднепалеозойские и в) позднепалеозойские — раннемезозойские траппы. За каждым траппом следует кимберлитовая формация, образования которой принадлежат также трем возрастным группам. В ряде районов известны проявления формации ультраосновных — щелочных пород, к которой относится и широко известный маймеча-котуйский комплекс пермо-триасового возраста.

Мезозойский магматизм, связанный с процессами активизации, проявился преимущественно на юго-востоке платформы, в пределах Алданской антеклизы, где широко распространены магматические породы разнообразного состава. К ним относятся андезитовые и дацитовые лавы, а также дайки и мелкие интрузии сиепитового, риолитового, реже диоритового состава; многофазные интрузии разнообразного состава — от щелочных габброидов и сиепитов до щелочных гранитов, местами сиепитов и субщелочных гранитов, а также граниты, гранодиориты, сиепиты и т. д.

На севере Сибирской платформы, в Попыгайском грабене известны мезозойские (меловые ?) андезитовые лавы и их туфы, которые также связывают с процессами активизации.

ФУНДАМЕНТ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Фундамент Сибирской платформы доступен изучению в Алданском щите, Анабарском кристаллическом массиве и Оленёкском поднятии.

Алданский щит

Границы Алданского щита разными исследователями принимаются различно: одни щитом считают только его собственно архейскую часть (архенды), другие относят к нему также прилегающие к архедам с запада Олёкминскую и с востока — Маймаканскую ветви Становой складчатой системы, и, наконец, третьи — всю Становую складчатую систему считают частью Алданского щита. С позиций истории развития магматизма, т. е. формирования древних тектоно-магматических циклов, последнюю точку зрения следует считать наиболее правильной, и она принята в настоящей работе, хотя описание магматизма Становой складчатой системы, включая ее Олёкминскую и Маймаканскую ветви, для удобства изложения дается отдельно.

Архейский и раннепротерозойский тектоно-магматические циклы охватывают развитие всего Алданского щита как складчатой области. В среднем протерозое происходит переход его в платформенное состояние, а начиная с позднего протерозоя он характеризуется уже типичным платформенным магматизмом.

Следующим важным этапом в геологической истории Алданского щита является участие его в мезозойской тектоно-магматической активизации Восточной Азии. Магматические проявления зон активизации описаны для Алданской и Становой частей щита, а также для Верхне-Приамурской зоны.

Таким образом, магматизм Алданского щита охарактеризован в следующих очерках:

- 1) северная часть Алданского щита (архей и ранний протерозой);
- 2) Становая складчатая система (архей, ранний, средний и поздний протерозой);
- 3) зоны мезозойской активизации Алданского щита и его Становой складчатой системы.

Северная часть Алданского щита (архей и ранний протерозой)

Северная часть алданского щита сложена архейскими и раннепротерозойскими метаморфическими образованиями и разнообразными изверженными породами. К наиболее ранним магматическим породам архейского возраста отнесена толща гиперстен-плагноклазовых кристаллических сланцев, входящая в состав тимптонской (чарнокитовой) серии. Эти породы первоначально представляли собой, по-видимому, основные лавы. Среди них встречаются прослойки парагнейсов и мраморов, т. е. исходная толща являлась осадочно-вулканогенной, образовавшейся в начальные стадии развития архейского тектоно-магматического цикла. К подобным породам относятся, по-видимому, и амфиболиты той же тимптонской серии низовьев р. Тимптона, которые в прошлом, вероятно, были также основными эффузивами. Вопрос о вулканогенном происхождении этих пород не выяснен и, по мнению некоторых исследователей, они могли возникнуть и за счет осадочных пород.

Второй и уже совершенно отчетливый акт архейского магматизма проявился после излияния основных лав в виде интрузии основных и ультраосновных пород, подвергшихся вместе с вмещающими их вулканогенно-осадочными толщами метаморфизму в гранулитовой фации. Эти породы образуют плоские согласные тела или реже секущие дайки небольшой мощности, представленные габбро, пироксенитами, неридо-

титанами и дунитами, часто превращенными в основные и ультраосновные кристаллические сланцы и отчасти карбонатные породы. В участках, не подвергшихся указанным изменениям, габбро характеризуется габбровой, иногда бластоаллотриоморфнозернистой структурой и состоит из основного плагиоклаза и пироксена (диопсид-авгита в нормальном габбро и гиперстена в норитах). Ультраосновные породы, с которыми габбро связано постепенными переходами, имеют обычный состав и структуру. Местами они подвергаются карбонатизации, причем карбонатизированные разности позднее превращаются в диопсид-флогопитовые породы. Образование основных и ультраосновных пород произошло при первых проявлениях складчатости и ранее метаморфизма, что доказывается участием этих пород в обоих процессах.

По-видимому, с ранним проявлением складчатости связаны также мелкие тела серого крупнозернистого плагногранита, метаморфизованного вместе с вмещающими породами до степени «ортогнейсов», т. е. гнейсовидных гранитов. Плагногранит имеет гранобластовую структуру и состоит из альбит-олигоклаза, кварца, цветного минерала — биотита и амфибола. Формационная принадлежность плагногранита не ясна, так как соотношения его с основными и ультраосновными породами не выяснены. Как и последние, он предшествует метаморфизму и, таким образом, резко отделен от более поздних архейских гранитов Алданского щита, имеющих магматическое или реоморфическое происхождение. К наиболее ранним из поздних гранитов относятся мясо-красные биотитовые и биотит-амфиболовые граниты, образующие небольшие тела или тонкую инъекцию в мигматитах. Эти граниты являются типичными складчатыми образованиями, интродуцированными в главную фазу складчатости. С их внедрением связан глубокий метаморфизм осадочно-вулканогенных пород пенгрской, тимптонской и желтулинской серий, а также образование мигматитов, занимающих огромные площади.

Одновременными с этими гранитами являются бурые гиперстеновые граниты с отчетливо выраженной гипидиоморфнозернистой структурой, которые, по существующим представлениям, относятся к палингенным образованиям. Они тесно связаны с полями развития гиперстен-плагноклазовых кристаллических сланцев и имеют с ними то постепенные, то резкие интрузивные контакты. Интересно отметить, что вне полей распространения гиперстеновых метаморфических пород эти граниты не встречаются. Состав гиперстеновых гранитов определяется сочетанием кислого плагиоклаза и калишпата, кварца, цветного минерала — гиперстена и единичных зерен биотита, моноклиного пироксена и амфибола. Вместе с гиперстеновым гранитом отмечаются гранодiorиты и диориты.

Архейский магматизм завершается образованием чрезвычайно разнообразных крупнозернистых мясо-красных аляскитовых гранитов, залегающих в виде согласных или секущих плоских тел небольшой мощности, пересекающих на Алданском щите все породы архейского возраста. Аляскитовые граниты имеют гранобластовую, реже гипидиоморфнозернистую структуру и состоят из микроклина и кварца, к которым иногда присоединяются единичные чешуйки биотита. Так как эти граниты обладают удивительным постоянством признаков, их можно считать магматическими образованиями, связанными с рассмотренными выше мясо-красными биотит-амфиболовыми гранитами более раннего внедрения. Такой взгляд не пользуется общим признанием, и некоторые геологи рассматривают аляскитовые граниты как метасоматические образования.

С аляскитовыми гранитами связаны весьма однообразные жилы ортогнейсов с крупными индивидами магнетита и биотита.

В раннепротерозойский тектоно-магматический цикл на Алданском щите первыми образовались габбро-диабазы и кварцевые диабазы, залегающие дайками различного простирания, небольшой протяженности и мощности, отчасти подвергшиеся амфиболитизации. Эти дайки распространены весьма широко, но распознаются с трудом, так как в пределах щита имеются такие же породы позднепротерозойского и палеозойского возраста. Дайки указанных пород в бассейне рек Угумру и Большого Нимгера (Большого Нимыра) прослеживаются по простиранию на многие десятки километров (до 80—100 км). Другие дайки основных пород имеют небольшую длину (от сотен метров до 1—2 км). Раннепротерозойский возраст диабазовых даек доказывается пересечением ими гнейсов и кристаллических сланцев раннепротерозойского станового комплекса и прорыванием их древнестановыми гранитами того же возраста.

Древнестановые граниты относятся ко второй возрастной группе раннепротерозойских пород. Областью их распространения является главным образом Становой хребет, в пределах которого они образуют складчатые батолитовые тела; на других участках Алданского щита они образуют мелкие трещинные тела типа штоков и даек.

Структура древнестановых гранитов гипидиоморфнозернистая. По составу это плагиограниты, полевошпат в них только плагиоклаз — олигоклаз. Из цветных минералов обычны биотит и амфибол. В краевых частях массива древнестановые граниты становятся мелкозернистыми аплитовидными. С ними связаны пегматитовые жилы с мусковитом, турмалином и др. Для древнестановых гранитов весьма характерна железная (гематит) минерализация.

Древнестановые граниты рассматриваются многими исследователями как анатектические образования. По мнению Ю. К. Дзевановского, они возникли из магматического расплава и обладают всеми присущими подобным образованиям свойствами.

Раннепротерозойский магматизм в пределах Алданского щита ограничивается образованием отмеченных пород. В Становой складчатой системе он проявляется более разнообразно за счет возникновения анортозитов, отсутствующих в архейской части Алданского щита, и увеличения количества гранитоидных пород, связанных с дополнительными интрузивными фазами в развитии древнестановых гранитов.

Становая складчатая система

Становая складчатая система является южной частью Алданского щита. В ней выделяют три структурные ветви — Олёкминскую, Джугжуро-Становую и Маймаканскую, несколько различающиеся по геологическому развитию.

Становая складчатая система характеризуется широким проявлением докембрийского магматизма. Образование его занимают обширные территории. Изучались они Е. С. Бобиним (1933) и Д. С. Коржинским (1935) в западных частях и П. С. Бернштейном, а также А. А. Леонтовичем и Н. А. Раковым (1948) в восточных частях системы. В результате исследований, проведенных в 40—60-х годах ДВГУ (В. А. Левченко, Г. Т. Татарин, В. В. Шиханов и др.), ВАГТ (Г. Н. Баженова, М. А. Тархова и др.), ЯГУ (А. М. Реутов и др.), ВСЕГЕИ (Ю. А. Альбов, Ю. К. Дзевановский и др.), накоплен большой фактический материал

по магматизму этой обширной территории. Обобщение полученных данных позволяет дать характеристику архейского и раннепротерозойского тектоно-магматических циклов развития системы, а также магматизма среднего и позднего протерозоя — времени ее стабилизации и перехода в платформу.

Архей

Архейские суперкрупные и плутонические образования слагают в пределах Становой складчатой системы крупные площади (до нескольких тысяч километров). Среди суперкрупных образований, объединенных на западе Е. П. Миролюком в курультинскую, а на востоке В. Н. Мошкиным в джанинскую серии, широко распространены (особенно в нижней их части) пироксен-плагноклазовые кристаллические сланцы, состоящие из плагноклаза, гиперстена, моноклинового пироксена и бурой роговой обманки. По химическому составу эти породы (рис. 28) близки к оливновым диабазам или занимают промежуточное положение между диабазом и спилитами. По-видимому, они представляют собой метаморфизованные в гранулитовой фации эффузивы основного состава. В средней и верхней частях разреза серий они встречаются реже, уступая место разнообразным гнейсам (гранатовым, силлиманитовым и др.). Общая мощность глубокометаморфизованной вулканогенно-осадочной толщи около 10 км, а мощность ее нижней существенно вулканогенной части 4—5 км.

С пироксен-плагноклазовыми кристаллическими сланцами тесно ассоциируют мелкие (площадью не более 1—2 км²) пластовые и реже секущие тела метагаббро, метагаббро-норитов, метапироксенитов, метадунитов, петрохимически близкие соответствующим средним составам пород по Дэли (см. рис. 28). Породы дислоцированы и метаморфизованы также в гранулитовой фации.

Кристаллические сланцы основного состава, которые можно рассматривать как древнюю аподиабазовую формацию, и указанные основные и ультраосновные интрузивные породы, близкие к метаморфизованной дунит-пироксенит-габбровой формации, характеризуют раннюю архейскую стадию развития Становой складчатой области.

Абсолютный возраст этих пород, определенный аргоновым методом в ЛАГЕД (Глебовицкий и др., 1965), равен 2260 млн. лет по амфиболу, 2470 млн. лет по форстериту.

Следующими по возрасту плутоническими образованиями являются разнообразные гиперстеновые, биотит-гиперстеновые, биотитовые, амфиболовые и диопсидовые гранитоиды с микроклин-пертитом (реже ортоклазом) и голубоватым кварцем. Они слагают небольшие согласные тела, связанные постепенными переходами с вмещающими их породами курультинской и джанинской серий, а также мелкие инъекционные жилы. В гранитоидах наблюдаются реликты гранитизированных кристаллических сланцев и гнейсов. Состав гранитоидов не постоянен и нередко даже в пределах одного обнажения они меняются от лейкократовых существенно микроклин-пертитовых гранитов до плагногранитов и кварцевых диоритов. По химическому составу граниты близки к среднему докембрийскому граниту по Дэли, отличаясь несколько меньшей железистостью ($f' = 40—55$) и значительно большей пересыщенностью глиноземом. Образование их связано с процессами ультраметаморфизма; в этом они подобны чарнокитам и биотит-пироксеновым гранитоидам южной

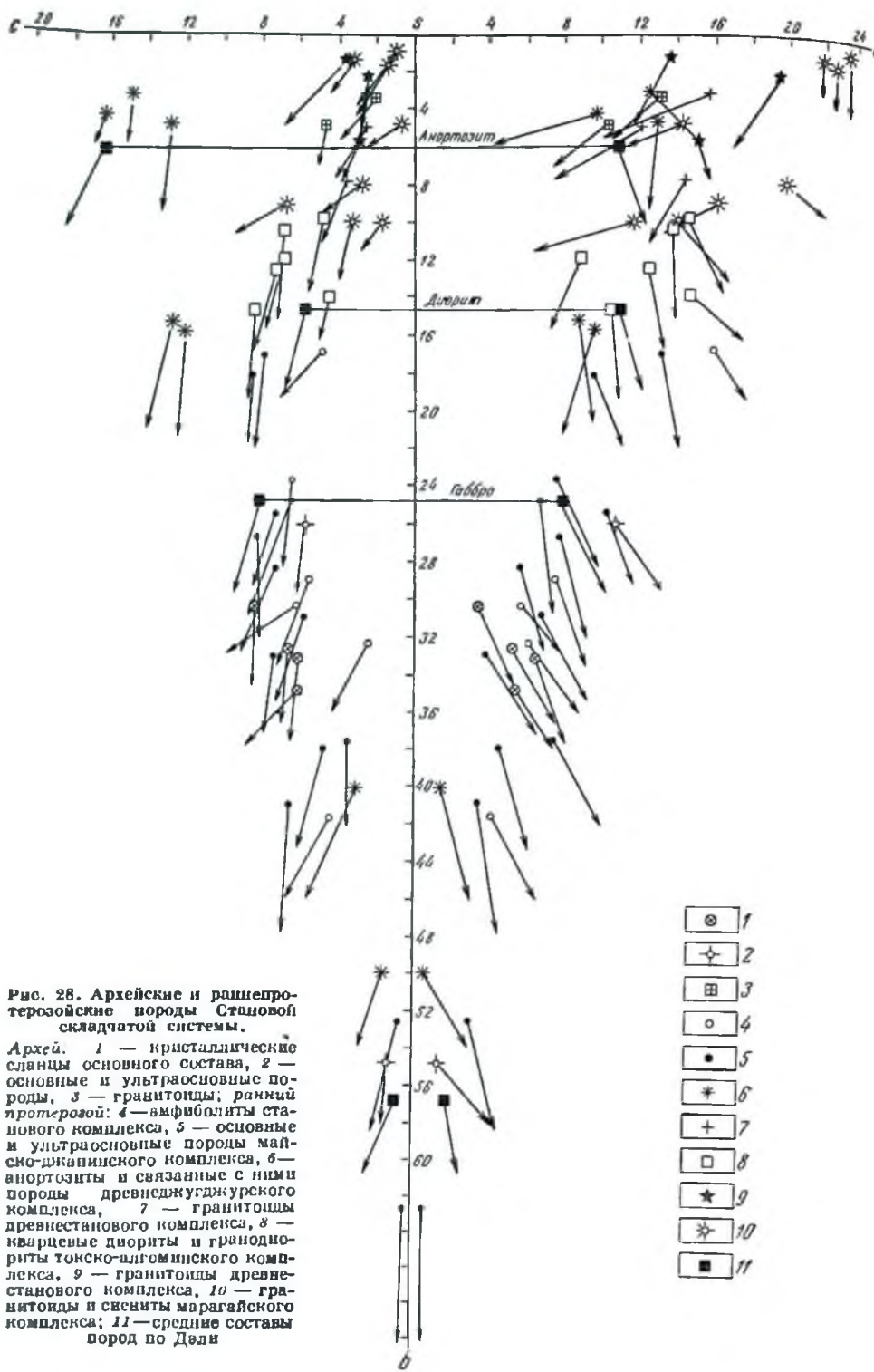


Рис. 28. Архейские и рашепротерозойские породы Стаховой складчатой системы.

Архей. 1 — кристаллические сланцы основного состава, 2 — основные и ультраосновные породы, 3 — гранитоиды; ранний протерозой: 4 — амфиболиты стаховского комплекса, 5 — основные и ультраосновные породы майско-джуканского комплекса, 6 — анортозиты и связанные с ними породы древнеджугжурского комплекса, 7 — гранитоиды древнестанового комплекса, 8 — кварцевые диориты и гранодиориты токско-алгоминского комплекса, 9 — гранитоиды древнестанового комплекса, 10 — гранитоиды и сисниты маргайского комплекса; 11 — средние составы пород по Деди

- 1 (circle with dot)
- 2 (circle with cross)
- 3 (square with cross)
- 4 (circle with dot)
- 5 (circle with dot)
- 6 (asterisk)
- 7 (+)
- 8 (square)
- 9 (star)
- 10 (star with dot)
- 11 (square with dot)

и юго-восточной окраин архейской части Алданского щита, а также кислым чарнокитам его центральной части.

Более поздних проявлений архейского магматизма не установлено.

Ранний протерозой

Наиболее ранним проявлением магматизма раннепротерозойского цикла являются эффузивы основного и среднего состава, которые в условиях метаморфизма амфиболитовой фации превратились в амфиболиты и амфиболовые сланцы, входящие в состав станового комплекса. Они особенно широко развиты в центральной и восточной частях Джугджуро-Становой ветви, а также в Маймаканской ветви. В западной же части Джугджуро-Становой ветви и в Олёкминской ветви они встречаются реже, образуя пачки мощностью до ста метров. По химизму эти породы близки оливиновым диабазам, отличаясь несколько пониженным содержанием щелочей с преобладанием калия над натрием.

Пространственно и, по-видимому, генетически с ними тесно связаны разнообразные габбро-амфиболиты, ортоамфиболиты, габбро-диориты, горнблендиты, пироксениты и перидотиты майско-джангинского комплекса, слагающие (см. рис. 28) в пределах Становой системы ряд конкордантных массивов и большое количество пластовых и секущих тел небольших размеров (Мошкин, 1961). Интрузии этого комплекса концентрируются в нескольких зонах субширотного простирания, имеющих сложное строение. В других районах Становой системы они встречаются реже.

Большинство габброидных тел неоднородны, имеют грубополосчатое строение благодаря чередованию меланократовых и лейкократовых габбро-амфиболитов и габбро-диоритов. Ленточными и эллипсоидальными шширами мощностью от сантиметров до нескольких метров в них располагаются горнблендиты, пироксениты и габбро-нориты. Переходы между породами четкие, хотя и не резкие. Иногда ультраосновные породы образуют в габброидах секущие жилы. В телах габбро-амфиболитов в ряде мест (реки Джана, Ток и Сивакан) наблюдаются значительные участки рудных габбро. Часто (реки Мая-Половинная, Джана, Сивакан и др.) встречаются ксенолиты гнейсов, сланцев, мраморов и кальцифиров. Расположение ксенолитов всегда согласное с ориентировкой шширов и полосчатостью габброидов, а также с залеганием вмещающих гнейсовых толщ.

Фигуративные точки химического состава габбровых пород (см. рис. 28) располагаются на диаграмме А. Н. Заварицкого вдоль линии средних составов пород по Дэлл, от диорита до перидотита. Ультраосновные породы (пироксениты, горнблендиты, амфиболовый перидотит), отличаются от средних значений по Дэлл содержанием большего количества щелочей и большей железистостью. Основные породы (габбро, диориты) имеют повышенную щелочность и большую магnezность. Все породы комплекса характеризуются значительным преобладанием натрия над калием.

Породы майско-джангинского комплекса, отвечающие габбро-диабазовой формации, метаморфизованной в условиях амфиболитовой фации, сформировались до главной фазы раннепротерозойской (становой) складчатости. Вместе с метаморфизованными эффузивами станового комплекса они являются характерными магматическими образованиями геосинклинального этапа раннепротерозойского тектоно-магматического цикла. Металлогенетическое значение этих пород определяется связью с ними проявлений титана и железа, тремолит-асбеста и талька.

Раннепротерозойские основные и ультраосновные породы часто интенсивно мигматизированы и прорваны телами древнестановых граптоидов. Наблюдаются также анортозитизация, микроклинизация и окварцевание этих пород.

Следующим по возрасту plutonicким комплексом является древнеджугджурский комплекс анортозитов. Породы его образуют несколько крупных и ряд мелких массивов общей площадью свыше 10 тыс. км².

Анортозитовые массивы распределены неравномерно (рис. 29). Они приурочены главным образом к местам виргации складчатой системы на Джугджуро-Стаповую и Олёкминскую ветви на западе (Имангаитский

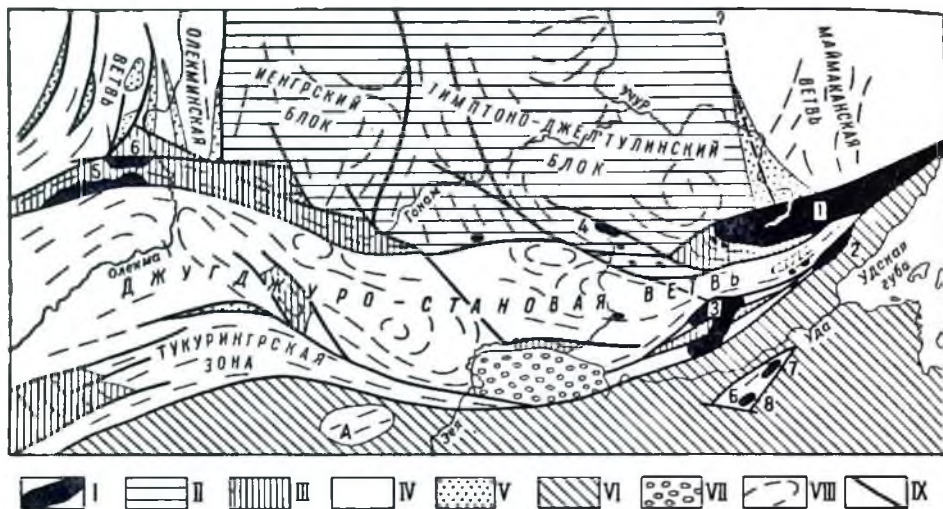


Рис. 29. Схема структурного положения анортозитовых массивов в Становой системе. Составили В. П. Мошкин и Н. Н. Дагелайская

I — породы анортозитового комплекса (массивы: 1 — Главный, 2 — Лавлинский, 3 — Сектангский, 4 — Верхне-Уидытквинский, 5 — Имангаитский, 6 — Арбагасский, 7 — Гламский, 8 — Шевлигский); II — архейские образования Алданской складчатой системы; III — архейские образования Становой складчатой системы; IV — раннепротерозойские образования Становой складчатой системы; V — среднепротерозойские осадочно-вулканогенные отложения эоплатформенного типа; VI — Монголо-Охотская складчатая система с Голышским (А) и Баладеским (Б) выступом фундамента; VII — мезо-кайнозойские отложения Верхнезейской впадины; VIII — днища простираения нижнедокембрийских пород; IX — главнейшие разломы

и Арбагасский массивы) и Джугджуро-Стаповую и Маймаканскую ветви на востоке (Главный и Лавлинский массивы). Все анортозитовые массивы вытянуты в субширотном направлении и локализируются в зонах глубинных разломов, ориентировка которых совпадает с направлением главных структур. В пределах этих зон анортозиты совместно с глубокометаморфизованными архейскими и раннепротерозойскими породами слагают приподнятые блоки. Характерна приуроченность анортозитов к породам основного состава — архейским пироксен-плагноклазовым кристаллическим сланцам, раннепротерозойским габбро-амфиболитам, амфиболитам и ультрабазитам майско-джанинского комплекса и амфиболовым гнейсам и сланцам. Анортозитовые массивы имеют сложное внутреннее строение с неоднородным пятнисто-полосчатым распределением разновидностей пород — лабрадоритов, андезититов, олигоклазитов — и резко подчиненных им габбро-анортозитов, габбро, габбро-норитов, пироксенитов, рудных габбро и рудных пироксенитов. Внутри анортозитовых тел наблюдаются реликты в той или иной степени анортозитизированных

пироксен-плаггиоклазовых кристаллических сланцев, амфиболитов, оливинсодержащих габброидов.

Отдельные массивы анортозитов несколько различаются по составу и внутреннему строению. Так, в составе Главного анортозитового массива преобладают серые лабрадориты, в том числе и ирризирующие. Сехтагский массив сложен главным образом розовато-серыми андезинитами и белыми олигоклазитами с резко подчиненным количеством лабрадоритов. Имангакитский и Арбогасский массивы, по данным Е. С. Бобина, Г. Н. Баженовой и авторов настоящего очерка, имеют зональное строение. В западных частях массивов преобладают темно-серые лабрадориты, восточнее они постепенно сменяются розоватыми андезинитами, далее на восток уступающими место белым олигоклазитам.

Кроме анортозитовых массивов и мелких тел наблюдаются участки и зоны в той или иной степени анортозитизированных (перекристаллизованных, обогащенных лабрадором или андезитом и обедненных цветными минералами) архейских и раннепротерозойских пород. В этих участках широко развиты породы, переходящие от кристаллических сланцев и габбро-амфиболитов до анхимономинеральных анортозитов.

Химический состав анортозитов, габбро-анортозитов, вебстерита и горнблендита отражен на рис. 28. В группу анортозитов и габбро-анортозитов входят породы как нормального ряда, так и пересыщенные глиноземом. Они близки к составу среднего анортозита по Дэли, отличаясь несколько пониженным содержанием полевошпатовой извести и наличием разностей, пересыщенных глиноземом. Меланократовые породы шпиров (вебстерит и горнблендит) отличаются от соответствующих средних составов по Дэли пониженной щелочностью и более высокой железистостью.

Вопрос о генезисе древнеджугджурских анортозитов является дискуссионным. Часть исследователей — А. А. Леонтович, Н. А. Раков — рассматривают анортозиты как дифференциаты основной магмы; А. П. Лебедев (1957) и Г. Т. Татаринев считают их образованием из плаггиоклазитового расплава, возникшего на глубине при ассимиляции известково-глинистых пород кислой магмой.

Исследования В. Н. Мошкина и И. Н. Дагелайской (1964) по изучению анортозитов Становой складчатой системы позволяют установить ведущую роль в их генезисе многостадийного метасоматоза. Первоначально при метасоматическом преобразовании архейских и раннепротерозойских кристаллических сланцев, габброидов, амфиболитов и ультрабазитов возникли лабрадориты и габбро-лабрадориты. Эти процессы сопровождался выносом магния и железа и привносом алюминия и в меньшей мере натрия. Во вторую стадию происходило формирование андезинитов. Эти породы развивались как за счет замещения раннепротерозойских габбро-амфиболитов, горнблендитов и амфиболовых гнейсов, так и за счет лабрадоритов и габбро-лабрадоритов. Вторая стадия отличается от первой некоторым уменьшением привноса алюминия и увеличением роли натрия. Начинается привнос кремния; вынос магния и железа сохраняет свое значение. Такое изменение химизма процессов анортозитизации сохраняется и дальше, о чем свидетельствует появление на третьей стадии олигоклазитов, в образовании которых привнос кремния и натрия играет еще большую роль. По химизму процесс анортозитизации резко отличается от базификации и сближается (на поздней стадии) с гранитизацией.

Возрастное положение древнеджугджурских анортозитов среди других докембрийских плутонических комплексов точно не установлено (Мошкин и др., 1961): они моложе габброидов майско-джангинского комплекса и древнее гранитоидов станового комплекса.

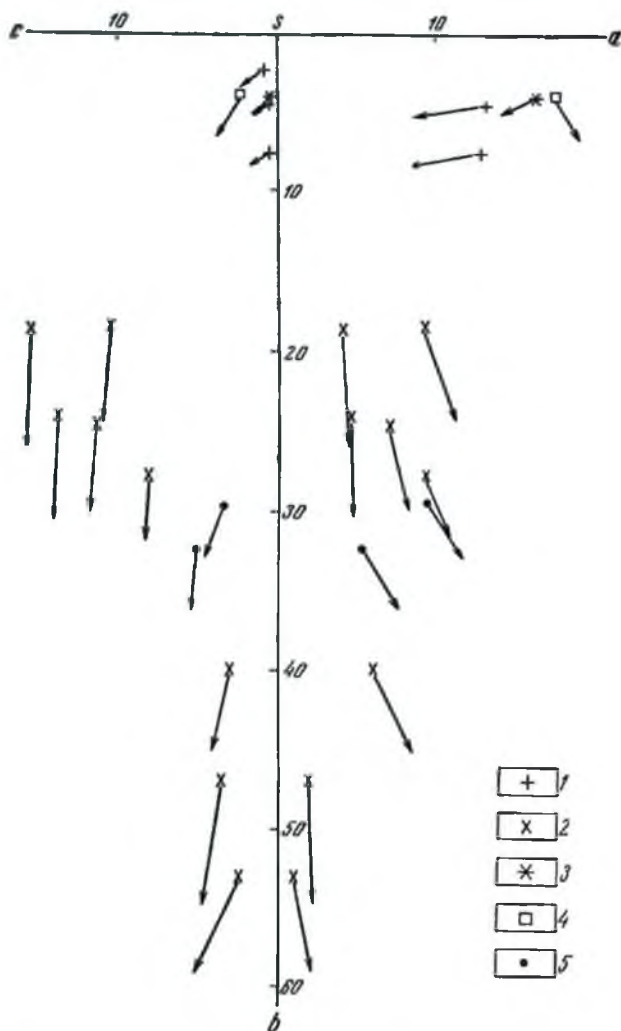


Рис. 30. Средне- и позднепротерозойские породы Становой складчатой системы.

Средний протерозой: 1 — гранофировые граниты Южно-Учурского массива (формация рапаниви); 2 — основные и ультраосновные породы массивов Лучинского, Ильзеус, Лукинда (формация расчлененных диорит-габбровых интрузий), 3 — граниты Нуямского массива, поздний протерозой: 4 — щелочные граниты Уланского массива, 5 — габбро-диабазы

Абсолютный возраст апатита из анортозитов, определенный свинцовым методом А. И. Тугариновым и др. (1965), равен 2250 ± 150 млн. лет.

Металлогеническое значение анортозитов определяется приуроченностью к ним проявлений титана и железа.

В период главной фазы раннепротерозойской складчатости и регионального метаморфизма сформировались гранитоиды древнестанового комплекса. Выделенные впервые Д. С. Коржинским (1935) в западной

части Станового хребта, эти породы установлены и во всех других районах Становой складчатой системы (Мошкин, 1961).

Древнестановые гранитоиды слагают как крупные конкордантные, со структурами станового комплекса, массивы («мигма-плутоны»), тяготеющие к ядрам синклиналичных или антиклинальных складок первого порядка, так и множество мелких пластовых, реже секущих тел, не имеющих столь четкой структурной приуроченности. Преобладают серые биотитовые и роговообманково-биотитовые, реже двуслюдяные и эпидиотовые плагιοграниты, граниты и гранодиориты, обладающие гнейсовидной или полосчатой текстурой и мелко- и среднезернистым сложением. Встречаются также крупнозернистые и пегматоидные разновидности. Интрузивные тела, особенно крупные, характеризуются весьма неоднородным строением, выражающимся в частом и иногда резком изменении слагающих их пород по структуре (от мелкозернистых до крупнозернистых), текстуре (от полосчатых до массивных), составу (от лейкократовых до мезократовых) и т. п. Внутри тел встречаются мощные пачки и отдельные горизонты гнейсов и мигматитов. Залегание гнейсов в большинстве случаев не нарушено при формировании гранитов, за что говорит полное их согласие со структурами окружающих стратифицированных толщ. Гнейсовидность гранитов также всегда параллельна полосчатости включенных внутри них гнейсов.

Эпиконтактовые зоны гранитов изобилуют пнъекционными жилами различной мощности, мигматизирующими вмещающие породы; наблюдаются постепенные переходы от мигматизированных гнейсов к гранитам с темными структурами. Благодаря этому очертания массивов расплывчаты и граница с вмещающими породами проводится условно.

Граниты древнестанового комплекса образовались в процессе глубоинной (анатектической) гранитизации раннепротерозойских пород станового комплекса (Мошкин, 1960, 1961; Миронюк, 1961; Судовников и др., 1965), а также архейских метаморфических и плутонических пород преимущественно *in situ* (автохтонные граниты).

Крупные конкордантные массивы древнестановых гранитов в бассейнах рек Тынды (Ю. А. Сипарова), Гылюя (Ю. П. Скатынский и Б. Л. Годзевич), Тока (Н. Н. Лошак) и в некоторых других районах характеризуются большей однородностью, меньшим количеством реликтов вмещающих пород, более четкими границами, увеличением в составе их количества нормальных гранитов и, наконец, появлением пород с гипидноморфнозернистыми структурами. По-видимому, массивы в значительной мере образовались путем кристаллизации перемещенного в процессе складчатости подвижного гранитового материала, который возник при ультраметаморфизме раннепротерозойских и архейских пород (аллохтонные граниты).

Химический состав древнестановых гранитов, как авто-, так и аллохтонных (см. рис. 28), близок к докембрийскому граниту Дэли, отличаясь от него более высокой суммой щелочей при значительном преобладании натрия над калием, меньшей железистостью и большей пересыщенностью глиноземом.

Абсолютный возраст гранитов станового комплекса по многочисленным определениям А. И. Тугаринова и др. (1965) свинцовым методом по монацитам, ортитам и цирконам равен 1860 ± 100 млн. лет; определения Э. К. Герлинга аргоновым методом по биотиту дают 1810 млн. лет (Глебовицкий и др., 1965). Вероятно, породы претерпели «омоложение».

Металлогеническое значение древнестанового комплекса определяется связью с ним некоторой части мусковитовых пегматитов.

Более поздними, чем древнестановые граниты, являются кварцевые диориты токско-алгоминского и граниты позднестанового комплекса.

Кварцевые диориты токско-алгоминского комплекса, выделенного В. Н. Мошкиным (1960), слагают несколько крупных массивов в междуречье Тока — Алгомы, в низовьях р. Гилюя, в бассейне р. Луча (приток Купури), Маймакана, Уркана и ряд мелких пластовых и секущих тел в верховьях р. Зеи, в бассейне р. Май-Половинной и в некоторых других местах. Массивы располагаются согласно со структурой раннепротерозойских пород и, как правило, приурочены к ядрам крупных синклинальных складок в толщах роговообманковых гнейсов. По строению массивы сходны с массивами древнестановых гранитов и также неоднородны благодаря частому чередованию пород различного состава (от диоритов до гранодиоритов), структуры (от мелкозернистых до крупнозернистых порфиридных), текстуры (от массивной до полосчатой) и присутствия внутри массивов отдельных пачек и прослоев гнейсов и амфиболитов. Вследствие постепенных переходов между породами комплекса и вмещающими гнейсами и амфиболитами некоторые границы массивов расплывчаты. Тела кварцевых диоритов более однородны, чем тела древнестановых гранитов, и имеют сравнительно четкие границы, прорывающая уже мигматизированные гнейсы станового комплекса.

По генезису породы токско-алгоминского комплекса близки древнестановым гранитам, по, по-видимому, в их образовании большую роль играют процессы реоморфизма.

По химическому составу (см. рис. 28) кварцевые диориты, гранодиориты и диориты несколько отличаются от соответствующих средних пород по Дэли повышенным содержанием щелочей, при преобладании натрия над калием, и повышенным содержанием полевошпатовой извести (в диоритах и кварцевых диоритах).

Металлогеническое значение комплекса неясно.

Граниты позднестанового комплекса, впервые выделенные Г. Н. Баженовой и А. Г. Кацем, широко распространены в западной части Становой ветви и в Олёкминской зоне. Они представлены биотитовыми и биотитроговообманковыми, часто порфиридными гранитами, реже гранодиоритами и граносенитами, слагающими довольно крупные массивы: Олёкмо-Нюкжинский, Чубачинский, Неричинский и др. По-видимому, к этому же комплексу следует отнести и джолонские граниты, развитые в бассейне рек Гилюя и Иликана, изученные в последнее время Ю. Н. Рассказовым и Ю. П. Скатынским. Строение и условия образования этих массивов сходны с токско-алгоминскими, им присуща лишь большая однородность центральных частей массивов и некоторая дискордантность по отношению к структурам раннего протерозоя.

По химическому составу породы близки древнестановым гранитам, отличаясь от них большим содержанием калия и несколько меньшей пересыщенностью глиноземом.

Металлогеническое значение комплекса заключается в связи с ним мусковитовых пегматитов.

Как токско-алгоминский комплекс, так и комплекс позднестановых гранитов относятся к позднекладчатым (частично, может быть, и к послескладчатым) образованиям, завершившим инверсионную стадию раннепротерозойского тектоно-магматического цикла.

Постинверсионные движения вызвали появление крупных разломов, простирающие которых согласно с простираем раннепротерозойских структур. К зонам этих разломов приурочен интенсивный кремнекислый и калиевый метасоматоз, приведший к образованию метасоматических гранитов, граносиенитов и сиенитов, объединенных (Мошкин, 1961) в марагайский комплекс.

Тела марагайских гранитоидов характеризуются неоднородным строением с незакономерным чередованием массивных лейкократовых крупнозернистых гранитов, полосчатых пятнистых среднезернистых гранодиоритов, граносиенитов и даже микроклинитов. Наблюдаются частые реликты гранитизированных габбро, амфиболитов и реже гнейсов. Контакты гранитоидных тел с вмещающими породами сложные и расплывчатые благодаря наличию гранитизированных зон. Мощность тел изменяется от нескольких метров до десятков и сотен метров. В ряде случаев (бассейн рек Марагая, Удыхана и низовья рек Тока и Сивакана) множество таких тел, разделенных гранитизированными габброидами и гнейсами, слагают участки площадью в несколько десятков квадратных километров.

К марагайскому комплексу условно отнесены сиениты и граносиениты Олёкминского массива, а также калишпатизированные габбро, сиенитоподобные породы и сиениты метасоматического и неясного генезиса, слагающие небольшие участки в пределах Главного, Аргагасского и Имаггаитского аортозитовых массивов. Не исключена возможность более древнего возраста сиенитов и их генетической связи с аортозитами; данных для решения этого вопроса слишком мало.

Сиенитовые тела неоднородны. В них нередко отмечаются чарнокитовые породы, образующиеся в процессе микроклинизации и окварцевания гиперстесодержащих аортозитов и габбро-аортозитов.

Химический состав марагайского комплекса варьирует в широких пределах — от сиенитов до лейкократовых гранитов и габбро-сиенитов. Характерна высокая железистость и высокая щелочность при значительном содержании калия (см. рис. 28).

Металлогеническое значение марагайского комплекса определяется наличием пегматитов. С процессами кремнекалиевого метасоматоза связано образование золота.

Постинверсионными разломами и образованием марагайских гранитоидов завершается раннепротерозойский тектоно-магматический цикл. Однако раннепротерозойский возраст этих гранитоидов принимается условно. Возможно, они являются среднепротерозойскими.

Средний протерозой

В среднем протерозое начпается стабилизация Становой складчатой системы, завершившаяся превращением значительной ее части в древнюю платформу и область устойчивого поднятия.

В это время наметились некоторые различия в развитии и в проявлении магматизма отдельных ветвей системы. В Маймаканской и Олёкминской ветвях, отделенных от Джугджуро-Становой крупным разломом, на стыке с архейской частью Алданского щита заложилась прогибы и началась магматическая деятельность субплатформенного типа.

Весьма интенсивно магматизм проявился в бассейне р. Учтура, на стыке юго-восточной окраины архейской части Алданского щита, Джугджуро-Становой и Маймаканской ветвей. По данным Ю. П. Гамалея и других исследователей, в среднем протерозое здесь образовалась

горизонтально залегающая толща пестроокрашенных кварцевых порфиров, щелочных порфиров и их туфов и подчиненных им миндалекаменных базальтовых порфиритов, диабазов и их туфов (эльгетейская свита, баазальт-ролитовая формация).

Наиболее ранние интрузивные породы этой стадии этапа представлены лейкократовыми, иногда порфировидными габбро и габбро-диабазами, слагающими Гекунданский массив и несколько мелких штоков и силлов. Более поздними являются гранофировые граниты, реже граносениты, образующие крупный Южно-Учурский массив трещинного типа. Его южный контакт с апортозитами, по данным Н. С. Шпак, полого падает к северу; характер северного контакта неясен. По минеральному и химическому составу (резкое преобладание железа над магнием и калия над натрием; см. рис. 30), а также по структурным признакам гранитоиды Южно-Учурского массива весьма близки к украинским и карельским рапакиви.

Абсолютный возраст их, определенный А. И. Тугариновым по тиркону свинцовым методом, равен 1900—1960 млн. лет (Ю. Н. Гамалей, устное сообщение).

В Олёкминской ветви среднепротерозойский магматизм, по данным Е. П. Мпроцюка, также начинается с эффузий (?) и интрузий основного состава, за счет которых образуются мелкие пластовые тела амфиболитов и зеленых сланцев, входящие в субганскую серию, и дайки, штоки и силлы габбро, габбро-диабазов и диабазов. Затем последовала сложная многофазная интрузия: биотитовых и биотит-амфиболовых гранитов и гранодиоритов (первая фаза), лейкократовых биотитовых, мусковит-биотитовых, турмалиновых гранитов (вторая фаза) и, наконец, аляскитовых гранитов, гранит-порфиров и разнообразных пегматитов (третья фаза). Граниты слагают либо пластообразные круто наклоненные тела площадью до 300 км², либо хонолиты, либо штоки. Эти породы сопоставляются с гранитоидами кодарского комплекса.

Металлогеническое значение среднепротерозойских магматических образований Маймаканской и Олёкминской ветвей определяется главным образом приуроченностью к их гранитовым комплексам проявлений лития, редких металлов и мусковита.

Среднепротерозойский магматизм Джугджуро-Становой ветви изучен слабо. Проявления его отличаются от магматизма Маймаканской и Олёкминской ветвей и начинаются, по-видимому, с накопления в прогибах типа Чульмацкого маломощных (до 200 м) прослоев и линз основных вулканитов, превращенных метаморфизмом в амфиболовые сланцы. По-видимому, к этому же времени относится формирование отдельных довольно крупных, до 40—50 км², пологозалегающих расслоенных массивов (Лучинский, Лукиндинский, Ильдеус и др.), сложенных разнообразными габбро, троктолитами и подчиненными им апортозитами и дунитами, а также многочисленных мелких секущих тел габбро, горнблендитов, габбро-амфиболитов, кортлапдитов, реже габбро-пегматитов. Петрохимически (см. рис. 30) они отличаются от соответствующих средних составов по Дэлл более высокой магниезальностью и более высоким содержанием натрия.

С. А. Щека относит эти породы к формации расслоенных дунит-габбровых интрузий, весьма характерных для ранних стадий развития древних платформ (Ю. А. Кузнецов, 1964). Вероятно, и здесь образование этой формации приурочено к началу превращения Становой складчатой системы в платформу.

Металлогеническое значение дунит-габбровой формации хребта Станового определяется приуроченностью к ней медно-никелевых проявлений и сходством ее с некоторыми никеленосными формациями других областей (Зимин и др., 1964).

Более молодыми являются биотитовые и двуслюдяные граниты и сопровождающие их мусковитовые пегматиты, которые слагают в бассейне р. Чульмана несколько мелких массивов, приуроченных к разломам. Абсолютный возраст их определен аргоновым методом по мусковиту в 1890 млн. лет (Глебовицкий и др., 1965).

К этой же стадии, по-видимому, можно отнести более крупные Таксагандинский (междуречье Зеп и Тока) и Нуямский (верховье р. Нуяма) массивы биотитовых и двуслюдяных гранитов, плагиогранитов, реже гранодиоритов и граносиенитов, с которыми также в ряде мест связаны мусковитовые пегматиты. Массивы приурочены к разломам северо-западного и запад-северо-западного направлений, пересекающих структуры раннего протерозоя. С вмещающими раннепротерозойскими и архейскими породами граниты имеют резкие секущие контакты. Химический состав их изучен слабо. Результаты пересчета единственного анализа показаны на рис. 30.

Металлогеническое значение среднепротерозойских гранитов Джугджуро-Становой ветви определяется генетической связью с ними части жил мусковитовых пегматитов.

Поздний протерозой

В позднем протерозое в пределах Маймаканской ветви происходили излияния лав основного состава, образовавших гонимскую свиту диабазов и диабазовых порфиритов. Одновременно формировались мелкие intrusion — дайки, штоки и силлы — габбро-диабазов и диабазов. В Олёкминской и Джугджуро-Становой ветвях также наблюдаются многочисленные дайки габбро-диабазов, диабазов и конгадиабазов, образующих протяженные пояса преимущественно северо-восточного простирания. Мощность даек 5—10 м. По химическому составу породы даек близки оливиновому диабазу по Дэли, отличаются от него лишь несколько меньшей магнезиальностью (см. рис. 30). Эти проявления основного магматизма несомненно принадлежат уже платформенной трапповой формации.

К позднему протерозою относится также улканский комплекс щелочных гранитов. Крупный, площадью около 700 км², многофазный Улканский массив находится в верховьях рек Учюра и Улкана; там же установлено несколько более мелких массивов и силлов. Первая фаза Улканского массива образована биотитовыми гранитами, вторая — эгирин-роговообманковыми гранитами, а третья — гранит-порфирами и кварцевыми порфирами. По химическому составу породы близки к гранитам Южно-Учурского массива; отличаются они еще более высоким содержанием щелочей при некотором уменьшении роли калия.

С породами этого комплекса связаны проявления флюорита, касситерита, колумбита.

Возраст гранитов улканского комплекса точно не установлен. Известно лишь, что они прорывают осадочные породы учурской серии верхнего протерозоя. Абсолютный возраст, определенный по циркону свинцовым методом, колеблется в пределах 770—1400 млн. лет (Гамалея, 1963), а согласно последним определениям А. И. Тугаринова (1965),

достигает даже 2000 ± 100 млн. лет, что не мешает некоторым исследователям считать этот комплекс мезозойским.

В конце протерозоя, в стадию типичного платформенного развития Алданского щита, образовались своеобразные интрузии центрального типа, сложенные породами ультраосновной — щелочной формации с карбонатами. Известны четыре концентрически-зональные кольцевые интрузии в восточной части щита (бассейн Учюра и Май) и одна — в его центральной части, в бассейне Алдана. Они залегают в породах верхнего протерозоя, образуя ядра крупных диапироподобных структур, несогласно перекрытых отложениями нижнего кембрия (юдомской свитой).

В наиболее полном виде эти интрузии имеют центральное ядро, сложенное дунитами, перидотитами и пироксенитами, которое окаймлено зоной ультраосновных — щелочных или щелочных пород типа ийолит-мельтейгитов, нефелин-канкринитовых сиенитов. В некоторых массивах такая последовательность нарушается: может отсутствовать краевая зона щелочных пород (массив Инагли) или в пределах «массива» может размещаться чрезвычайно насыщенная жильными породами зона сильно переработанных метасоматозом, главным образом фенитизированных пород фундамента (массив Арбарастах). Вообще группа жильных тел, сопровождающих интрузии рассматриваемого типа, весьма разнообразна; это кимберлиты, тингуаиты, ийолит-порфиры и различные карбонаты.

С дунитами связаны рудопроявления платины (в хромите); с карбонатами — месторождения апатита и рудопроявления флогопита и магнетита.

Абсолютный возраст магматических пород этой формации по определениям аргоновым и свинцовым методами составляет 600—650 млн. лет (Емельянов, Моралев, 1961), что хорошо согласуется с геологическими данными.

Зоны мезозойской активизации Алданского щита и его Становой складчатой системы

Магматическая деятельность в мезозое на Алданском щите связана с тектоно-магматической активизацией, охватившей обширные пространства Восточной Азии. Интрузии, реже эффузивы, этого времени отражают нарастание процесса от триаса до начала мела и быстрое угасание его к концу мела. Распространение мезозойских магматических пород контролируется крупными субширотными, а также поперечными разломами. По интенсивности проявления магматизма и его составу выделяются две области: южная — Становая и северная — Алданская, разделенные Становым глубинным разломом.

Мезозойские магматические образования Становой области активизации распространены очень широко, слагая не менее половины ее площади. Устанавливаются три этапа их проявления: триас-юрский, позднелюрский — раннемеловой и меловой (посленеокомовый). По интенсивности проявления магматизма того или иного этапа и по составу их интрузивных комплексов выделяются три зоны: Верхне-Примамурская, Становая и Джугджурская. Сопоставление магматических образований этих зон показано в табл. 6.

Триас-юрский этап наиболее интенсивно проявился в Верхне-Примамурской зоне, отделенной от Становой Джелтулакским глубинным разломом. К северу от зоны разлома в собственно Становой зоне магматические породы этого этапа распространены незначительно.

Триас-юрские магматические породы Верхне-Приамурской зоны принадлежат трем комплексам: 1) амананскому, в состав которого входят гранодиориты, кварцевые диориты, плагиограниты, амфибол-биотитовые и биотитовые граниты; 2) верхнеольдойскому, представляющему лейкократовыми и аляскитовыми гранитами, и 3) олонгринскому, сложенному граносиенитами и сиенитами. Интрузии приурочены обычно к крупным субширотным разломам, что особенно отчетливо выражено для двух последних комплексов. Размер тел первого и второго комплексов достигает нескольких сот квадратных километров. Возраст амананского комплекса триас-юрский, два других относятся к юре (возможно, к поздней юре). Верхней возрастной границей самого молодого из перечисленных комплексов служит перекрывающая его позднеюрская — раннемеловая вулканогенная толща.

Таблица 6
 Схема сопоставления мезозойских магматических образований различных зон Становой области

Возраст	Верхне-Приамурская зона	Становая зона	Джугджурская зона
Поздний мел		Субщелочные граниты талгыгского комплекса	Кислые и субщелочные гранитоиды
Поздний — ранний мел	Аляскитовые и лейкократовые пегматоидные и аплитовидные граниты	Лейкократовые и аляскитовые граниты удыхивского комплекса	Умеренно кислые гранитоиды джугджурского комплекса; ранняя фаза — габбро и диориты
		Эффузивы среднего, реже кислого состава	Эффузивы кислого, реже среднего состава
Ранний мел — поздняя юра	Умеренно кислые гранитоиды сергачинского комплекса; ранняя фаза представлена диоритами	Умеренно кислые гранитоиды удекого, улско-зейского и тындинско-бакаранского комплексов Габбро и диориты чалляринского комплекса	Умеренно кислые гранитоиды удекого комплекса; ранняя фаза — габбро и диориты
		Эффузивы кислого состава	Эффузивы среднего, реже кислого состава
Юра — триас	Субщелочные граносиениты олонгринского комплекса		
	Лейкократовые и аляскитовые граниты верхнеольдойского комплекса	Умеренно кислые, кислые и субщелочные гранитоиды (на крайнем западе зоны)	
	Умеренно кислые гранитоиды амананского комплекса; ранняя фаза представлена диоритами		

Позднеюрский — раннемеловой этап магматизма проявился на всей территории Становой области, но особенно интенсивно в пределах собственно Становой зоны. Он начался с вулканической деятельности, в результате которой сформировалась толща андезитовых и дацитовых порфиритов и их туфов (джелонская и другие свиты). Вулканогенные породы несомненно первоначально имели более широкое распространение в пределах Становой зоны, чем в настоящее время, но затем были в значительной мере смыты. В конце юры — начале мела вдоль Станового разлома образовался многофазный мощный интрузивный пояс сложного состава. В первую фазу сформировались мелкие тела габбро, габбро-троктолитов, габбро-диоритов и диоритов, выделенные на востоке зоны как чалляринский комплекс. За ними последовало внедрение умеренно кислых гранитоидов удско-зейского, удского и тындинско-бакаранского комплексов. Массивы этих гранитоидов, весьма крупные по площади (до 5000 км²), имеют сложные формы и крутое залегание, обусловленные главным образом пересечением разломами субширотного и северо-западного простираний, которые являются магмоподводящими путями. Встречаются (реки Олёкма, Мульмуга) и полого залегающие плитообразные тела, имеющие характер межформационных, и, по-видимому, внедрившихся между фундаментом и верхнеюрскими полого залегающими осадочно-вулканогенными отложениями. Внутреннее строение массивов обычно довольно сложное, что выражается в изменении пород массива по составу и структуре, в наличии многочисленных шпиров, ксенолитов и крупных просевов кровли.

В заключительную фазу позднеюрского — раннемелового этапа образовались многочисленные малые тела гранодиорит-порфиров.

Верхняя возрастная граница этих пород определяется перекрытием их конгломератами и песчаниками с флорой неокома.

В пределах Верхне-Приамурской зоны с позднеюрским — раннемеловым этапом связано формирование толщи эффузивов преимущественно кислого состава и многофазного сергачинского комплекса умеренно кислых гранитоидов. Крупные и мелкие интрузивные тела этого комплекса приурочены к разломам северо-западного простирания, секущим все структуры Верхне-Приамурской зоны.

Меловой (посленеокомовый) магматизм отделен во времени от предыдущего позднеюрского — раннемелового магматизма эпохой поднятия и интенсивной эрозии, при которой были почти нацело уничтожены осадочно-вулканогенные отложения поздней юры и обнажены позднеюрские — раннемеловые интрузии.

Посленеокомовый магматизм также захватывал всю территорию Становой области, однако меньшая его интенсивность и разнообразие по составу отмечались в Джугджурской зоне. Граница этой зоны со Становой, по-видимому, проходит по Киранканскому разлому, к западу от которого характер магматизма (не только мезозойского, но и кайнозойского) заметно меняется. В Джугджурской зоне посленеокомовый магматизм начался с излияния эффузивов кислого и среднего состава (магейская свита), распространенных здесь довольно широко. Эти эффузивы залегают на конгломератах с флорой неокома.

Эффузивная толща прорвана умеренно кислыми гранитоидами джугджурского комплекса. В формировании последнего выделяют три фазы: 1) раннюю — мелкие тела габбро и диоритов; 2) главную — сравнительно крупные массивы гранодиоритов и гранитов; 3) заключительную —

гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры и др. Более молодыми являются лейкократовые и субщелочные граниты и гранит-порфиры, слагающие небольшие массивы и мелкие тела. Верхняя возрастная граница интрузивных пород мелового (посленеокомового) этапа определяется наложением на них тоганохской свиты верхнего мела.

Существенно новым является меловой (посленеокомовый) магматизм в пределах Становой зоны. Вслед за излияниями эффузивов среднего и кислого состава (карауловская свита) здесь внедрились лейкократовые и аляскинтовые граниты удыхьинского комплекса, образовавшие массивы средних и небольших размеров. Затем последовала интрузия субщелочных гранитов, граноспелит-порфиров, гранит-порфиров (талгытский комплекс), слагающих мелкие разрозненные тела.

Подобный же характер имеет меловой (посленеокомовый) магматизм и в пределах Верхне-Приамурской зоны.

Приведенная краткая характеристика мезозойского магматизма Становой области активизации позволяет сделать следующие выводы:

1. Проявление различных этапов мезозойского магматизма по существу локализуется в определенных зонах, разделенных разломами: триас-юрский этап в Верхне-Приамурской зоне, на юго-западе области; позднерурский — раннемеловой этап в Становой зоне, в центральной части области; меловой (посленеокомовый) этап в Джугджурской зоне, на крайнем северо-востоке Становой области.

2. Подтверждается предположение М. С. Нагибиной, Ю. А. Альбова и др. о закономерном смещении во времени этапов максимального магматизма в пределах Становой области с запада на восток.

3. Общий характер магматизма выделенных этапов близок между собой: состав интрузивных образований каждого из них закономерно меняется от основного и среднего (начальные фазы) к умеренно кислому и далее к кислому и субщелочному.

4. Среди мезозойских интрузивных образований Становой области преобладает умеренно кислая серия пород. Значительные массивы кислых и субщелочных пород характерны лишь для Верхне-Приамурской зоны.

В Алданской области активизации наиболее ранними мезозойскими магматическими породами являются кимберлиты и кимберлитоподобные породы шамулинского комплекса, условно триасовые. Они распространены ограниченно на крайнем северо-западе области и относятся к формации кимберлитов Сибирской платформы. Предположительно с ними связаны находки алмазов в бассейнах Чары и Джеконды.

Масштабы юрской магматической деятельности были также не особенно значительны, но охватывали всю Алданскую область. В это время происходило образование даек, пластовых интрузий, реже излияния порфиров спелитового и гранитового, изредка диоритового состава (ороченский комплекс).

Наиболее активный магматизм приурочен к позднерурскому — раннемеловому времени (доапт-альбский), когда сформировались протяженные субширотные пояса малых интрузий, реже субвулканов, протянувшиеся от р. Чары на западе до хребта Джугджур на востоке. Магматические породы этого времени по генезису и пространственной локализации относятся к двум самостоятельным комплексам.

Породы кет-капского комплекса представлены комагматичной серией кварцевых диоритов, гранодиоритов, спелито-диоритов, спелитов, реже граноспелитов и гранитов. Широко распространены порфировые фации

этих пород. Интрузии кет-капского комплекса размещаются в юго-восточной части Алданской области, тяготея к Становому глубинному разлому, причем на север от него гранодиоритовые интрузии сменяются сиенитовыми, что позволяет выделить два субширотных пояса — гранодиоритовый и сиенитовый.

Таблица 7

Схема сопоставления мезозойских магматических образований некоторых зон Становой и Алданской областей активизации

Возраст	Становая область	Алданская область		
	Собственно Становая зона	Юго-Восточная зона	Центральная зона	Северо-Западная зона
Поздний мел	Субщелочные граптоиды талгыгского комплекса	Кварцевые монцитоны карауловского комплекса	Сиенитовый пояс кет-капского комплекса	Пояс щелочных пород алданского комплекса
Поздний — ранний мел	Лейкократовые и аляскистовые граптоиды удыхынского комплекса Эффузивы (карауловская и магейская свиты)			
Ранний мел — поздняя юра	Умеренно кислые гранитоиды удско-вэйского, удского, тындипско-бакаранского комплексов Эффузивы	Гранодиоритовый пояс кет-капского комплекса		
Юра — триас	Умеренно кислые, кислые, реже субщелочные гранитоиды (только на крайнем западе зоны)	Сиенит-порфиры, гранит-порфиры, реже диорит-порфириты ороченского комплекса		Кимберлиты и кимберлитоподобные породы чампулпского комплекса

Синхронны кет-капскому комплексу магматические породы алданского комплекса, пространственная обособленность которых на северо-западе Алданской области позволяет выделить здесь пояс щелочных (калиевых) пород. Щелочные породы являются типичными, но не единственными представителями этого комплекса. Кроме них развиты породы щелочноземельного ряда. Между щелочными и щелочноземельными группами пород признаков комагматичности не устанавливается.

Меловой (послеэокомовый) магматизм завершающего этапа начался извержением вулканов и формированием покровов андезит-риолитового состава и закончился внедрением мелких тел кварцевых монцитонитов (карауловский комплекс). Все магматические проявления этого времени невелики по масштабам и сосредоточены вдоль южной окраины Алданской области.

Приведенная краткая характеристика мезозойского магматизма свидетельствует о сложной истории тектоно-магматической активизации

Алданского щита. Сравнение мезозойского магматизма Становой и Алданской областей позволяет сделать вывод о количественном и качественном различии синхронных или близких во времени магматических комплексов этих двух составных частей единого щита (табл. 7). Если в Становой области, особенно в ее собственно Становой зоне, в позднеюрско-раннемеловой этап происходило образование огромных, насыщающих всю территорию интрузий умеренно кислого состава, то в Алданской области в это время формировались малые тела существенно щелочного состава, локализованные в линейных зонах. Эти различия во многом определены существованием Станового глубинного разлома. Наряду с указанными различиями устанавливается определенная связь между одновозрастными магматическими проявлениями в Становой и Алданской областях. Эта связь выражается в постепенном возрастании щелочности в позднеюрских — раннемеловых комплексах в направлении от Становой области на север в глубь Алданской области и в уменьшении щелочности в этом же направлении в меловых (посленеокомовых) комплексах.

Возрастная близость наиболее распространенных магматических образований и закономерное изменение их состава на различных территориях, а также известная общность структурных условий их формирования позволяют говорить об определенной связи тектонических и магматических процессов, протекавших в пределах Алданского щита в мезозойское время.

Анабарский массив

Допозднепротерозойские магматические образования Анабарского массива относятся к двум тектоно-магматическим циклам, охватывающим время от раннего архея до конца раннего протерозоя включительно.

К первому циклу относятся доскладчатые магматические образования, формировавшиеся в геосинклинальных условиях. Предположительно это многоактные подводные излияния базальтовых и андезито-дацитовых лав, преобразованные метаморфизмом в пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы. Намечаются три главных этапа накопления: 1) излияния преимущественно базальтовых и в меньшей мере андезито-дацитовых лав, которые чередовались с перподами накопления кремнистых (кварциты), железисто-кремнистых (типа джеспилитов) и песчано-мергелистых (гранат-пироксеновые гнейсы) осадков; 2) излияния андезито-дацитовых лав с локальным накоплением высокоглиноземистых продуктов и кое-где маломощных карбонатных слоев; 3) формирование мощных песчано-мергелистых толщ (гранат-пироксеновые плагиогнейсы), а также отложение мергелисто-карбонатных слоев (мраморы и кальцифиры), сопровождавшиеся излияниями подчиненных им по мощности андезито-дацитовых лав.

В процессе накопления этой осадочно-вулканогенной толщи, достигшей многокилометровой (15—20 км) мощности, происходили межпластовые согласные и реже секущие интрузии норитов и габбро-норитов. В результате регионального метаморфизма гранулитовой фации они преобразованы в двупироксен-плагиоклазовые (иногда с амфиболом и алмазидом) кристаллические сланцы, обнаруживающие изредка реликты габбровой структуры. Наибольшее значение габбро-норитовые интрузии имели в первую стадию формирования осадочно-вулканогенной толщи.

Возраст регионального метаморфизма по гиперстену из пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев (а также по аналогии с Алданским

щитом) определяется в 3000 млн. лет. Геологический возраст доскладчатых магматических образований раннеархейский.

К позднему архею относятся раннескладчатые ультраосновные межпластовые интрузии и более поздние чарнокитовые гранитоиды. Возрастное положение ультраосновных пород определяется тем, что они прорываются гранитами, а сами несут следы интенсивного автометаморфизма, которые не сохранились бы в случае доскладчатого образования гипербазитов. Ультраосновные породы распространены незначительно. Они образуют среди гнейсовой толщи, простирающейся в северо-западном направлении, обычно, согласные залежи и редко несколько секущие тела. Мощность их в среднем 10—20 м, изредка 100 м; длина колеблется от нескольких сот метров до 1—2 км. Иногда встречаются будинированные тела.

Ультраосновные породы представлены тесно связанными между собой амфиболлизированными и серпентинизированными перидотитами (лерцолиты, верлиты, реже гарцбургиты), амфиболлизированными пироксенитами (преимущественно вебстериты) и почти мономинеральными амфиболовыми породами. Последние вместе с пироксенитами явно преобладают над перидотитами, что составляет одну из особенностей интрузий ультраосновных пород Анабарского массива.

Перидотиты состоят из хризолита, бронзита, иногда небольшого количества диопсида, шпинели, магнетита и вторичных минералов — тремолит-эденитового амфибола, серпентина, идингсита, иногда клинохлора. Содержание амфибола нередко достигает 50—60% объема пород. В амфиболлизированных пироксенитах преобладает бронзит, но довольно часто в значительных количествах присутствуют клинопироксен или хризолит. Вторичные минералы такие же, как в перидотитах. Амфиболовые породы представляют собой крайнюю степень изменения пироксенитов.

Структура ультраосновных пород сложная. Наблюдается сочетание реликтовой панадиоморфнозернистой структуры с наложенными (аллотриоморфнозернистой или даже гранобластовой) структурами, возникшими в результате автометаморфизма.

Ультраосновные породы местами претерпевают воздействие со стороны гранитовой магмы. В результате образуются полоски или гнездовые скопления слабожелезистого биотита, а иногда возникают кристаллы андезина, клиногумпта и клинохлора. В отдельных случаях в перидотите наблюдаются жилки гранита с ослюденелыми зальбандами.

Химический состав ультраосновных пород существенно изменен. Все же на диаграмме (рис. 31) отчетливо отделяются лерцолиты и гарцбургиты ($b > 56$, c около 2), верлиты, занимающие промежуточное положение (b около 50), и почти всегда амфиболлизированные пироксениты ($b = 44—49$). Специфичность анабарских ультраосновных пород выражается в повышенном содержании в них глинозема и пзвести. Даже в перидотитах количество глинозема не бывает ниже 3,9 вес. %, а в пироксенитах оно возрастает до 7,6%, иногда до 10%. Такое высокое содержание глинозема связано с повышенным содержанием его в клинопироксенах и замещающих их эденитах. Из второстепенных окислов почти всегда присутствуют Cr_2O_3 (0,25—0,70%) и NiO (0,08—0,41%).

Чарнокитовые породы установлены только в нескольких пунктах (хотя несомненно распространены значительно шире) и слабо изучены. Весьма характерно, что они приурочены только к пироксен-плагноклазовым породам и пироксеновым амфиболитам, образуя среди них

маломощные послойные внедрения с включением скиалитов вмещающих пород; иногда послойные тела дают секущие апофизы. Размер наиболее крупного выхода чарнокитовых пород в верховьях р. Джелинды $5 \times 1,5$ км.

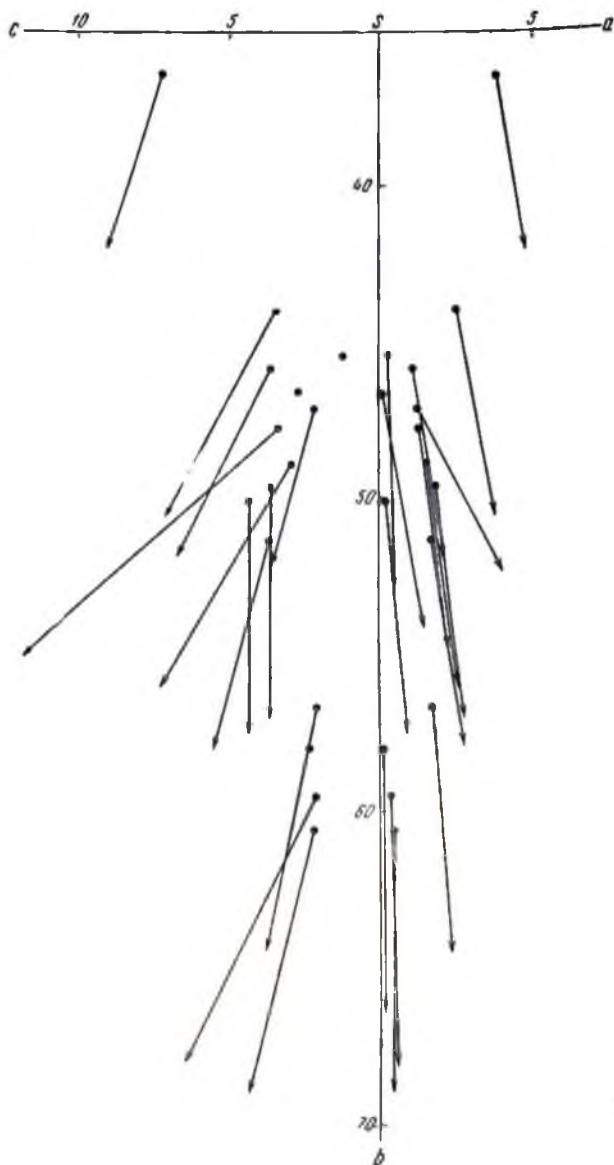


Рис. 31. Ультраосновные породы Анабарского массива

Чарнокитовые породы принадлежат двум разновидностям. Первая представляет собой гнейсовидные, преимущественно среднезернистые, иногда порфириовидные (порфиробластовые) гиперстеновые андезитовые граниты с примесью клинопироксена и биотита или одного из них;

акцессорные в них — магнетит, апатит и циркон. Вторая разновидность отличается от первой присутствием кроме олигоклаз-андезина ортоклазовидного, чаще пертитового калиевого полевого шпата; нередко наблюдаются антипертиты замещения. С гиперстеновыми гранитами местами связаны крупнозернистые гиперстеновые пегматоидные породы, образующие жилы и линзы до нескольких метров в раздуве, а иногда заполняющие межбуждинные пространства в разорванных блоках пироксеновых амфиболитов.

Чарнокитовые породы имеют, по-видимому, палингенное происхождение и возникли в результате селективного плавления пироксен-плагноклазовых гнейсов в период ультраметаморфизма.

Во второй тектоно-магматический цикл в пределах подвижных зон, проходящих параллельными полосами или кулисообразно по простирающей гнейсовой толще, возникли крупные разрывные движения, сопровождавшиеся перекристаллизацией пироксен-плагноклазовых гнейсов и кристаллических сланцев в условиях амфиболитовой фации. В западной и северо-западной окраинах Анабарского массива формируются аортозитовые тела, а в пределах всего массива в результате ультраметаморфических процессов образуются разновозрастные гранитоиды и возникают широкие поля мигматитов. Абсолютный возраст (вероятно, заниженный) пегматитов, связанных с наиболее молодыми аляскистыми гранитами, по биотиту 1900—2200 млн. лет. Аортозиты же прорываются пегматитами и лейкократовыми гранитами (А. Н. Вишневецкий), хотя возможно, что в пределах этого цикла имеются граниты и более древние, чем аортозиты.

Аортозиты представлены небольшими вытянутыми телами, залегающими согласно с вмещающими гнейсами. Площадь наиболее крупного из них составляет около 800 км². Строение массивов сложное. В некоторых из них выявляются две главные текстурно-структурные разновидности: породы центральной части, слагающие главную массу аортозитовых тел, и породы краевой части. В центральной части обособляются массивные, преимущественно среднезернистые амфиболсодержащие аортозиты с аллотриоморфнозернистой или габбровой структурой и очковые аортозиты с бластокатакlastическими структурами, с крупными зернами (очками) плагноклаза, достигающими нескольких сантиметров. Породы краевой части образуют полосы до 2 км в ширину. Обычно развиты гнейсовидные и полосчатые текстуры. По составу преобладают лейкократовые амфиболизированные габбро, подчиненное значение имеют полосчатые аортозиты. Строение массивов усложняется наличием в отдельных участках двупироксеновых габбро-аортозитов.

Химизм аортозитов (рис. 32) определяется различной основностью плагноклаза, которая колеблется в анализированных образцах от 50 до 80% аортита. Наиболее высокий параметр c , равный 22,7, характеризует разновидность аортозита с самым основным плагноклазом. Другие особенности пород обусловлены различным содержанием обыкновенной роговой обманки и других примесей. Наибольшее значение b (6, 2) имеют аортозиты, сложенные средним по основности плагноклазом.

Аортозитовые тела можно рассматривать как сложно построенные плутоны, формировавшиеся в процессе гравитационной кристаллизации магматического расплава при его движении в условиях активного поведения вмещающих пород. Возможно, что на современном облике аортозитов сказалось влияние наложенных метасоматических процессов.

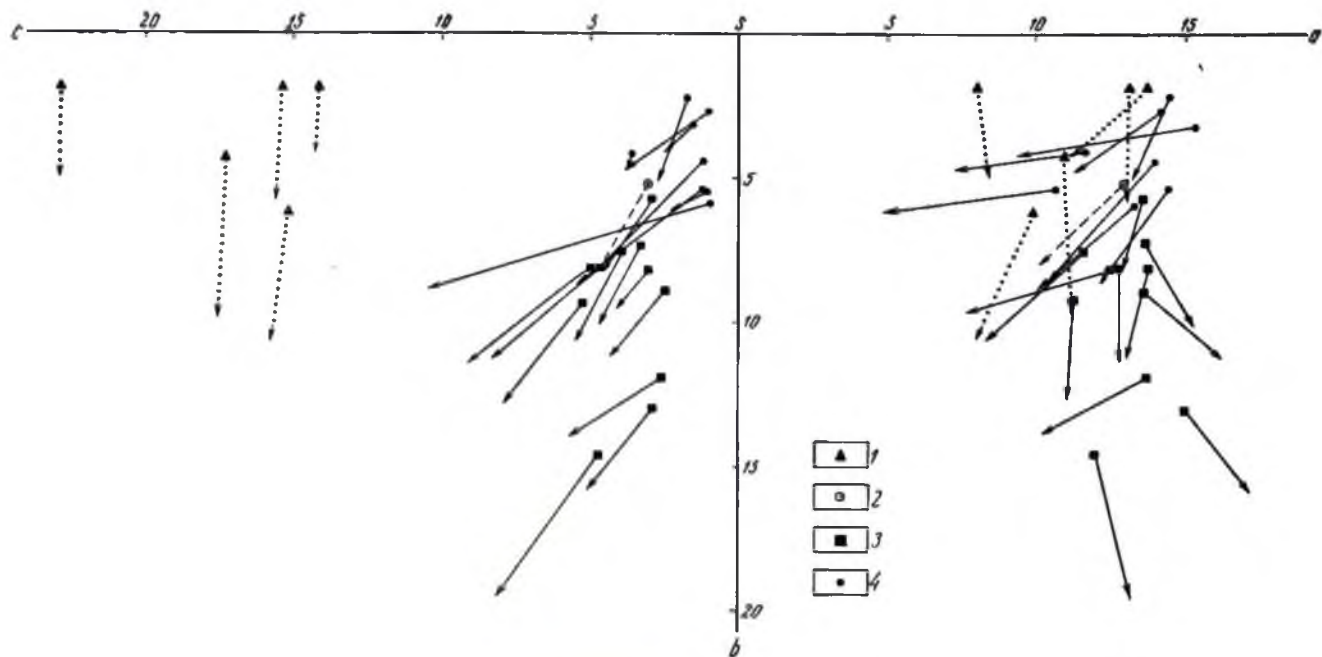


Рис. 32. Породы Анбарского массива:

1 — адортозиты, 2 — гиперстезовые граниты, 3 — гранодиориты и граносиениты, 4 — аляскатовые граниты

Гранитовые интрузии по возрасту и составу относятся к двум группам: 1) более древние интрузии преимущественно крупнозернистых порфиroidных (порфиробластовых) гнейсовидных гранодиоритов и граноспелитов, 2) более молодые интрузии массивных и гнейсовидных аляскитовых гранитов, прорывающих гранодиориты. Эти различные гранитоиды относятся к двум фазам одной и той же стадии магматической деятельности.

Древними гранитоидами сложены два тела — одно в восточной, а другое в западной части Анабарского массива. Восточная интрузия — более крупная. Она имеет в длину 60 км при максимальной ширине 15 км, причем в ее пределах заключены полосы и пачки различных гнейсов и пироксеновых амфиболитов, местами частично гранитизированных. Второе тело значительно меньших размеров. Оба тела залегают согласно с гнейсовой толщей. Текстура пород гнейсовидная, редко массивная. Типичными являются крупнозернистые порфиroidные (порфиробластовые) гранитоиды, которым подчинены мелко- и среднелзернистые разновидности. По составу преобладают гранодиориты, нередко граноспелиты. Кроме того, встречаются граниты, кварцевые диориты и спелитдиориты, связанные постепенными переходами. В породах присутствуют биотит и роговая обманка. Древние интрузии весьма неоднородны. Это выражается не только в колебании их состава, но и в наличии линзовидных участков и полос в различной мере гранитизированных пород.

Представители более молодых гранитов пользуются широким распространением. Они образуют линзовидные, пластовые и редко секущие тела, пронизывающие вмещающие их гнейсы. Наиболее крупные залежи имеют мощность от 500 до 1000 м и длину 5—10 км. Лишь в западной части Анабарского массива известно гранитное тело размером 8 × 20 км. В этих более крупных залежах встречаются пачки гнейсов, часто гранитизированных и мигматизированных.

Господствующими являются субщелочные аляскитовые граниты с явным преобладанием микроклина над плагиоклазом при высоком содержании кварца. Местами наблюдаются альбитизированные аляскиты. Менее распространены биотитовые и еще реже биотит-роговообманковые граниты, обогащенные местами биотитом или гранатом; они могут быть названы теневыми гранитами. Вместе с аляскиотовыми гранитами встречаются аплиты и особенно широко развиты пегматиты. Они образуют согласные жилы, линзы, гнезда, а иногда секущие жилы. Мощность жил варьирует от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров. Выделяются два типа пегматитов — ортотектиты и эвтектиты (последние встречаются сравнительно редко). По составу ортотектиты относятся к калишпатовым и плагиоклазовым, почти всегда содержащим биотит, иногда в значительном количестве. Кроме того, в пегматитах встречаются магнетит, гранат, роговая обманка, монацит и изредка циркон, рутил, графит, халькопирит и молибденит. В зонах повторного метаморфизма (амфиболитовая фация) впервые в 1964 г. на Анабарском массиве обнаружены мусковитсодержащие пегматиты и двуслюдяные граниты.

Аляскиотовые граниты всегда сопровождаются сильно мигматизированными гнейсами. Очевидно, гранитизация и мигматизация тесно сопряжены с процессом образования аляскиотовых гранитов.

Рассмотренные два типа гранитоидных пород различаются и по химическому составу (рис. 32). Первый из них представлен главным

образом граносyenитами и гранодиоритами и более основными разновидностями, содержащими довольно значительное количество калия. Возникновение разновидностей, обогащенных цветными минералами и характеризующихся высоким параметром b , обусловлено частичной ассимиляцией вмещающих пород. Возможно, однако, что эти гранитоиды отражают определенную стадию гранитизации пироксен-плагноклазовых гнейсов.

Аляскитовые граниты характеризуются небольшим параметром c (меньшим единицы или немного ее превышающим) и высоким содержанием щелочей с преобладанием калия над натрием, т. е. их можно отнести к субщелочным гранитам. К аляскитам тесно примыкают «теневые граниты» с нормальным содержанием биотита, которые на векторной диаграмме отделяются повышенными значениями параметров b и c . Все граниты аляскитовой группы обнаруживают пересыщенность глиноземом, иногда довольно значительную.

Оленёкское поднятие

Средний протерозой

Складчатый фундамент Оленёкского поднятия (бассейн р. Солооли), сложенный слабо метаморфизованной сланцево-песчаниковой толщей, включает две разновозрастные группы магматических пород: а) плагноклазовые порфиры и метадиабазы, внедрившиеся в начальные фазы складчатости, и б) более поздние интрузивные образования, представленные кварцевыми габбро-диабазами и кварцевыми диоритами (первая фаза внедрения) и биотитовыми гранитами и гранодиоритами (вторая фаза внедрения).

Плагноклазовые порфиры образуют несколько даек субширотного простирания мощностью не свыше 10 м. Текстура их слегка сланцеватая. Редкие вкрапленники размером около 1 мм представлены кварцем и олигоклазом. Микрогранитовая основная масса состоит из калиевого полевого шпата, олигоклаза, кварца и серпичита; спорадически присутствуют мусковит, хлорит, сфен, апатит, пирит.

Метадиабазы залегают sillами мощностью около 100 м и представляют собой раздробленные, рассланцованные и в значительной мере измененные и перекристаллизованные породы. Первичными в них являются реликты таблитчатого плагноклаза, большая часть которого замещена агрегатом хлорита, серпичита, каолинита и другими вторичными продуктами. Цветные минералы, явно вторичные, образуют волокнистый агрегат биотита, хлорита и гидрослюда с примесью гидроксидов железа и лейкоксена, развивающегося по ильмениту. Значительную часть породы составляют микроклин и кварц более позднего происхождения.

Кварцевые габбро-диабазы и кварцевые диориты образуют штокообразные тела площадью до 3 км². Пространственная разобщенность выходов не позволяет судить о взаимоотношениях интрузивных пород. Можно лишь предполагать их общее происхождение в ходе нормальной дифференциации магмы. Для кварцевых габбро-диабазов характерно массивное крупнокристаллическое сложение и долерптовая структура. Главные минералы: андезин-лабрадор и пикнит, замещенный амфиболом, биотитом или карбонатом. В подчиненном количестве присутствуют

кварц, микроклин, гиперстен; акцессорные — апатит, рудный минерал и реже сфен, циркон, рутил.

Кварцевые диориты представляют собой массивные средне-крупнокристаллические породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Они состоят из андезина и переменного количества кварца, биотита и роговой обманки, иногда присутствуют микроклин и реликты клинопироксена. Акцессорные минералы — апатит, циркон и сфен.

Биотитовые граниты и гранодиориты образуют ряд пространственно разобщенных выходов, вытянутых в север-северо-западном направлении согласно простирающую складчатых структур. Граниты крупнозернистые, трахитоидной текстуры и гипидиоморфнозернистой порфирированной структуры. Состав их: микроклин в виде фенокристаллов, олигоклаз, кварц и хлоритизированный биотит; акцессорные минералы — апатит, циркон, сфен, реже рутил и лейкоксен. Периферические части интрузии сложены породами, приближающимися к гранодиоритам. Дайки представлены лейкократовыми гранитами и пегматитами; жилы кварцевые и кварц-карбонатные.

Контактовый метаморфизм вмещающих отложений проявился достаточно интенсивно и на значительных площадях. Контактво-измененные породы относятся к роговикам и метаморфизованным сланцам, состоящим из кварца, олигоклаза и биотита.

Геологическое положение интрузий определяется тем, что они прорывают сложнослоистую толщу и перекрываются позднепротерозойскими конгломератами. Абсолютный возраст гранитов и пегматитов по биотиту 1950—2080 млн. лет.

ЧЕХОЛ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Магматизм чехла Сибирской платформы принадлежит трем формациям: 1) наиболее широко распространенной и наиболее интенсивно проявленной трапповой формации, 2) локально и ограниченно развитой кимберлитовой формации и 3) очень своеобразной, пестрой по составу и особой по форме геологического проявления щелочно-ультраосновной с карбонатитами формации.

Все три формации являются типичными платформенными образованиями и размещение их тесно связано с нарушениями сплошности пород фундамента — разломами или системами разломов и их пересечениями, трубками взрыва, кальдерами обрушения и т. п.

Трапповая формация

Широкое развитие траппов в чехле Сибирской платформы установлено давно. Ранее они считались мезозойскими и лишь в последнее десятилетие выяснено, что трапповый магматизм проявлялся многократно в геологической истории Сибирской платформы. Наиболее ранними траппами являются позднепротерозойские — раннекембрийские; второе проявление их относится к среднему палеозою и, наконец, последнее и наиболее интенсивное произошло в конце палеозоя — начале мезозоя.

Позднепротерозойские и раннекембрийские траппы. В пределах антеклиз и поднятий Сибирской платформы,

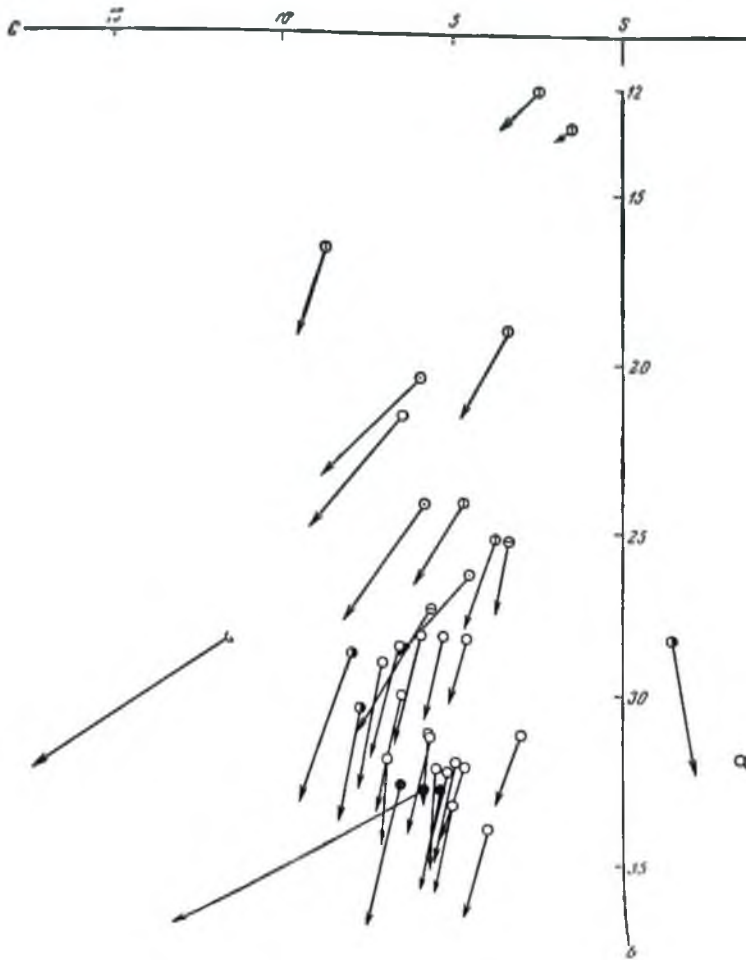
преимущественно по окраинам, в кристаллических породах фундамента и в перекрывающих ее осадочных толщах верхнего протерозоя и нижнего кембрия залегают небольшие тела диабазов, габбро-диабазов и других основных пород предположительно позднепротерозойского и раннекембрийского возраста. Они распространены в пределах Шарыжалгайского поднятия, на Алданском щите, на Оленёкском поднятии, на западном склоне Анабарской антеклизы и в пределах Уринского краевого антиклинория.

На Шарыжалгайском поднятии дайки и небольшие штоки прорывают верхнепротерозойские отложения, но не встречаются в палеозойских породах. В западной и центральной частях Алданского щита тела диабазов и габбро-диабазов, иногда кварцевых габбро-диабазов и диабазовых порфиритов, а также габбро-норитов слагают протяженные пояса трещинных интрузий мощностью от десятков до первых сотен метров, иногда до 1—3 км. Простираение роев даек преимущественно восток-северо-восточное, реже северо-западное и субширотное. В восточной части Алданского щита в Учуро-Майском районе в нижнепротерозойских отложениях гонамской свиты встречаются силлы габбро-диабазов и конгадиабазов мощностью до 100 м, дайки и небольшие трещинные тела лейкократовых габбро-диабазов, сиенит-диоритов и кварцевых сиенитов, принадлежащих единой магматической серии. На Оленёкском поднятии среди верхнепротерозойских отложений платформенного чехла наблюдаются небольшие дайки, штоки и пластовые интрузии диабазов и габбро-диабазов, относимые к позднему протерозою. Имеются указания на наличие экструзивных тел, туфов и туфобрекчий.

На западном склоне Анабарской антеклизы также среди отложений верхнего протерозоя известны дайки мощностью до 30 м и силлы мощностью до 60—80 м диабазов, габбро-диабазов, кварцевых диабазов, сиенит-диоритов, которые перекрываются вендскими и нижнекембрийскими отложениями. Отдельные силлы занимают площадь до 500 км². Возможно, что часть даек траппов, в том числе дифференцированных до сиенит-диоритов и гранодиоритов, а также дайки габбро-норитов в пределах Анабарского щита и на его восточном склоне также следует относить к позднему протерозою.

В отложениях верхнего протерозоя Уринского антиклинория (патомская серия) широко развиты силлы мощностью до 100—150 м долеритов, габбро-долеритов, габбро-диабазов, амфиболовых габбро-диабазов, кварцевых габбро-диабазов. В эндоконтактных зонах и в центральных частях интрузий встречаются кварцевые диориты и гранодиориты, возникшие в результате дифференциации и магматического замещения боковых пород. Силлы смьяты совместно с вмещающими породами патомской серии и не встречаются в согласно залегающей на ней толще кембрийских отложений, где развиты среднепалеозойские пластовые интрузии иного типа. Так как эти габбро-диабазы по химическому составу близки к среднепалеозойским траппам и абсолютный возраст одного из наших образцов, определенный Г. А. Мурпной (ВСЕГЕИ), равен 380 млн. лет (аргоновый метод), есть основания сомневаться в правильности отнесения указанных габбро-диабазов к протерозою.

Для большинства позднепротерозойских трапповых пород характерны изменения, выражающиеся в появлении больших количеств хлорита, амфибола, соссюрита и других вторичных минералов, что оправдывает применение к ним термина «диабаз». В петрохимическом отношении они отличаются высоким содержанием двуоксида титана, щелочей, повышенным



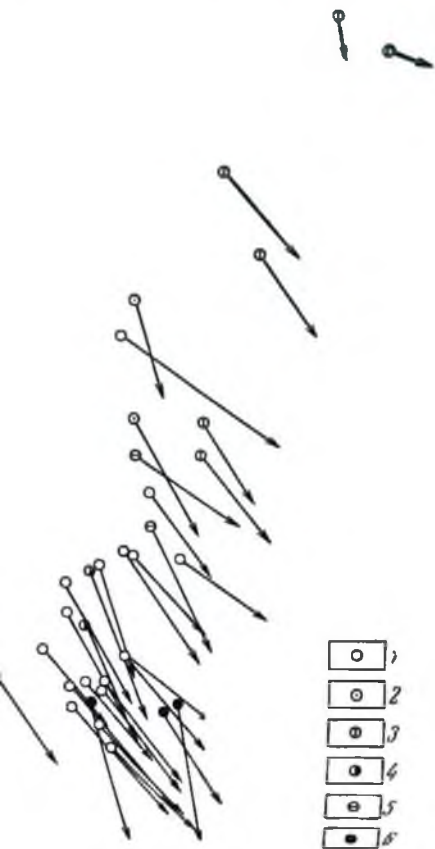


Рис. 33. Поздний протерозой:
 1 — габбро-диабазы Урянского аптаклистория, 2 — кварцевые габбро-диабазы Алданского щита, 3 — диабазы, сyenито-диориты, кварцевые сyenиты верховьев р. Учюра, 4 — диабазы Оленийского поднятия, 5 — кварцевые диабазы западного склона Анабарской антеклизы; ранний кембрий: 6 — диабазы Хираулахских гор

содержанием **магнезии**; для конгадибазов характерно повышенное содержание кремнекислоты. Дифференциация в закрытых камерах и на глубине приводит к возникновению пород, относительно богатых кремнекислотой и щелочами (рис. 33).

Абсолютный возраст диабазов, определенный аргоновым методом по валовым пробам, равен: 1) для кварцевого габбро-диабазы из дайки в архейских гнейсах, в бассейне р. Большого Нимыра, 985 ± 20 млн. лет (РИАН), 2) для диабазы из силла в гонимской свите, в бассейне р. Учюра, 980 млн. лет (РИАН), 3) для диабазы из силла, в верховьях р. Кютюнде, Оленёкское поднятие, 1090 млн. лет (ГЕОХИ).

Не исключено, что в пределах Алданского щита могут быть обнаружены еще более древние трапвовые интрузии — конца среднего или начала позднего протерозоя, с абсолютным возрастом не моложе 1400—1700 млн. лет (Воскресенская и др., 1964).

Раннекембрийские силлы диабазов и покровы лав достоверно установлены лишь на Оленёкском поднятии и в Хараулахских горах в низовьях Лены. Они залегают в кессюсинской и тусэрской свитах нижнего кембрия и в нижележащих горизонтах верхнего протерозоя. Мощность этих пластовых тел от 8—10 до 50—80 м. Они сложены интенсивно хлоритизированными диабазами и диабазовыми порфиритами, иногда мпидалакаменными, а также кварцевыми габбро-диабазами. Для них характерно повышенное содержание магнезии и двуокиси титана.

Возраст рассматриваемых трапвов определяется налеганием на них песчаников и конгломератов (с галькой этих пород на левом берегу Лены, в 50 км ниже Чекуровки и в бассейне р. Хорбусюнги), принадлежащих к кессюсинской и тусэрской свитам нижнего кембрия.

Трапвовые интрузии позднепротерозойского и раннекембрийского возраста распространены на обширных территориях и позволяют рассматривать их в качестве наиболее ранних представителей трапвовой формации, обладающих типичными чертами формации.

Среднепалеозойские трапвы описывались ранее многими исследователями, однако возраст их трактовался различно — от раннего кембрия до мела; большинство геологов относили их к раннему триасу, т. е. к позднепалеозойскому — раннемезозойскому этапу. В последнее время получены новые данные, указывающие на широкое развитие на востоке Сибирской платформы базальтовых и других лав в толщах среднепалеозойских отложений. По составу и возрасту им отвечают многочисленные трещинные интрузии и реже силлы преимущественно основного состава, распространенные на площади около $1,5$ млн. км². Изверженные породы, образовавшиеся в течение определенного тектонического этапа, приуроченные к среднепалеозойским структурам и обладающие рядом особенностей вещественного состава и металлогениа, целесообразно рассматривать в качестве представителей особого среднепалеозойского проявления трапвовой формации Сибирской платформы. Интересно отметить, что к среднепалеозойскому времени приурочено в ряде районов и появление кимберлитов.

Среднепалеозойские базальты и долериты в петрохимическом отношении хорошо отличаются от позднепалеозойских — раннемезозойских трапвов, развитых главным образом в пределах Тунгусской синеклизы. Они характеризуются повышенным содержанием щелочей (особенно калия), титана и фосфора. Интрузии нигде не прорывают отложений верхнего палеозоя и мезозоя, как это ошибочно считалось ранее, а перекрываются ими. Определения абсолютного возраста аргоновым

Таблица 8

Абсолютный возраст среднепалеозойских траппов (аргоновый метод)

№ п/п	Порода (минерал)	Место взятия пробы	Возраст, млн. лет	Лаборатория
1	Долерит	Река Малая Дьюктели; дайка	365	ВСЕГЕН
2	Трахидолерит	Река Намана; сплл	317	„
3	Сиенит-порфир	Река Олёкма, Нучалы-Юрэх; дайка	354	„
4	Флогопит	Олёкминск, гора Сопка; в контакте с сиенит-порфирами	370 ± 15	РИАН
5	Долерит	Олёк, ниже устья р. Мэрчмидээн; дайка	360 ± 15	„
6	Сиенит-аплит	Река Большой Патом, 5 км выше р. Дзюкте; жила в габбро-сиените	338 ± 15 350 ± 15	„
7	Порфировый габбро-долерит	Устье р. Ханьба; дайка	311 *	ЯФАН
8	Долерит	Река Марха, 2 км ниже Подпорожного; дайка	356 *	„
9	„	Река Марха, 3 км выше устья р. Накын; сплл	352 *	„
10	Базальт	Река Марха, 15 км ниже устья Курунг-Дзэлиндэ; покров в алпайнской свите	381 *	„

* Значения абсолютного возраста приведены по В. И. Михеенко и Н. И. Ненашеву (1962); названия пород и их геологическая позиция уточнены по материалам В. Л. Масайтиса и М. В. Михайлова.

методом подтверждают принадлежность их к среднему палеозою (311—370 млн. лет; табл. 8).

Мощные покровы палагонитовых базальтов сохранились лишь в пределах среднепалеозойских Ыгыаттинской и Березовско-Кемпендяйской впадин в составе ыгыаттинской и кемпендяйской вулканогенно-осадочных серий, имеющих возраст от среднего девона до раннего карбона включительно. Базальты установлены на небольшой площади и в Нюйской впадине.

Базальты, входящие в состав ыгыаттинской серии, вскрываются по долине р. Вилюя от района устья Укугута до Крестьяха, по р. Вилючану в среднем течении Ыгыатты и Мархи. Они приурочены к нижней части разреза серии и входят в состав двух свит — алпайнской (средний девон) и кучугунурской (верхний девон).

Алпайнская свита сложена оливинофировыми палагонитовыми базальтами, а также лавобрекчиями, агломератовыми туффитами и в меньшей степени пестроцветными алевролитами, аргиллитами, песчаниками, туфоалевролитами, прослоями мергелей, известняков. На р. Мархе (Вилюйской) встречены покровы плагиофировых базальтов. Покровы базальтов алпайнской свиты имеют мощность до 25—40 м. Нижние и средние зоны покровов представлены массивными мелкозернистыми базальтами, верхние зоны часто сложены миндалекаменными брекчиевыми лавами; на поверхностях слагающих их обломков хорошо видны скульптуры течения типа канатных лав. Покровы разделяются прослоями агломератовых туффитов, туфоалевролитов, корами выветривания. Мощность свиты от 40 до 200 м (возможно, и более), причем базальты составляют свыше 4/5 ее разреза.

Кучугунурская свита состоит из чередующихся покровов плагиофирировых палагонитовых базальтов мощностью от 3—8 до 20 м, прослоев песчаников, алевролитов, аргиллитов, реже агломератовых туффитов и туфопесчаников. В составе покровов присутствуют шаровые лавы. Общая мощность свиты 400 м; базальты составляют около половины мощности. Для них характерно обилие газовых пустот и миндалин, выполненных палагонитом, халцедоном, цеолитами, кальцитом, а также жилков, сложенных теми же минералами.

Лавы аппаинской и кучугунурской свит представляют собой типичные базальты плато, трещинного типа, взливавшиеся в континентальных условиях, иногда в мелководных бассейнах. Различия в морфологии покровов указывают на различия в физических свойствах формировавшихся их лав, обусловленные различным содержанием газов.

Лавы кемпендяйской вулканогенно-осадочной серии развиты в пределах полосы субширотного простирания, протягивающейся от бассейна р. Бирюка (р. Хайалах) до верховьев р. Намыльдэлаха (бассейн р. Мархи Ленской) и входят в состав двух свит: наманинской и хайалахской, которые могут быть отнесены к среднему — верхнему девону.

Наманинская свита сложена пестроцветными и сероцветными полевошпат-кварцевыми песчаниками, алевролитами с прослоями гравелитов, аргиллитов, вулканомиктовых конгломератов и брекчий, переслаивающихся с покровами трахибазальтов, реже трахиандеантов, трахитов и щелочных трахитов. Мощность свиты в среднем около 325 м, причем лавы составляют примерно 2/3 ее разреза.

Залегающая выше хайалахская свита сложена сероцветными полевошпат-кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов и покровами плагиофирировых базальтов; общая мощность ее в среднем 230 м. Базальты составляют около 1/3 разреза свиты. В отдельных зонах северо-восточного простирания, по-видимому, связанных с центрами наибольшей вулканической активности, мощность базальтовых и трахибазальтовых лав наманинской и хайалахской свит резко возрастает.

В Нюйской впадине базальты, их туфы, туфобрекчии и песчаники (тенгиляхская свита), залегающие на отложениях среднего девона, установлены на Нюйско-Ленском водоразделе. Видимая мощность этих образований 50—70 м.

Прослой витрокластических липарит-дацитовых туфов мощностью от нескольких сантиметров до первых десятков метров, встречающиеся среди отложений раннего карбона в верхней части разреза среднего палеозоя Кемпендяйской впадины, по-видимому, не связаны с вулканическими процессами, происходившими в это время на рассматриваемой территории. Образование прослоев кислых туфов связано скорее всего с интенсификацией наземной вулканической деятельностью в среднем палеозое в пределах северной части современной Байкальской горной области, откуда пепловый материал приносился воздушными течениями.

Интрузивная фация среднепалеозойских траппов представлена гигантскими трещинными интрузиями, образующими в восточной части платформы роп даек длиной до 800 км, в меньшей степени силлами и неправильными интрузиями типа хонолитов и штоков. Рои даек окаймляют Ыгыаттинскую и Березовско-Кемпендяйскую впадины (Пеледуйско-Жиганская, Чаро-Сянская зоны и др.), а также развиты в пределах Анабарской и Алданской антеклиз и на их склонах. Дайки имеют мощность от нескольких до 200 м и протяженность от сотен метров до 165 км.

Часть этих даек представляет собой, по-видимому, подводные каналы для трещинных излияний базальтов. Известные в Мало-Ботуобинском районе базальтовые вулканические трубки часто как бы насажены на дайки, выявленные аэромагнитной съемкой.

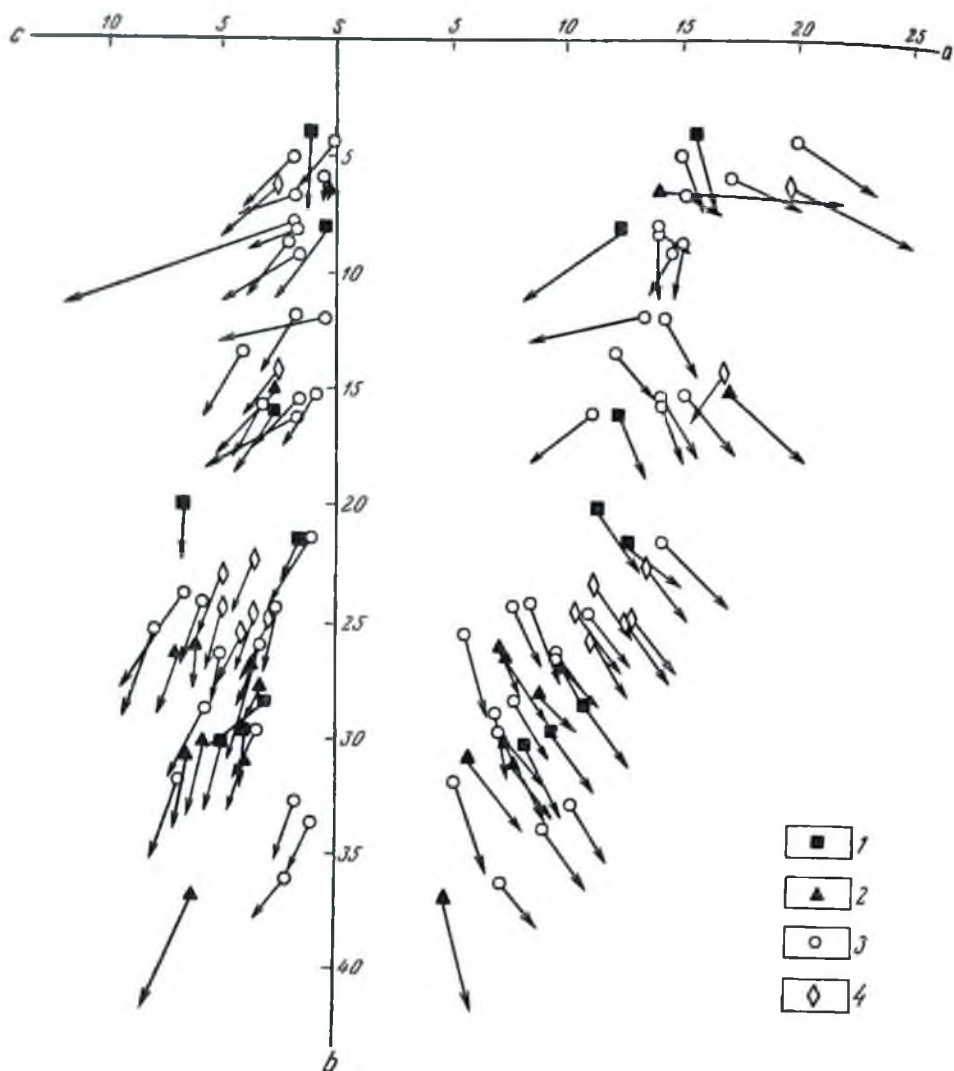


Рис. 34. Среднепалеозойские породы:

1 — дифференциальная серия в дайках (долериты, габбро-сиениты, гранофиды), 2 — дифференциальная серия в силлах (троктолит-долериты, долериты, феррогаббро, габбро-сиениты, сиенит-аддиты), 3 — мигматическая серия в дайках (долериты, кошадолериты, монцит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры), 4 — лавы — трахбазальты, трахандезиты, трахиты

В Ньюской впадине, кроме того, установлены силлы и жилы трахбазальтовых туффизитов (пнтррузивных туфов и туфобрекчии) мощностью до 20 м, видимо связанные с вулканическими трубками.

Силлы долеритов и габбро-долеритов мощностью до 120 м широко развиты в низовьях р. Большого Патомы, где они прорывают отложения кембрия и нижнего ордовика, участвуя в сложных складчатых структурах

платформы, возникших не ранее среднего палеозоя, скорее всего в девоне. Дайки и силлы, в ряде случаев дифференцированные или имеющие сложное строение, представлены преимущественно долеритами и габбро-долеритами, часто аутометаморфизованными, реже монцонит-порфирами, кварцевыми сиенит-порфирами, трахидолеритами. В составе дифференцированных интрузий встречаются также троктолит-долериты, феррогаббро, габбро-сиениты, гранофиры, аплиты. В бассейне среднего течения р. Лены ряд последовательных трещинных интрузий (долериты → кварцевые долериты → монцонит-порфиры → кварцевые сиенит-порфиры) представляют собой магматическую серию. Сиенит-порфиры и монцонит-порфиры ранее рассматривались здесь как позднемезозойские. Такой же состав имеют сложные дайки, развитые в центральной и южной частях Анабарского щита и слитавшиеся ранее гибридными. Щелочно-земельный ряд пород от долеритов до кварцевых сиенит-порфиров приближается по характеру к образованиям габбро-монцонит-сиенитовой формации по Ю. А. Кузнецову.

Магматическая серия в дайках (долериты — кварцевые сиенит-порфиры) и дифференциальная серия в дайках (долериты — гранофиры) по химическому составу пород (рис. 34) наиболее близки к магматической серии Иеллоустонского парка по А. Н. Заварицкому. Дифференциальная серия в силлах, где происходит образование богатых железом пород (долериты — феррогаббро — гранофиры), близка к дифференциальным сериям Скергарда и Аламджахской интрузии.

Щелочно-известковая ветвь, представленная магматической серией трахибазальты — трапты — щелочные трахиты, сходна с магматическими сериями Марос-Хайвуд по А. Н. Заварицкому. Возможно, что образования ее следует рассматривать в качестве самостоятельного подразделения в ранге формации, в состав которой могут входить и различные интрузии (в том числе ультраосновные — щелочные), пока еще не обнаруженные.

Позднепалеозойские — раннемезозойские трапты известны на Сибирской платформе на площади около 1,5 млн. км², причем в Тунгусской синеклизе представлены все три фациальные разновидности их: базальтовые лавы и их туфы, интрузии долеритов и габбро-долеритов, а также связанные с траптами контактовые и метасоматические породы и рудные образования.

Северо-запад платформы и прилегающие к нему районы являются областью колоссального развития базальтовых покровов, слагающих толщу мощностью до 2,5—3 км. Туфы базальтов залегают преимущественно на континентальных угленосных отложениях карбона и перми; в верхней части разреза перми они дают обильные прослои и линзы. Мощность туфогенной толщи подвержена значительным колебаниям (от 20—50 до 600—800 м), она образует полосу, как бы окаймляющую базальтовое плато Путорана с запада, юга и востока.

Интрузии траппов, развитые на еще большей площади, чем туфы, приурочены к окраинам Тунгусской синеклизы и к северной окраине платформы. Мощность отдельных интрузий достигает 250—300 м, однако преобладают маломощные тела, редко достигающие 100 м.

Количество излившегося базальтового материала приблизительно равно количеству материнала, слагающего интрузии; туфы же возникли за счет распыления примерно $\frac{1}{8}$ общего количества базальтовой магмы.

Первые проявления магматизма, по-видимому, имели место в раннем карбоне, судя по находкам галек и обломков траппов в нижне-

в среднекаменноугольных отложениях бассейна среднего течения р. Ангары, а также в средне- и верхнекаменноугольных отложениях других районов. Более отчетливо трапповый вулканизм проявился в перми (туфы и лавы в пермских отложениях северо-запада Сибирской платформы). Наибольшая часть туфов и лав, так же как и трапповых интрузий, относится к раннему триасу (находки фауны и флоры в вулканогенных толщах). Так как нижнеюрские отложения на платформе лежат на траппах с разрывом, а отложения верхнего триаса отсутствуют, можно предполагать, что интенсивный трапповый магматизм, начавшись в средней перми, завершился в раннем или среднем (?) триасе.

Общая схема проявлений траппового магматизма намечена еще в 1955 г. М. Л. Лурье и С. В. Обручевым. В настоящее время она может быть уточнена. Последовательность магматических фаз в отдельных районах несколько усложняется, но общая направленность процесса выдерживается на всей территории развития трапповой формации, а именно накопление туфовой и лавовой фаций предшествует образованию дифференцированных интрузий, тогда как недифференцированные интрузии возникают частично одновременно с туфовой и лавовой толщами, частично позже.

Интрузивные траппы являются наиболее распространенными и лучше изученными. Они образуют пластовые тела, дайки, штоки, корыто-, блюдце- и воронкообразные интрузии, конические и кольцевые интрузии, неправильные ветвящиеся интрузии и др., в большой степени зависящие от того, в каких отложениях и в каких тектонических условиях они образуются. Появление дифференцированных интрузий приурочено к ограниченным территориям, к тектонически интенсивно раздробленным зонам.

Зоны, содержащие рои даек, достигают сотен километров в длину; дайки, иногда кулисообразно расположенные, имеют мощность от 10 до 60, редко до 100 м. Длина отдельных даек достигает 100 км и более (Тунгусская дайка). Рои даек опоясывают крупные структурные элементы платформ, например они развиты на северо-восточной окраине Тунгусской синеклизы.

Силлы располагаются преимущественно в осадочных отложениях палеозоя, достигая мощности 200—350 м. Ветвящиеся интрузии и интрузии неправильной формы распространены преимущественно в туфогенной толще.

По положению интрузии в структуре района, ее форме, минеральному и химическому составу пород, наличию или отсутствию магматической и внутрикамерной дифференциации и ее характеру, по особенностям внутреннего строения интрузий, связи их с месторождениями определенных полезных ископаемых, типам месторождений или рудопоявлений, минеральных ассоциаций, возникающих в зонах эндо- и экзоконтактов, а также по прорыванию одних интрузий другими могут быть выделены различные генетические ассоциации — интрузивные комплексы траппов. Это имеет важное значение для изучения их металлогении, поскольку расплавы, формирующие те или иные комплексы, обладают геохимической специализацией и являются источником оруденения того или иного типа.

Выделено тринадцать интрузивных комплексов траппов: ергалакский, летвинский, тымерский, чалбышевский, катангский, ангарский, амовский, курейский, норильский, кузьмовский, тычанский, агатский и туринский. В каждом отдельном даже крупном регионе обычно при-

существует не более четырех-пяти интрузивных комплексов (М. Л. Лурье, В. Л. Масайтис, Л. А. Полунина, 1960, 1962 и др.).

Характер дифференциации и состав отдельных типов пород по комплексам отчетливо проявляются на векторной диаграмме химических составов пород (рис. 35).

Базальтовые туфы, входящие в состав трапповой формации, характеризуются неоднородностью строения, наличием линз и неправильных участков различного гниулометрияческого состава, широким распространением туфобрекчий. Среди обломочного материала встречены многочисленные обломки туфов, траппов, осадочных пород раннего и позднего палеозоя и раннего мезозоя. Единичны обломки докембрийских пород. Размеры обломков спльно варьируют. Редки находки галек кварца; так же редки вулканические бомбы. Лавовые потоки или покровы встречаются только в самых верхних частях туфогенной толщи, в остальной части разреза лав нет.

Указанные особенности объясняются тем, что туфы выброшены на поверхность при многочисленных извержениях вулканов типа трубок взрыва (Лурье, Обручев, 1955).

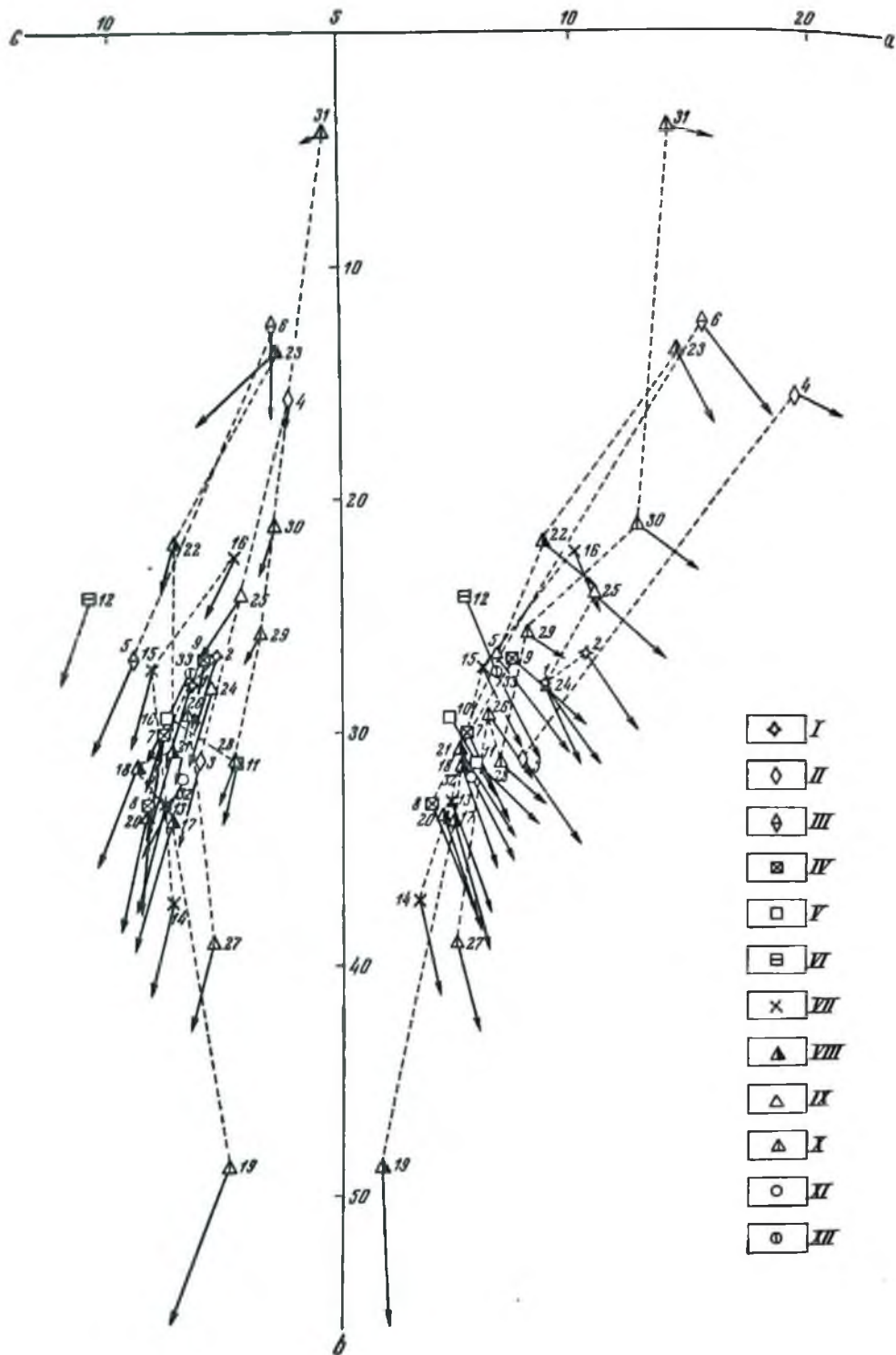
Вулканические трубки, выполненные туфами базальтового состава, обнаружены на Сибирской платформе во многих местах: в бассейнах рек Ангары, Нижней и Подкаменной Тунгусок, Северной, Вилюя и др. (Антипов и др., 1960; Леднева, Масайтис, 1960 и др.).

Эффузивные траппы широко распространены только на севере платформы, покрывая площадь около 350 000 км². Лавовая толща образована многочисленными и разнообразными по форме и величине покровами базальтов различного состава и структуры. Мощность покровов колеблется от нескольких метров до 15—20 м, редко достигая 40—60 м. Между ними встречаются прослои и линзы пирокластических и осадочных пород. Лавовая толща расчленена на ряд свит, которые описаны в томе «Стратиграфия»; там же приведена и их корреляция по отдельным районам и зонам. В нижней части лавовой толщи развиты глыбовые и шаровые лавы и лавы, богатые минералами. Породы часто минерализованы (кальцит, цеолит).

По структуре и составу среди базальтов выделяются многочисленные разновидности — афировые, порфиоровые, полифировые, витрофировые, толентовые и др.; оливниновые, плагнофировые, анальцимовые базальты, а в северо-западных участках эффузивной толщи также трахибазальты и океаниты (пикритовые базальты и др.). Средний химический состав наиболее распространенных базальтов соответствует среднему химическому составу среднего интрузивного траппа (см. рис. 35).

Большая часть эффузивной толщи относится к раннему триасу; первые относительно маломощные лавовые покровы залегают среди верхнепермских отложений, чем и определяется их позднепермский возраст.

Геологи, работающие в арктической части Сибирской платформы (Д. А. Додин, Л. Г. Сухов, В. С. Голубков и др.), рассматривают образование всей трапповой формации как единый процесс, в котором могут быть выделены более мелкие подразделения — мезоциклы; всего выделено шесть мезоциклов. Наиболее детально изучена северо-западная окраина платформы, для которой установлено разное количество мезоциклов для отдельных очаговых зон, выделяемых на основании различия в вещественном составе эффузивов, слагающих те или иные участки Енисейской рудной провинции. В тектоническом отношении территория



каждой очаговой зоны в той или иной степени представляет собой гетерогенный блок, характеризующийся определенным режимом тектонических движений. Выделяются четыре очаговые зоны, соответствующие, видимо, четырем различным магматическим бассейнам, для которых при детальном изучении установлены различия в строении и составе пород. Три очаговые зоны (Норильско-Хараелахская, Ламско-Хантайская и Курейская) занимают по площади очень небольшую территорию самой северо-западной окраины платформы, а Нижне-Тунгусская очаговая зона охватывает обширную территорию северной и центральной частей Тунгусской синеклизы.

Начальная стадия мезоциклов проявляется преимущественно в виде эксплозий, а конечная дает излияния лав. Характерно также общее увеличение мощностей от первого мезоцикла до третьего включительно и затухание процесса в последующие мезоциклы.

Представление об антидромном развитии магматического очага (Годлевский, 1959) оказывается справедливым только для отдельных мезоциклов в северных очаговых зонах.

Для обширной территории северной и центральной частей Тунгусской синеклизы характерно развитие пород нормальной (известково-щелочной) серии; для трех северо-западных очаговых зон наблюдаются изменения от субщелочных эффузивов вплоть до разреза через щелочно-известковые эффузивы к базальтам нормальной известково-щелочной серии (Томамовская, 1964; Д. А. Додия и др., 1962; Сухов, Голубков, 1965; Польшкин, 1965 и др.).

Авторы, выдвинувшие представление о мезоциклах, считают, что в течение каждого мезоцикла образуются не только эффузивы и туфы, но также и интрузии. Основанием для такого утверждения является наличие интрузивных пород, близких петрохимически к определенным эффузивам, и наличие интрузий, прорывающих лавовые толщи каждого мезоцикла.

Подавляющая масса эффузивов, сложенная толеитовыми базальтами (базальты третьего, четвертого и пятого триасового мезоциклов), петрографически соответствует траппам катангского интрузивного комплекса, так что их можно считать комагматами. Гломеропорфировые плагиоклазовые базальты имеют аналогов среди интрузивных траппов (анортитовые порфиновые долериты амовского комплекса). Базальты первого и второго триасовых мезоциклов полных аналогов среди интрузивных долеритов обычного типа не имеют, так же как нет аналогов интрузивных тел и для базальтов типа океанита. С другой стороны, среди эффузивных траппов нет аналогов пород, слагающих ангарский и кузьмовский интрузивные комплексы, т. е. нет эффузивов повышенной железистости.

Рис. 35. Позднепалеозойские — раннемезозойские траппы

I — ерганижский комплекс: 1 — долерит, 2 — трахидолерит; II — летинский комплекс: 3 — долерит, 4 — щелочной пегматит; III — тымерский комплекс: 5 — долерит, 6 — альбитит; IV — катангский комплекс: 7 — долерит, 8 — троктолит-долерит, 9 — долерит-пегматит; V — ангарский комплекс: 10 — долерит, 11 — конгадолерит; VI — амовский комплекс: 12 — порфиновый анортитовый долерит, VII — курейский комплекс: 13 — порфиновый тацититовый долерит, 14 — троктолит-долерит, 15 — безолитивный долерит, 16 — пегматоидный долерит; VIII — норильский комплекс: 17 — долерит, 18 — тацититовый габбро-долерит, 19 — инкритовый габбро-долерит, 20 — оливин-биотитовый габбро-долерит, 21 — габбро-долерит, 22 — габбро-анортит, 23 — кварцевый анортит; IX — тычанский комплекс: 24 — долерит, 25 — габбро-тешенит; X — кузьмовский комплекс: 26 — долерит, 27 — троктолит-долерит, 28 — феррогаббро, 29 — феррогортонитовый грауфогранит; 30 — кварцевое щелочное габбро; 31 — кислый грауфогранит; XI — туринский комплекс: 32 — долерит; XII — агатский комплекс: 33 — долерит. Средний состав базальта совпадает со средним составом долерита катангского комплекса (№ 7)

Следует подчеркнуть, что породы эффузивной фации относятся к ряду насыщенных кремнекислотой, в то время как интрузивные породы являются слабо недосыщенными; это дает основание предполагать, что исходный состав пород интрузивной фации более основной по сравнению с эффузивами (Томановская, 1964).

Таким образом, нельзя провести полную аналогию между эффузивами и интрузиями, а то, что какая-либо интрузия прорывает эффузивные свиты одного мезоцикла, не определяет еще возраста этой интрузии и не дает основания считать ее одновозрастной с данной пачкой эффузивов даже в том случае, если породы близки по составу.

Территория распространения траппов на Сибирской платформе может рассматриваться как крупная провинция, которая в соответствии с характером магматизма отдельных регионов (по петрохимическим особенностям исходных магм) может быть поделена на несколько субпровинций, внутри которых в свою очередь могут быть выделены еще более мелкие подразделения области или зоны различного типа магматизма. Выделено три субпровинции: Приенисейская, Тунгусская и Лено-Вилюйская (Масайтис, 1964).

Приенисейская субпровинция охватывает территорию северо-запада и запада платформы (от сочленения с Притаймырским прогибом на севере до устья р. Подкаменной Тунгуски на юге) и характеризуется появлением пород, образовавшихся из магматического расплава обычного типа, несколько обогащенного магнием и щелочами, а также из магнезиального расплава, часто сульфидоносного, который нигде, кроме северо-запада платформы, не проявился. Такие интрузивные комплексы, как ергалакский, чалбышевский, летнинский и тымерский, а также порильский и курейский, встречаются только в пределах Приенисейской субпровинции.

Тунгусская субпровинция включает центральную и южную части Тунгусской спнеклизы, а также северные районы платформы. Характерна магма преимущественно нормального плато-базальтового типа с несколько повышенной железистостью на юге платформы, а в северной части — слабомагнезиальная.

На юге платформы широко проявлены расплавы железистого и субщелочного (натрового) типа, являющиеся родоначальными для кузьмовского и тычанского комплексов.

В Лено-Вилюйской субпровинции распространены преимущественно, как это теперь доказано В. Л. Масайтисом, более древние среднепалеозойские траппы, характеризующиеся другим составом исходного магматического расплава. Преобладают породы, относительно обогащенные титаном и калием (см. раздел «Среднепалеозойские траппы»).

Кимберлитовая и щелочно-ультраосновная формации

Кимберлиты открыты на Сибирской платформе сравнительно недавно. Поиск и изучение этих образований имеют очень большое не только научное, петрологическое, но и практическое, народнохозяйственное значение. Кимберлиты — это источник алмазов. Поэтому на исследование их было обращено исключительное внимание и в настоящее время получено много данных, позволяющих охарактеризовать эту формацию и принадлежащие ей породы.

Иногда с кимберлитами тесно и, по-видимому, генетически связаны пикритовые порфириты, например с раннемезозойскими кимберлитами.

Некоторые авторы (Шейнманн, 1957; Соболев, 1962; Кухаренко, 1962) предполагают родство кимберлитов со щелочно-ультраосновными интрузиями и объединяют их в одну формацию с двумя субформациями: 1) субформацией интрузий щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами и 2) субформацией кимберлитов. Возрастные взаимоотношения между ними также не установлены и решаются разными исследователями различно.

Неясность вопроса о генетическом и возрастном соотношении кимберлитовой и щелочно-ультраосновной формаций нашла свое отражение и в помещаемых в этом томе очерках.

Кимберлитовая формация

Кимберлиты состоят из обломков и связующей их массы ультраосновного или щелочно-ультраосновного состава. Для них характерно сочетание глубинных и гипабиссальных черт, которое выражается в совместном присутствии среднезернистых (иногда крупно- и гигантозернистых) обломков ультраосновных пироксеносодержащих пород, кристаллизовавшихся в условиях высокого давления и температуры, и неплюккно-кристаллической или микрокристаллической связующей массы, быстро застывшей при снижении температуры и давления.

Большинство исследователей считают, что кимберлитовая магма является продуктом плавления подкорового перидотитового субстрата в условиях снижения давления при образовании глубинных разломов. Вероятно, включенные в кимберлитах ультраосновные породы и их минералы являются недоплавленными реликтами перидотитового субстрата, а магматический цемент — его гетероморфным аналогом (Сарсадских, Ровша и др., 1960; Соболев, 1962; Кухаренко, 1962; Арцыбашева, Благулькина и др., 1963).

Обломки или включения в кимберлитах принадлежат к трем категориям: 1) родственные включения ультраосновных пород; 2) чуждые включения, т. е. обломки вмещающих пород разнообразного состава; 3) обломки кимберлитов более ранних фаз внедрения.

Выделяют три разновозрастные группы кимберлитов: среднепалеозойскую, раннемезозойскую и позднемезозойскую, которые различаются петрохимически, по тектоническому положению, преобладающей форме тел и их размерам, а также по алмазности.

Среднепалеозойские кимберлиты представлены тремя комплексами — алакит-далдынским, батуобинским и мунским, — названным по рекам, где они имеют наибольшее распространение.

По геологическим данным, для кимберлитов алакит-далдынского и мунского комплексов принимается допермский, условно карбоновый возраст (Мпашев, Шульгина, 1959; Алексеев, Дьяков, 1961; Харьков, 1962; Леонов, Прокопчук, 1962; Изаров, Харьков и др., 1963). Батуобинский комплекс считается равнесилурийским — среднекарбоновым (Михайлов, Гридасов, 1963). Абсолютный возраст кимберлитов этих комплексов определен Ю. И. Силиным (РИАН) аргоновым методом. Для двух трубок мунского комплекса он оказался равным $375-360 \pm 15$ млн. лет (трубки «Комсомольская» и «Новника»), для двух трубок алакит-далдынского комплекса 350 ± 25 млн. лет (трубка «Удачная») и 348 ± 20 млн. лет (трубка «Москвичка»), а для трубки батуобинского комплекса 403 ± 25 млн. лет (трубка «Мир»). Все определения дают девонский возраст (Полевая, ВСЕГЕИ; 1963), что вполне согласуется с геологическими данными.

Для среднепалеозойских кимберлитов характерна приуроченность к краевым частям крупных структур опускания первого порядка: алакит-далдынского комплекса — к Тунгусской, батубинского — к Вилуйской и мунского — к Суханской синеклизам. Вмещающими породами являются карбонатные породы кембрия, ордовика и силура, и лишь единичные тела перекрываются пермскими отложениями.

Наиболее обычная форма тел — трубки взрыва, имеющие округлое, овальное или неправильное сечение. Очень редко встречаются дайкообразные тела. Площадь сечения отдельных тел довольно значительно варьирует (от 750×300 до 20×15 м), однако именно к описываемым комплексам относятся почти все крупные трубки Сибирской платформы.

Наиболее распространенными разновидностями являются брекчиевидные кимберлиты и кимберлитовые брекчии; менее распространены массивные кимберлиты, редко образующие самостоятельные тела, обычно они слагают лишь части трубок. Участки туфов и туфобрекчий встречаются еще реже. Очень часто в кимберлитах наблюдаются включения кимберлитов более ранних фаз, что свидетельствует об их многостадийном образовании.

Так как кимберлиты сильно изменены гидротермальными и аутометаморфическими процессами, то обычные химические анализы не могут охарактеризовать их первичный состав. Кремний и магний являются сравнительно подвижными элементами при этих изменениях и в значительной степени выносятся из породы; наиболее устойчивы алюминий, железо, титан и отчасти калий. Среднепалеозойские кимберлиты довольно резко отличаются от более молодых низким содержанием указанных четырех элементов (рис. 36). Спектральный анализ показывает, что для них характерно сравнительно высокое содержание никеля (0,1—0,3%) и полное отсутствие или низкое содержание ванадия. Существенного различия в химизме отдельных комплексов не наблюдается, кроме повышенного содержания железа и фосфора в кимберлитах мунского комплекса и очень низкого содержания калия в кимберлитах алакит-далдынского комплекса.

Содержание алмазов в отдельных телах среднепалеозойских кимберлитов значительно варьирует, однако в целом является наибольшим. Все промышленные месторождения алмаза приурочены к алакит-далдынскому и батубинскому комплексам.

Для раннемезозойских кимберлитов характерна связь с пикритовыми порфиритами; они широко распространены и представлены большим количеством комплексов, приуроченных к различным, преимущественно окраинным частям платформы. Эти комплексы можно разбить на три группы, имеющие некоторые общие черты: первая группа — мэрчимдэнский, нижнеукукитский, огоньер-чомурдахский, омонос-кутугунский и лучаканский комплексы; вторая — котуйский и алданский; третья — окинский, чадобецкий и куонамский комплексы.

По геологическим данным — наличию включений пермо-триасовых траппов — для кимберлитов перечисленных комплексов принимается триасовый возраст (средне-позднетриасовый). Абсолютный возраст определен только для двух тел аргонным методом (Ю. И. Силип, РИАН). Для трубки «Молодо» мэрчимдэнского комплекса он равен 248 ± 15 млн. лет, для трубки «Майской», относящейся к куонамскому комплексу, 246 ± 15 млн. лет. Таким образом, определение абсолютного возраста кимберлитов дает несколько более древний возраст — конец перми (Полевая, ВСЕГЕИ; 1963).

Почти для всех тел раннемезозойских кимберлитов характерна приуроченность к краевым частям структур воздымания — Анабарской, Алданской и Оленёкской антеклизам, а также к краевым частям платформ, граничащим со складчатыми областями ее обрамления. Исключенные составляют комплексы, развитые в бассейне среднего течения Оленёка (марчимдэнский, омовос-кутугунский, огоньер-чомурдахский и нижнеукуитский). Они приурочены преимущественно к границе Анабарской антеклизы и Суханской синеклизы и к западному крылу последней. Такое структурное положение обуславливает более древний возраст вмещающих пород по сравнению со среднепалеозойскими кимберлитами. Обычно это карбонатные отложения кембрия и протерозоя; известны только два тела, залегающие среди отложений пермского возраста (р. Куойка).

Для раннемезозойских кимберлитов характерны как трубки взрыва или неправильные тела, так и типичные дайки, причем для некоторых комплексов дайки являются преобладающей формой.

Размер тел раннемезозойских кимберлитов значительно меньший, чем среднепалеозойских, и варьирует в пределах от 20×20 до 30×450 м, только одна трубка имеет сечение 1000×200 м.

Наиболее распространенными породами являются кимберлитовые брекчии, однако некоторые комплексы (чадобецкий, окинский, куонамский) представлены почти исключительно пикритовыми порфиритами. Кимберлитовые туфы и туфобрекчии имеют ограниченное распространение и слагают только отдельные участки трубок.

Формирование раннемезозойских комплексов кимберлитов происходило в более спокойных условиях, о чем свидетельствует отсутствие или незначительное количество включений кимберлита в кимберлите.

Весьма характерны петрохимические черты кимберлитов раннемезозойского возраста, постоянное значительно большее содержание калия, а для большей части комплексов также железа, алюминия и титана (см. рис. 36). Среднее содержание этих элементов в различных комплексах колеблется в довольно широких пределах, однако соотношение их таково, что все они образуют непрерывный ряд, продолжающийся крайними членами ряда являются, с одной стороны, кимберлиты марчимдэнского и огоньер-чомурдахского комплексов, содержащие минимальное количество этих элементов и примыкающие к среднепалеозойским кимберлитам, с другой — кимберлиты куонамского, алданского, лучаганского и чадобецкого комплексов, содержащие максимальное их количество и наиболее удаленные от среднепалеозойских кимберлитов. По содержанию железа выделяются две ветви: маложелезистых и железистых кимберлитов, которые наметились еще в среднепалеозойских кимберлитах. Для сравнения приведены содержания калия, железа, алюминия и титана в среднем типе пикритового порфирита по Дэллу и в пикритовых порфиритах бассейна р. Чапы (Енисейский край). Диаграмма (см. рис. 36) показывает, что породы бассейна р. Чапы, описанные как кимберлиты (Карпинский, 1962), не являются ими, они далеки даже от крайних членов субформации кимберлитов и значительно ближе к обычным пикритовым порфиритам. Для всех комплексов раннемезозойских кимберлитов характерно низкое содержание пикеля (сотые доли процента) и присутствие ванадия.

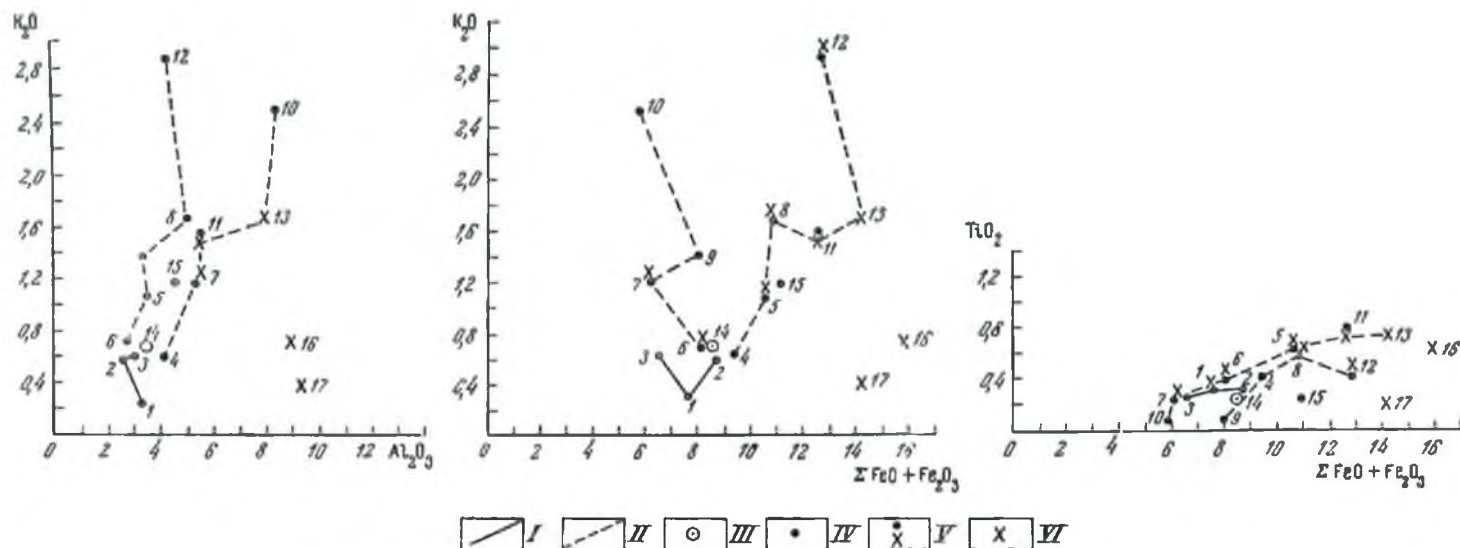


Рис. 36. Диаграмма содержания глинозема, суммарного железа, окиси титала и окиси калия в кимберлитах и в пикритовых порфиритах различных комплексов

I — среднепалеозойские комплексы: 1 — аллаит-дильдинский, 2 — мулский, 3 — битубинский; II — раннемезозойские комплексы. 4 — мэрчимдонский, 5 — киркнеукунитский, 6 — огопьер-чомурдахский, 7 — омоноэ-кутугунский, 8 — лучаманский, 9 — нотуйский, 10 — влданский, 11 — куонамский, 12 — окинский, 13 — чадобецкий; III — позднемезозойские комплексы: 14 — куойский; IV — кимберлиты: 15 — южноафриканские; V — кимберлиты и пикриновые порфириды; VI — пикриновые порфириды: 16 — чапинские, 17 — средний тип по Делю

Содержание алмазов в кимберлитах равнемезозойского возраста очень низкое; они отмечены лишь в некоторых телах пяти комплексов, в других пяти комплексах отсутствуют.

Позднемезозойские кимберлиты представлены в настоящее время только одним комплексом — куойским, развитым по р. Куойке. Возраст его определяется как меловой на основании находки в одной из трубок (трубка «Обнаженная») ростра белемнита, характерного для верхней юры — нижнего мела (Милашев, Шульгина, 1959). Абсолютный возраст кимберлита той же трубки, определенный Ю. П. Сплиным (РИАН) аргоновым методом, равен 195 ± 15 млн. лет, что соответствует средней или поздней юре (Полевая, ВСЕГЕИ; 1963). Некоторое расхождение абсолютного и геологического возраста, по-видимому, следует отнести за счет того, что геологический возраст не очень достоверен вследствие плохой сохранности белемнита. Эта трубка является все же более молодой, чем другие тела сибирских кимберлитов. Отнесение к позднемезозойскому возрасту всех других кимберлитовых тел, развитых по р. Куойке, и объединение их в один комплекс в настоящее время следует считать условным. Есть геологические данные, свидетельствующие о наличии в этом районе и более древних кимберлитов (находки минералов-спутников в отложениях перми и даже карбона в ближайших районах).

Кимберлиты куойского комплекса приурочены к западному склону Оленёкской антеклизы. Вмещающими породами являются карбонатные толщи позднего протерозоя и нижнего кембрия, а также континентальные отложения нижней перми. Наиболее характерная форма тел — трубки взрыва и неправильные тела, реже встречаются дайки. Размер тел незначительный и колеблется от 20×30 до 200×300 м. Наиболее распространенными породами являются кимберлитовые брекчии и брекчиевидные кимберлиты. Реже встречаются массивные кимберлиты и пикритовые порфириты, обычно слагающие дайки.

Петрохимически, в частности по среднему содержанию калия, алюминия, железа и титана, кимберлиты куойского комплекса занимают промежуточное положение между среднепалеозойскими и раннемезозойскими кимберлитами (см. рис. 36).

Позднемезозойские кимберлиты, по имеющимся данным, совершенно неалмазоносны.

Формация щелочно-ультраосновных пород

Маймеча-котуйский комплекс

На северной окраине Сибирской платформы, в бассейнах рек Маймеча и Котуя, находится одна из немногих в мире больших областей проявления щелочного ультраосновного магматизма.

Ультраосновные и щелочные породы севера Сибирской платформы выделены в качестве маймеча-котуйского магматического комплекса Е. Л. Бутаковой (1956). На генетическую самостоятельность этого комплекса указывают характер размещения его интрузий в региональных структурах, специфическая форма и строение их, весьма своеобразный состав горных пород и эндогенная минерализация. Эти черты, так же как сходство пород, входящих в комплекс, с ассоциациями щелочных и ультраосновных пород других районов Сибирской платформы (Алдаи) и иных древних платформ (Скандинавского полуострова, Юго-Восточной и Южной Африки), обосновывают выделение на северной

окраине Сибирской платформы маймеча-котуйского комплекса щелочно-ультраосновной формации.

По возрасту этот комплекс относится к раннему и, может быть, к среднему триасу, занимая промежуточное положение между перм-триасовыми проявлениями траппового магматизма и кимберлитами среднетриасового — раннеюрского времени.

В состав маймеча-котуйского комплекса входят образования двух фаций: вулканогенной (эффузивы и их туфы) и приповерхностных и гипабиссальных интрузий. Вулканогенные породы образуют покровы, потоки, горизонты туфов, силлы. Они принадлежат к трем свитам (снизу вверх): 1) арыджангской мощностью 250—350 м, образующейся одновременно с правобоярской свитой трапповой формации; 2) дельканской мощностью приблизительно около 1500 м; 3) маймечинской мощностью около 1000 м. Свиты сложены нефелиновыми и меллитовыми базальтами, нефелинитами, лимбургитами и другими ультраосновными щелочными эффузивами, их туфами и жильными породами. Верхняя свита сложена маймечитами, которые частью появляются и в средней свите.

В нижней вулканогенной (арыджангской) свите, залегающей на верхнепермских отложениях, встречены органические остатки — нижнетриасовые фитоподы, что позволяет возраст вулканогенной части комплекса считать раннетриасовым, частью, может быть, и более молодым — триасовым.

Интрузии комплекса имеют сложный состав, трубообразную или воронкообразную форму. Это интрузии центрального типа, образовавшиеся в пять или шесть фаз, выделяемых на основании интрузивных контактов между породами, дающими штокообразные и кольцевые тела. Вызывает сомнение принадлежность к интрузиям центрального типа самого крупного Гулинского массива; если это предположение (Л. С. Егоров и др.) справедливо, то следует считать, что не менее 75% его площади скрыто под мезозойско-кайнозойскими отложениями Хатангского прогиба. Разновидности пород выделенных фаз и их общий минеральный состав приведены в табл. 9. Шестая фаза выделена условно, если допустить, что часть карбонатитов являются магматическими. Карбонатиты образуют штокообразные тела, дайки и жилы.

Время образования сложных интрузий недостаточно определено; известно лишь, что Гулинская интрузия прорывает всю эффузивную толщу.

Выходы щелочных и ультраосновных пород приурочены к субмеридионально вытянутой, клинообразно сужающейся к югу полосе длиной около 350 км, шириной на севере более 200 км, на юге около 20—25 км. Эта полоса находится в зоне сочленения двух крупнейших структур Сибирской платформы — Анабарской антеклизы и Тунгусской синеклизы. Резкое расширение полосы на севере, где развиты вулканогенные породы комплекса и находится уникальный по своим размерам Гулинский или Сабыда-Гулинский, массив, приходится на северную границу Сибирской платформы с Хатангским мезозойско-кайнозойским прогибом.

Геофизические данные (Левин, Крюков, 1957) позволяют считать, что северная граница Сибирской платформы здесь на значительном протяжении определяется глубинным разломом преимущественно широтного простирания, сочленяющимся с развитыми в фундаменте Хатангского прогиба разломами других направлений — от северо-западного до северо-восточного.

В зоне перехода от Анабарской антеклизы к Тунгусской синеклизе отсутствуют разломы, сопоставимые по масштабу с разломом, ограничи-

Схема формирования маймеча-котуйского комплекса

Фаза	Фаза	Главные породы	Минеральный состав
Интрузивная гипабиссальная	Шестая (?)	Карбонатиты, кальцитовые п доломитовые	Кальцит, доломит, магнетит, апатит, флогопит и др.
	Пятая	Нефелиновые и щелочные сфениты	Ортоклаз, нефелин, эгирин-авгит, эгирин-диопсид, эгирин, биотит, щелочной амфибол, магнетит, апатит, перовскит, зюклит
	Четвертая	Ийолиты, ийолит-мельтейгиты, уртиты	Эгирин-авгит, эгирин-диопсид, нефелин, биотит, титаномагнетит, магнетит, перовскит, апатит
	Третья	Мельтейгиты, якупирягиты, нефелиновые долериты, анкаратриты, анкаратрит-пикриты, шонкиниты, малиньиты и др.	Авгит, титан- и эгирин-авгит, магnezиальный оливин, нефелин, ортоклаз, баркешникит, биотит, титаномагнетит, перовскит, апатит
	Вторая	Ункомпагриты, нефелин-пироксен-мелилитовые породы, турьянты, мелилитовые перидотиты, мелилитовые ийолиты и др.	Авгит, диопсид, эгирин-авгит, эгирин-диопсид, мелилит, богатый окремашитом, нефелин, магnezиальный оливин, биотит, титаномагнетит, перовскит, мошчеллит
	Первая	Оливиниты и дуниты, перидотиты, рудные пироксениты, в подчиненном количестве биотит-пироксеновые перидотиты	Магnezиальный оливин, авгит, титаномагнетит, редко биотит
Вулканическая	Третья	Меймечиты (пикритовые порфириты), в подчиненном количестве туфы меймечитов	Авгит, магnezиальный оливин, серпентинизированное стекло, титаномагнетит
	Вторая	Нефелиновые базальты, нефелиниты, трахибазальты, трахиадезит-базальты, трахиадезиты, базаниты, тефриты, мелилитовые базальты, меймечиты, трахиты, дациты; туфы и туфолоавы этих пород Жильные породы: тешениты, трахидолериты	В щелочных базальтоидах: авгит, титан-авгит, нефелин, магnezиальный оливин, мелилит, плагиоклаз (средний), анальцит, цеолитизированное стекло В породах ряда трахибазальт-дацит: плагиоклаз (от основного до кислого), титан-авгит, авгит, магnezиальный оливин, биотит, аноклаз, стекло от основного до кислого В тешенитах также базальтическая роговая обманка
	Первая	Нефелиновые и нефелин-меллитовые базальты, нефелиниты, лимбургиты, авгититы, пикритовые порфириты; туфы этих пород Жильные породы; нефелиновые долериты, биотит-пироксеновые долериты, альбициты, польдециты, нефелиниты, фоллиты, пикритовые порфириты	Авгит, нефелин, магnezиальный оливин, мелилит, титаномагнетит, цеолитизированное стекло В жильных породах также биотит, аноклаз, перовскит

вающим платформу на севере. Однако не вызывает сомнения, что эта зона является тектонически ослабленной и характеризуется развитием прерывистых трещин от северо-западного до северо-восточного, а также субширотного простирания. Все разломы фиксируются приуроченностью к ним сложных интрузий и системами даек как пород щелочно-ультраосновного комплекса, так и трапцов.

Большинство сложных интрузий, подобно Гулинской, располагается на пересечениях разломов. Меньший масштаб этих разломов по сравнению с глубинным разломом, ограничивающим платформу, к которому приурочен Гулинский плутон, вероятно, обусловил значительно меньшие размеры всех остальных интрузий комплекса. Из известных в настоящее время почти двадцати массивов самыми крупными после Гулинской интрузии (площадь выходов которой превышает 500 км²) являются интрузии Одихинча (56 км²), Маган (42 км²), Бор-Урях (около 19 км²) и Кугда (16 км²).

Тесная связь маймеча-котуйского комплекса с глубинными разломами (Шейнманя, 1947; Бутакова и Егоров, 1962), так же как широкое распространение в его составе ультраосновных пород, позволяет считать источником исходной магмы верхнюю мантию.

Огромное разнообразие пород многофазного эффузивно-интрузивного комплекса, вероятно, порождено дифференциацией этой обогащенной одновременно щелочами и основаниями магмы, происходившей преимущественно в очаге, обособленном от трапцовых очагов, и в меньшей степени *in situ*.

Химический состав эффузивных, гипабиссальных и приповерхностных интрузивных пород комплекса показан на рис. 37, где каждый вектор отвечает среднему из 4—5 анализов. Стрелками на линиях, соединяющих соответственно вершины векторов эффузивных и интрузивных пород, показаны направления изменения их химизма.

По-видимому, породами, наиболее близкими по составу к исходной магме, являются щелочные базальтоиды, излияниями которых началось формирование комплекса (арыджангская свита). В дальнейшем к щелочным базальтоидам присоединились лавы, относительно обогащенные кремнекислотой (ряд трахибазальты — трахиты — дациты дельканской свиты). За этими дифференциатами последовали излияния уникальных ультраосновных лав маймечитов. Такая последовательность в изменении продуктов вулканизма позволяет сделать вывод об антидромном характере дифференциации на эффузивной стадии развития комплекса (рис. 37).

Гомодромный характер имеет дифференциация магмы при формировании сложных интрузий. Первая интрузивная фаза представлена ультраосновными породами, часто являющимися полными аналогами (перидотиты) по вещественному составу наиболее молодых лав — маймечитов. Через породы промежуточного щелочно-ультраосновного состава дифференциация приводит к породам заключительных интрузивных фаз, наиболее обогащенным щелочами и кремнекислотой (нйолиты, нефелиновые и щелочные сиениты).

Среди неясных вопросов генезиса маймеча-котуйского комплекса наиболее острым является вопрос о происхождении относительно крупных тел (4,5 и 3 км²) карбонатитов Гулинского массива. Предложенные разными авторами гипотезы отвечают всем имеющимся в мировой петрологической литературе представлениям о генезисе карбонатитов — гидротермально-метасоматическому магматическому и осадочно-метаморфическому (Бутакова, Егоров, 1962). Возможно, что ясность в решение

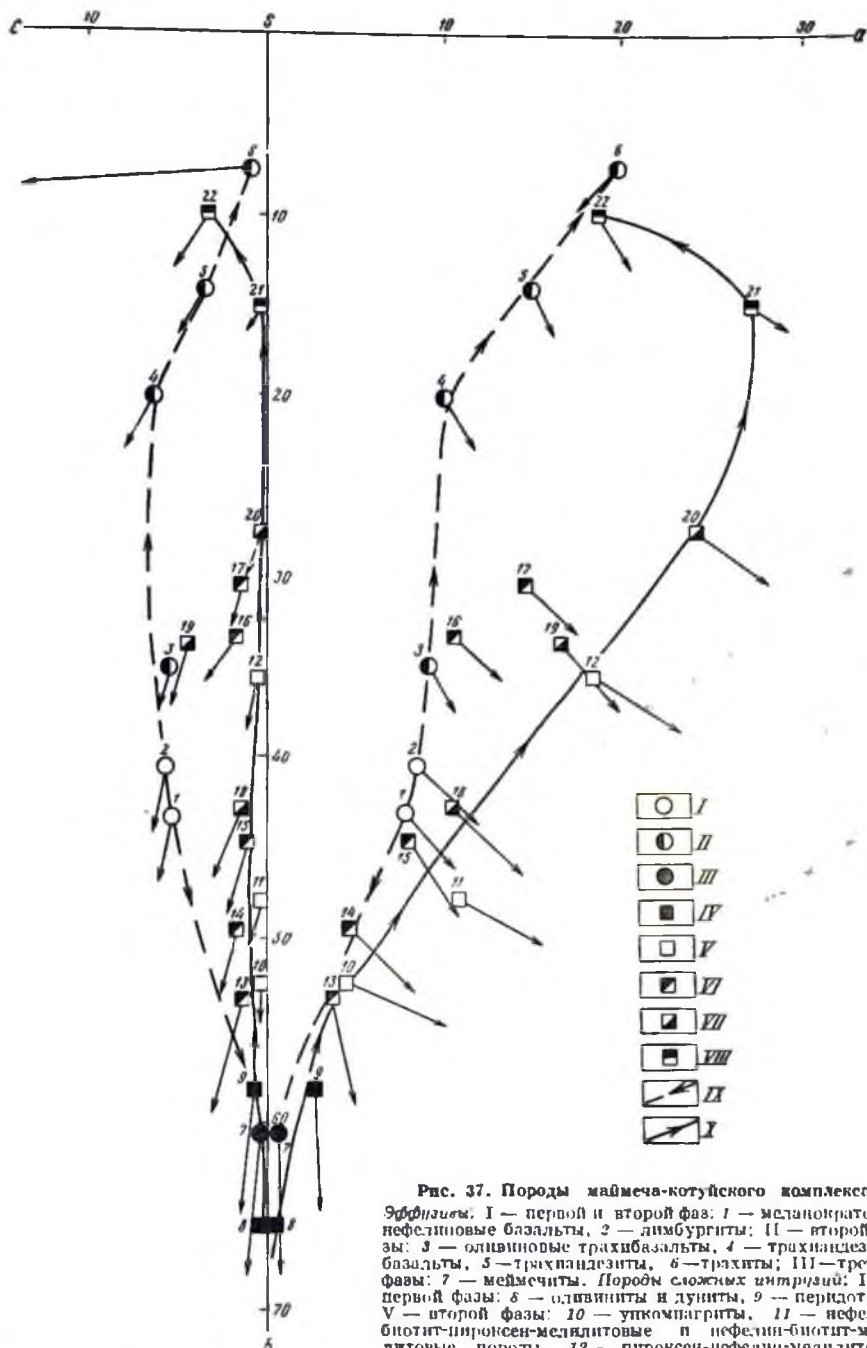


Рис. 37. Горды маймча-котуйского комплекса

Эффузивы: I — первой и второй фаз: 1 — меланократовые нефелиновые базальты, 2 — лимбургиты; II — второй фазы: 3 — оливиновые трахитобазальты, 4 — трахитандезитобазальты, 5 — трахитандезиты, 6 — трахиты; III — третьей фазы: 7 — меймечиты. **Горды сложных интрузий:** IV — первой фазы: 8 — оливиниты и дуниты, 9 — перидотиты; V — второй фазы: 10 — ункомпагриты, 11 — нефелин-биотит-пироксен-меллитовые и нефелин-биотит-меллитовые породы, 12 — пироксен-нефелин-меллитовые породы. VI — третьей фазы: 13 — анкаратрит-шикриты, 14 — якупиранигиты, 15 — анкаратриты, 16 — шонкилиты, 17 — мадьякиты; VII — четвертой фазы: 18 — меллитейтты, 19 — ильосит-меллитейтты, 20 — ильоситы; VIII — пятой фазы: 21 — нефелиновые сенинты, 22 — ислочные сенинты. Главные направления изменения химизма: IX — эффузивных пород, X — пород слонвых штурзудий

этого вопроса внесет сделанная Н. З. Евзиковой в 1964 г. находка в карбонатитах Гулинского массива спор раннепалеозойского — позднепротерозойского возраста.

Формированию комплекса, в особенности его четвертой интрузивной фазе, сопутствует широкое развитие преимущественно высокотемпературного метасоматоза, происходящего с привнесом щелочей, железа, кальция, фосфора, фтора и других элементов. Интенсивные метасоматические преобразования захватывают главным образом породы самых сложных интрузий.

Метасоматозу обязаны своим происхождением Гулинское флогопитовое месторождение, а также концентрации флогопита, редких элементов, титаномагнетита и апатита в ряде массивов комплекса (Гулинском, Одахинче, Бор-Уряхе, Кугде, Магане).

Из полезных ископаемых собственно магматического происхождения интересны накопления титаномагнетита в рудных пироксенитах и перидотитах Гулинского массива.

Щелочные ультраосновные породы Чадобецкого поднятия

В центральной части Чадобецкого поднятия в пределах развития верхнепротерозойских и нижнекембрийских отложений известны интрузивная, жильная и экструзивная фации формации щелочных ультраосновных пород. Различия в условиях образования и залегания, а также в характере минерализации позволяют выделить в составе формации две субформации: 1) субформацию интрузий щелочных ультраосновных пород с карбонатитами и 2) субформацию кимберлитов. Граница между субформациями условна.

В первой субформации наиболее распространенными являются жилы пикритовых, реже флогопит-оливиновых порфиритов, в различной степени измененных. Порфиroidные слюдяные пикриты крупных жил содержат перовскит и шорломит. Жилы ясно зональны: в центральных их частях располагаются породы с крупными фенокристаллами оливина, а в зальбадах — лишенные порфировых выделений. Мощность жил колеблется от 0,05 до 0,5—1,5 м. В секущих прожилках встречаются многочисленные ксенолиты вмещающих пород. За счет пикритовых порфиритов развиваются гидротермально-метасоматические образования, по составу отвечающие карбонатитам.

Наиболее крупные выходы интрузивных пород вскрыты в центральной части куполовидной структуры. Недостаточная обнаженность не позволяет установить их форму и условия залегания. По геофизическим данным, площадь отдельных тел достигает 100—300 м. Мощность 50—70 м. Тела сложены сильно выветрелыми, иногда рыхлыми альвентами, меллит-нефелиновыми слюдяными перидотитами и пироксеновыми перидотитами и местами пересечены жилами мельтейгитов мощностью 0,5—1 м. В тяжелой фракции пород отмечены перовскит, циркон, алмазид, пироп, бадделит (Чубугина, 1964). Породы, вмещающие тела, раздроблены, карбонатизированы или превращены в полевошпат-амфиболовые, флогопит-apatитовые и другие метасоматиты.

Наиболее поздняя магматическая стадия метасоматоза привела к образованию карбонатитов, преимущественно по ультраосновным породам. Реже карбонатиты дают жилы выполнения мощностью от 0,2 до 20 м, прослеживающиеся на 3—5 м по простиранию. Различают альбит-флогопитовые, альбит-apatитовые и другие карбонатиты, иногда с редкометальной минерализацией.

Наблюдаются постепенные переходы от пикритовых порфиритов простого состава до пород, обогащенных наложенными минералами. Это дает основание считать, что образование пород произошло из одного магматического очага в несколько стадий. В наиболее раннюю магматическую стадию образовались ультраосновные породы — пикритовые порфириты и их аналоги. В более позднюю, наложенную на первую, позднемагматическую стадию щелочного метасоматоза образовались кальцит, диопсид, эгипин-диопсид, апатит, ильменит, перовскит, нефелин, меллит и другие минералы, изменившие состав пикритовых порфиритов.

Субформация кимберлитов. В последние годы геологами КГУ (Дашкевич и др., 1962) открыто более десяти кимберлитовых трубок и выявлено 25 аномалий трубчатого типа; широко развиты также жильные кимберлиты.

Лучше других изучены трубки «Большая» и «Малая» на южном выступе на водоразделе ручьев Чуктукона и Жернового. Они представляют собой в плане округлые или эллипсоидальные тела размером от 35 × 45 до 60 × 80 м. Породы трубок выветрели до глубины 5—50 м и превращены в желтую глину с реликтами слюд, оливина, ильменита, апатита, перовскита и других минералов. Менее разложившиеся разновидности сложены обломками размером до 5—10 см преимущественно осадочных пород, реже траппов, пикритовых порфиритов и эглогитов. Цементом служит пикритовый порфирит, содержащий флогопит.

Вмещающими породами являются слюдиисто-алевритовые сланцы верхнего протерозоя и осадочные породы нижнего кембрия.

Петрохимические и геохимические отличия пород обеих субформаций на Чадобецком поднятии крайне незначительны, что указывает не только на их комагматичность, но и на близкие по времени условия образования.

Наиболее характерной чертой щелочных ультраосновных пород является повышенное содержание двуоксида титана, в среднем выше 4%, оно увеличивается от кимберлитов к мелллит-нефелиновым слюдяным перидотитам; также увеличивается и содержание натрия. Среднее содержание калия во всех группах пород остается постоянным (1,7—1,9%).

Нижний предел возраста описываемых пород по геологическим данным определяется прорыванием ими отложений нижнего кембрия и наличием в трубках обломков пермских осадочных пород и траппов, верхний предел — наличием на всех породах коры выветривания мел-палеогенового возраста. Абсолютный возраст кимберлитов из коллекции А. И. Владимирова и др. по флогопиту равен 268 млн. лет; абсолютный возраст циркона из включений по свинцово-изотопному методу равен 800 ± 50 млн. лет, флогопита из включений 516 млн. лет (определения М. И. Волобуева и др., 1963; МГУ).

Возрастные взаимоотношения между экструзивной и интрузивной фациями пород из-за плохой обнаженности не выяснены.

Щелочные ультраосновные породы Зиминского района

На междуречье Оки и Ии встречены интрузии центрального типа, сложенные щелочными и ультраосновными породами с карбонатитами, а также трубки взрыва и дайки кимберлитов и кимберлитоподобных пород. Они рассматриваются как представители единой формации щелочных ультраосновных пород. Выходы их приурочены к зоне глубинных разломов северо-западного простирания, отграничивающих Сибирскую платформу от ее складчатого обрамления. Вмещающими являются осадочные и слабо метаморфизованные породы среднего протерозоя, густо насыщенные

интрузиями и дайками диабазов ангаульского и версинского интрузивных комплексов позднепротерозойского возраста.

В настоящее время известно несколько массивов центрального типа площадью от 1,5 до 20 км². Они состоят из пироксенитов, перидотитов, ийолитов, мельтейгитов, уртитов и значительно реже — нефелиновых щелочных сиенитов и карбонатитов. Отличительной особенностью массивов этого комплекса является преобладание карбонатитов над остальными породами.

По мнению Ю. Б. Лавренева (1960), интрузивное происхождение имеют лишь ультраосновные породы (пироксениты и перидотиты), остальные являются результатом щелочного метасоматоза. Контакты между различными породами извилистые, неправильные. Первой стадией метасоматоза является нефелинизация, сопровождающаяся появлением эгиринового пироксена; эта стадия дает разнообразные породы от ийолитов до уртитов и мельтейгитов. Вторая стадия — «фенитизация» осадочных пород и, по-видимому, одновременное образование карбонатитов; мощность зон фенитизации колеблется от 10 до 100 м.

Карбонатиты образуют обычно изометричные тела в центре массивов, а также многочисленные жилы и линзы различной мощности и протяженности, залегающие преимущественно в массивах щелочных ультраосновных пород, значительно реже — в осадочно-метаморфических породах. В процессе создания карбонатитов Л. К. Пожарицкая выделяет три фазы, разделенные периодами деформаций.

Кимберлиты в бассейне Оки (окинский комплекс) открыты в последние годы. По данным Б. М. Владимирова (Одинцов, Владимиров и др., 1962), для них характерно преобладание слюдяных разновидностей, а также пространственная и генетическая связь с меллилитовыми породами. В долине р. Ингаши (приток Оки) установлены кимберлитовые дайки мощностью 0,2—0,3 м, прослеженные по простиранию на 500—700 м. Они сложены сильно выветрелой порфировой породой с фенокристаллами оливина и флогопита. В дайках обнаружены алмазы.

По мнению Б. М. Владимирова, меллилитовые перидотиты слагают изометричное тело среди ийолитов одного из щелочных массивов; оно представляет собой трубку взрыва диаметром около 150 м. В бассейне р. Ингаши известны дайки и пластовые тела мощностью свыше 2 м, сложенные одновременно меллилитовыми перидотитами и слюдяными кимберлитами; взаимоотношения их неясны. Породы Зиминского района отличаются от соответствующих пород Чадобецкого поднятия меньшим содержанием окиси титана и глинозема. Среди ультраосновных пород Зиминского района намечаются две группы пород: 1) меллилитовые перидотиты с повышенным содержанием магния (более 24%) и почти полным отсутствием щелочей, 2) слюдяные кимберлиты с повышенным содержанием калия и кремнезема.

Последовательность магматических образований устанавливается по геологическим данным вполне четко как внутри интрузий центрального типа (Лавренев, 1961), так и по отношению их к кимберлитам (Одинцов, Владимиров и др., 1962). Но о возрасте их единого мнения нет. Б. М. Владимиров образование кимберлитов связывает с посткаледонским вулканическим циклом. Присутствие пиропов и хромдиоксида в средне-верхнедевонских осадочных породах позволяет предположить их раннедевонский возраст. Абсолютный возраст по пирохлору из карбонатитов одного из массивов определяется в 215—270 млн. лет (Тарасевич, ИГУ).

ОБЛАСТИ ЗАВЕРШЕННОЙ ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКОЙ — РАННЕКЕМБРИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Области завершенной позднепротерозойской — раннекембрийской, так называемой байкальской складчатости занимают незначительные площади на территории СССР. Магматические образования, начиная с архейского и раннепротерозойского тектоно-магматических циклов и кончая палеозойскими и мезозойскими постконсолидационными проявлениями магматизма, а также кайнозойскими базальтами, хорошо обнажены и изучены в Байкальской складчатой системе.

Другая область проявления байкалит — Енисейская складчатая система. Магматизм ее принадлежит архейскому, раннепротерозойскому и байкальскому тектоно-магматическим циклам. Позднее в установившихся с начала палеозоя платформенных условиях проявляются ультраосновные — щелочные интрузии, а начиная с пермо-триаса — долериты трапповой формации.

Закончил свое развитие как складчатая область в байкальском тектоно-магматическом цикле и Бурейский массив, в среднем — позднем палеозое и в мезозое игравший роль устойчивого среднего массива.

К областям байкальской складчатости относятся также часть Восточного Саяна и Тиман; магматизм их будет охарактеризован соответственно в разделах, посвященных Алтае-Саянской складчатой области и Уралу.

БАЙКАЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Магматические породы различного состава и генезиса слагают более половины территории Байкальской складчатой системы. Наиболее широко развиты докембрийские образования — архейские и протерозойские, в меньшей мере — ранне- и среднепалеозойские и совсем незначительно — мезозойские и кайнозойские.

Архей

Среди стратифицированных архейских пород, слагающих фундамент протерозойско-кембрийской Байкальской складчатой системы, присутствуют амфиболиты, амфиболовые и гиперстенные плагиогнейсы, являющиеся глубокометаморфизованными основными вулканитами. По химизму многие из них соответствуют андезитам или базальтам.

Плутонические образования архея представлены двумя последовательными комплексами. Более ранний объединяет основные и ультраосновные породы, слагающие небольшие штоки и дайки или пластовые

залежи в гнейсах. Наиболее распространены метагабброиды с реликтами бластофитовой структуры; обычно они превращены в амфиболиты и об интрузивной природе их можно судить только по секущим контактам с вмещающими породами и по ассоциации с менее измененными габброидными. Метаморфизованные ультраосновные породы — гиперстеновые и плагиоклазсодержащие пироксениты, оливиниты, серпентиниты — встречаются в единичных пунктах, но почти во всех районах, где обнажен фундамент байкалид.

Значительно большее развитие имеют породы архейского гранитового комплекса, лейкократовые биотитовые плагиоклазовые граниты, плагиоклаз-микроклиновые гнейсовидные граниты с меланократовыми «теневыми» включениями субстрата. Мезократовые плагиограниты слагают тонкие пластовые тела в амфиболовых плагиогнейсах и гнейсовидные биотит-амфиболовые гранодиориты и сиениты, приуроченные к крайним частям больших массивов или к зонам мигматизации.

В Южном Прибайкалье и хребте Кодар встречаются гиперстеновые граниты (чарнокиты), ассоциирующие с гиперстен-плагиоклазовыми гнейсами или кристаллическими сланцами. Породы этого комплекса слагают мелкие и крупные (до 900 км²) тела, а также участвуют в образовании обширных полей мигматитов.

Гнейсовидные граниты содержат много включений не полностью переработанного субстрата, ориентированных параллельно гнейсовидности (скиалиты). Контакты плутонических тел почти всегда согласны со сланцеватостью и слоистостью вмещающих пород. Согласно тела гранитов участвуют в складчатости вмещающих пород, но иногда отмечается известная автономия их внутренней структуры и формы (соскладчатые тела).

В некоторых районах развиты штокообразные и дайковые секущие тела аляскитовидных гранитов, возникшие после главной фазы плутонизма (позднескладчатые интрузии).

Судя по многим признакам, архейские гранитоиды образовались в результате гранитизации и частично анатексиса суперкрупных пород. Аляскиты возникли из реоморфизованных гранитизированных масс или же являются продуктом анатектических процессов.

Абсолютный возраст архейских плутонических пород, определенный по слюдам аргоновым методом, всегда «омоложен». Возраст гнейсовидных гранитов по ортиту из пегматовидных прожилков в архейских мигматитах бассейна р. Чары (хребет Кодар) по данным свинцового (изотопного) метода равен 2700—2800 млн. лет.

Ранний протерозой

В раннем протерозое на раздробленном архейском фундаменте была заложена геосинклинальная система байкалид, в которой обособились два структурно-фациальных пояса — внешний многогеосинклинальный и внутренний эвгеосинклинальный.

Магматические проявления в многогеосинклинальном поясе представлены раннескладчатыми габброидами и анортозитами каларского комплекса, соскладчатыми гнейсовидными гранитами куандинского комплекса, позднескладчатыми гранитоидами чуйско-кодарского комплекса и дайками диабазов.

В каларском комплексе наибольшее развитие имеют анортозиты, габбро-анортозиты и габбро, в том числе рудное и микропегматитовое.

Разнообразные по составу и сравнительно крупные (до 450 км²) интрузии этого комплекса, представляющие собой типичные трещинные плутоны, приуроченные к зонам больших разрывных нарушений, располагаются на восточном фланге геосинклинальной системы и являются частью протяженного габбро-анортозитового пояса, прослеживающегося далее на восток вдоль всего южного обрамления Алданского щита параллельно границам древних платформ вплоть до берегов Тихого океана.

Наиболее крупные Каларский и Имангрский плутоны и несколько более мелких массивов сложены анортозитами, приуроченными к осевой части многогеосинклинального пояса, а габбро, слагающие заметно меньшие тела, распределяются более или менее равномерно по всей площади этого пояса.

Массивы каларского комплекса имеют форму чечевицеобразных залежей, согласных с тектоникой вмещающих толщ. Исключение составляют небольшие штоки и дайки габбро и габбро-диабазов, размещающиеся в приплатформенной зоне внешнего пояса байкалиды.

Контактовое воздействие анортозитов и габброидов на вмещающие породы раннего протерозоя выражается в образовании пироксеновых роговиков, адидолов, альбититов, а также разнообразных скарнопидов и кальцифиров.

Возраст каларского комплекса определяется тем, что его интрузии прорывают метаморфические толщи удоканской серии нижнего протерозоя, а сами подвергаются активному воздействию раннепротерозойских гранитов и пегматитов куандинского комплекса.

Строение массивов анортозитов неоднородно. Во внутренней их части иногда присутствуют лабрадориты, состоящие на 80—95% из лабрадора. Они же встречаются в виде полос среди анортозитов. Габбро представлены нормальным габбро, габбро-норитами, кварцевыми габбро, рудным габбро и габбро-пегматитами.

Для многих пород этого комплекса характерна первичная полосчатость, а также субпараллельная ориентировка минералов, возникшая вследствие течения магмы или же протоклаза.

С габброидами этого комплекса связано титаномагнетитовое оруденение в виде линзовидных залежей, шпиров и штокообразных рудных тел, представляющих собой типичные гистеромагматические образования.

Куандинский комплекс гранитов размещается широкой полосой в осевой части внешнего пояса, местами захватывая окраины соседнего эвгеосинклинального пояса. Те же граниты прослеживаются в районе Становика-Джугджура, где выделяются под названием древнестановых гранитов.

Куандинские граниты слагают различной величины тела, согласные с тектоникой вмещающих пород. Внутри массивов наблюдается гнейсовидная текстура.

Контактовое воздействие гранитов на окружающие толщи проявлено мигматизацией и фельдшпатизацией пород, сменяющихся широким (до 10 км при пологом контакте) ореолом кристаллических сланцев. Среди обширных полей инъекционных гнейсов между гранитами и мигматитами наблюдаются постепенные переходы.

В составе куандинского комплекса выделяются ботритовые и дву-слюдяные гнейсовидные граниты, плагиограниты, аплитовидные и пегматоидные граниты, связанные друг с другом переходами. Гнейсовидные граниты образовались на большой глубине путем гранитизации толщ нижнего протерозоя, а также кристаллизация из перемещенного расплава.

По химизму куандинские граниты почти тождественны среднему мировому граниту по Дэли.

Полезных ископаемых, связанных с куандинским комплексом, не известно. Возраст куандинских гранитов определяется тем, что они прорывают породы каларского комплекса, а сами прорваны позднескладчатыми гранитами чуйско-кодарского комплекса и перекрыты отложениями тепторгинской серии среднего протерозоя.

Плутонические тела позднескладчатого чуйско-кодарского комплекса гранитоидов располагаются на периферии внешнего пояса байкалид. Это типичные гипабиссальные трещинные интрузии, завершившие формирование после прекращения складчатых движений. Размещение их часто контролировалось глубокими расколами, отделяющими архейские блоки от складчатого протерозойского обрамления, вследствие чего они приурочены к зонам катаклаза и милонитизации протерозойских толщ и диафтореза архейских пород.

Чуйско-кодарские граниты развиты на восточном (Кодаро-Удоканская зона) и западном (Чуйская зона) флангах внешнего пояса. Интрузии их значительных размеров (800—2000 км²), вытянуты согласно с простиранием складчатой зоны. Крупные тела имеют секущие контакты, хотя наблюдается некоторая приспособленность структуры пород рамы к форме интрузии. Иногда плутоны на отдельных участках ограничены разрывами. Разрывные дислокации во вмещающих толщах предшествовали внедрению гранитов и контролировали его. Нередко тектонические подвижки по разломам продолжались и после консолидации гранитов, обусловив развитие протоклаза и милолитизации.

Контактовое воздействие интрузий на вмещающие породы выражается в образовании роговиков и скарноидов, обогащенных микроклином и отчасти плагиоклазом.

Массивы чуйско-кодарских гранитоидов сформировались в несколько фаз. В первую внедрились самые распространенные — средне- и крупнозернистые амфибол-биотитовые и биотитовые граниты, гранодиориты и грапосениты. Во вторую фазу интродировали мелкозернистые порфиroidные граниты, аляскитовые или лейкократовые граниты, аплиты и пегматиты, образующие не во всех массивах небольшие тела среди гранитов первой фазы. К третьей фазе относятся дайки гранит-порфиоров и фельзит-порфиоров, наблюдающиеся в некоторых плутонах и во вмещающих толщах. Во многих случаях их принадлежность к этому комплексу является сомнительной.

По химизму гранитоиды чуйско-кодарского комплекса резко отличаются от пород куандинского комплекса и среднего мирового гранита по Дэли. Характерной чертой их является заметное преобладание калия над натрием ($n = 47$). Все граниты этого комплекса близки между собой по химизму и образуют непрерывную серию от более основных и меланоократовых до более кислых и лейкократовых разновидностей.

С гранитоидами чуйско-кодарского комплекса связаны проявления золотой, молибденовой, цинковой и флюоритовой минерализации.

Нижняя возрастная граница комплекса определяется контактовым воздействием на толщи нижнего протерозоя и на породы каларского и куандинского комплексов. Верхняя граница устанавливается по трансгрессивному залеганию на чуйско-кодарских гранитах отложений среднего протерозоя.

Данные абсолютного возраста по аргоновому методу близки к датировкам куандинского комплекса (1900—2000 млн. лет). Хорошо увязы-

вающиеся с геологическим возрастом определения получены для гранитов восточной части внешнего пояса, консолидированной в раннем протерозое. На западном фланге пояса в пределах Чуйской зоны возраст гранитов резко занижен вследствие позднейшей тектонической переработки.

Дайки диабазов, завершающие магматическую деятельность раннепротерозойского этапа во внешнем поясе байкалид, приурочены к областям развития чуйско-кодарских гранитов. Мощность отдельных даек диабазов достигает 300 м при протяженности более 10 км. Контактное воздействие на вмещающие породы не всегда заметно. Оно выражается в эпидотизации и незначительном оргоговиковании песчаников и сланцев.

Магматические проявления в эвгеосинклинальном поясе начинались с подводных излияний лав кератофир-спилитовой формации. Наиболее распространены спилиты, спилитовые порфириты, диабазы, кератоспилиты, кератофиры, кварцевые кератофиры и фельзиты, нередко превращенные в ортосланцы. Они входят в состав осадочно-вулканогенной муйской серии, приуроченной к зоне глубинных разломов, разделяющих внешний и внутренний пояса байкалид. В составе ее значительное место занимают кислые пирокластические образования и метаморфизованные песчаники, конгломераты, мраморы и сланцы.

Раннепротерозойский возраст муйской серии определяется несогласным залеганием ее на породах архея и прорыванием ее плагιοгранитами муйского комплекса, на поверхности размыта которых залегают отложения среднего протерозоя.

Муйский комплекс сложен разнообразными породами от ультраосновных до кислых. В составе его выделяют субвулканитческие интрузии основного и кислого состава, ультраосновные и основные интрузии, интрузии гнейсовидных плагιοгранитов и гранитов.

Субвулканитческие интрузии генетически тесно связаны с эффузивными породами муйской серии. Они образуют две естественные ассоциации: метабазитовую и плагιοгранит-порфиртовую. К первой относятся измененные габбро-диабазы, оливиновые и микропегматитовые габбро-диабазы, диабазовые порфириты и другие метабазиты, образующие среди эффузивов муйской серии пластовые тела, реже дайки и штоки. Плагιοгранит-порфиртовая ассоциация представлена альбитовыми гранофировыми гранит-порфирами, плагноклазовыми микрогранитами, кварцевыми микродиоритами, кварцевыми диабазовыми порфиритами, образующими малые тела типа штоков, даек и факолитов в поле развития вулканогенных пород муйской серии.

Ультраосновные и основные интрузии приурочены к зоне глубинных разломов на внешней окраине эвгеосинклинального пояса. Для них характерна линзовидная форма. Многие тела гипербазитов (серпентинитов) представляют собой так называемые «мертвые интрузии», внедренные в результате тектонических движений уже после их консолидации. Размеры массивов гипербазитов и габбро варьируют в широких пределах — от нескольких метров до 30 км длиной. Гипербазиты представлены серпентинитами, гарцбургитами, душитами, верлитами и пироксенитами, а породы габбрового семейства — оливиновыми габбро, габбро-норитами, амфиболлизированными габбро, габбро-диабазами и габбро-пегматитами. Гипербазиты и габброиды обычно слагают самостоятельные тела и лишь в редких случаях встречаются совместно. Контактное воздействие гипербазитов незаметно, а габброидов, там, где удавалось наблюдать, выражено в образовании узких зон актинолит-эпидот-альбитовых рогиновидных сланцев.

Гнейсовидные плагнограниты и граниты муйского комплекса являются соскладчатными образованиями. Они распространены в пределах всего внутреннего пояса, но большая часть их тяготеет к зонам глубинных разломов, т. е. к областям развития гипербазитов и габброидов этого комплекса. Гранитоиды и связанные с ними кварцевые диориты и кварцевые габбро-диориты чаще всего слагают пластовые тела, вытянутые согласно с вмещающими породами и вместе с ними смятые в складки. Размеры их варьируют от метров до 2000 км². Выделяются существенно плагиоклазовый и микроклин-плагиоклазовый граниты, тесно связанные между собой, но иногда слагающие самостоятельные тела. Для обоих гранитов весьма характерны катаклаз и протоклаз. Воздействие гранитов на вмещающие породы выражается в образовании ореолов кристаллических сланцев и роговиков, ширина которых колеблется от нескольких метров до первых сотен метров. Вокруг массивов микроклин-плагиоклазовых гранитов наблюдается гранитизация или порфиробластовая фельдшпатизация.

Полезные ископаемые (асбест, никель, хром, платиноиды) известны только в связи с офиолитовыми интрузиями муйского комплекса.

По химизму породы муйского комплекса тесно связаны друг с другом и на диаграмме А. Н. Заварицкого фигуративные точки их образуют почти непрерывный ряд от гипербазитов до лейкократовых плагногранитов, что указывает на происхождение их из единой базальтовой магмы. Только микроклин-плагиоклазовые граниты отличаются по химизму, что вероятно, обусловлено сплавлением плагногранитовой магмы с кристаллическим фундаментом при активном воздействии сквозьмагматических растворов. Возраст муйского комплекса определяется тем, что его породы прорывают осадочно-вулканогенную серию нижнего протерозоя, а гальки его габброидов и плагногранитов находятся в конгломератах средневерхнепротерозойских и нижнекембрийских толщ. Нередко базальные конгломераты среднего протерозоя залегают непосредственно на размытой поверхности габброидов и плагногранитов.

Позднескладчатый приморский комплекс гранитов представлен трещинными интрузиями в зоне глубинного разлома, разделяющего Байкальскую глыбу архея и протерозойские складчатые структуры внутреннего пояса байкалид. Это вытянутые крутопадающие аккордантные тела размером от нескольких десятков квадратных метров до 800 км². Сложены они крупнозернистыми, часто порфировидными аляскистыми гранитами, нередко с гнейсовидными краевыми фациями.

Воздействие приморских гранитов на породы муйской серии выражается в образовании широкой полосы кристаллических сланцев в случае пологопадающей поверхности контакта или в слабом ороговивании — при крутом контакте.

Средний химический состав гранитов соответствует среднему составу аляскита мира по Дэли.

Раннепротерозойский возраст приморских гранитов обосновывается тем, что они прорывают и метаморфизуют осадочно-вулканогенные образования муйской серии и трансгрессивно перекрываются отложениями акитканской серии среднего протерозоя.

Средний протерозой

В конце раннего протерозоя в центральных частях геосинклинальной системы возникли крупные поднятия, а вблизи платформы образовался Байкало-Патомский краевой прогиб, в котором обособились При-

байкальская и Прилеяская зоны с различным магматизмом. В среднем протерозое в Прибайкальской зоне сформировались мощная субаэральная осадочно-вулканогенная акитканская серия и прельский комплекс гранитоидов, а в Приленской зоне — незначительные покровы преимущественно основных субвулканических лав и амандракский комплекс гранитов.

Акитканская серия слагает протяженный (550—600 км) пояс вдоль регионального разлома между Байкало-Патомским краевым прогибом и областью внутригеосинклинальных поднятий. Вулканогенные породы, занимающие среднюю часть разреза серии, образуют мощные лавовые покровы и экструзивные купола, представляющие собой излияния трещинного типа. Среди них выделяются кварцевые порфиры, а также лавы трахилпаритового, трахиадезитового и трахитового состава и их туфогенные аналоги. Незначительно развиты лавы основного состава. Наибольшую мощность (до нескольких километров) эффузивы имеют в средней части Прибайкальской зоны, а в южной и северной частях мощность их постепенно сокращается. Для химизма пород характерно заметное возрастание кислотности вверх по разрезу и принадлежность к субщелочной трахилпаритовой формации.

С акитканской серией связаны проявления редкометальной минерализации.

Среднепротерозойский возраст серии определяется трансгрессивным налеганием ее на метаморфические толщи и граниты раннего протерозоя и несогласным перекрыванием отложениями верхнего протерозоя (байкальской серией).

С акитканской серией пространственно и генетически тесно связан прельский комплекс гранитоидов, сформировавшийся в несколько фаз. Интрузии его размещаются преимущественно в зонах интенсивных дифференциальных движений, часто совпадающих с расколами, которые контролировали излияние лав. В раннюю фазу образовались субвулканические тела гранит-порфиров и сиенит-порфиров, одновременные с излияниями лав. Они слагают внутренние части экструзивных куполов, а также доскладчатые штоки, дайки и силлы. Дайки и штоки второй фазы, представленной метаморфизованными диабазами, габбро-диабазами и диоритами, секут вулканогенные породы акитканской серии и субвулканические тела первой фазы. Соскладчатые интрузии граносиенитов, гранитов и очковых гнейсовидных гранитов третьей фазы, достигающие размеров 150 × 35 км, представляют собой крутонаклонные трещинные плутоны в зоне структурного шва. Характерна тесная связь гранитов и граносиенитов, наличие протоклаза и гнейсовых текстур и сравнительно глубоинный характер формирования некоторых крупных «шовных» плутонов очковых гнейсовидных гранитов, хотя большая часть интрузий прельских гранитоидов всех фаз сформировалась близко от поверхности. Позднескладчатые интрузии четвертой фазы представлены небольшими массивами изометричной или несколько удлиненной формы, сложенными гранит-порфирами, гранодиоритами, граносиенитами и нордмаркитами. Большинство тел приурочено к трещинам и зонам дробления, совпадающим с главным направлением разлома.

Контактное воздействие гранитоидов выражается ореолами биотитовых роговиков, ширина которых зависит от размеров интрузий и глубины их становления.

По химизму породы прельского комплекса очень близки эффузивам акитканской серии и, за исключением нордмаркитов, имеют среди них аналоги.

Возраст прельского комплекса определяется тем, что породы его прорывают осадочно-вулканогенные толщи среднего протерозоя, а сами перекрываются отложениями верхнего протерозоя.

Амадракский комплекс гранитов проявлен только в Припленской зоне, главным образом в районах развития тепторгинской серии среднего протерозоя и лишь некоторые тела их залегают среди более древних чуйско-кодарских гранитов. Комплекс представлен серыми турмалин-содержащими мусковитовыми или двуслюдяными гранитами, образующими небольшие (60—350 км²) тела изометричной или слегка удлиненной формы с крутыми секущими контактами.

Контактовое воздействие на вмещающие породы выражается в обогащении их мусковитом, биотитом, хлоритом, а также в интенсивном окварцевании и иногда турмалинизации.

Среднепротерозойский возраст гранитов определяется тем, что они прорывают отложения тепторгинской серии, а на поверхности их размыва лежат конгломераты верхнего протерозоя.

Магматизм внутренней области байкалд проявился изливанием лав осадочно-вулканогенной падринской серии и сывырской толщ и формированием витимского комплекса гранитоидов.

Падринская серия наземных кислых лав, туфолав, туфов, туффитов и в меньшей мере обломочных пород приурочена к крупному геоантиклинальному поднятию. Формирование ее происходило в межгорной впадине, и изливание лав имело эксплозивный характер.

Среднепротерозойский возраст серии определяется залеганием ее на размытой поверхности раннепротерозойских плагиогранитов и трансгрессивным наложением на нее отложений верхнего протерозоя и фаунстически охарактеризованного нижнего кембрия.

Сывырская толща диабазов, спилитов, спилитовых порфиритов, альбитофиров и реже кварцевых порфиритов, туфолав и туфов размещается в зоне глубинных разломов и, по-видимому, приурочена к внутренним геосинклинальным прогибам. Слагающие ее эффузивы образовались частично в подводных условиях.

Интрузивный магматизм внутренней области байкалд представлен витимским комплексом гранитоидов, тесно связанных с вулканитами падринской серии. Они слагают несколько небольших почти изометричных массивов, сформировавшихся на относительно небольшой глубине, после или в конце главной фазы складчатости, и размещены в зоне глубинного разлома, проходящего по окраине Северо-Муийской глыбы архея. Внедрение гранитоидов происходило в две фазы: в первую интродировали кварцевые монцониты, гранодиориты и кварцевые диориты, слагающие большую часть массивов, во вторую — гранофировые гранит-порфиры и граниты, размещающиеся в виде штоков и даек среди пород первой фазы либо среди пород рамы.

Контактовое воздействие их слабое и выражается в ороговиковании боковых пород с появлением в них биотита, граната и магнетита.

По химизму гранитоиды витимского комплекса имеют очень много общего с вулканитами падринской и акитканской серий и гранитоидами прельского комплекса.

Среднепротерозойский возраст витимского комплекса доказывается тем, что они прорывают эффузивы падринской серии, а весьма типичные для них кварцевые монцониты находятся в гальке отложений верхнего протерозоя.

Абсолютный возраст, определяемый аргоновым методом, дает очень большой разброс значений для вулканитов акитканской серии и для ирельских гранитоидов; для амандракских гранитов получено значение 14(х)—1440 млн. лет. Абсолютный возраст акитканских порфиров и ирельских гранитов по данным рубидий-стронциевого метода (ЛАГЕД АН СССР) равен 1600—1620 млн. лет.

Поздний протерозой

В конце среднего протерозоя сформировалась широкая и протяженная островная дуга (Байкало-Витимское поднятие), разделившая геосинклинальную систему на Байкало-Патомский краевой прогиб с примыкающим к нему Бодайбинским внутренним прогибом (внешний пояс) и эвгеосинклинальный пояс (Верхне-Витимский внутренний пояс), nasledующий некоторые черты раннепротерозойского внутреннего пояса.

Магматизм позднего протерозоя преимущественно интрузивный. Более раший вулканизм проявился главным образом во внутреннем поясе в виде подводных лав основного и кислого состава — альбитизированных кварцевых порфиров, кварцевых кератофров, фельзитов и редко диабазов и спилитов. Во внешнем поясе излияние эффузивов приурочено к границе Бодайбинского внутреннего прогиба и Байкало-Витимского поднятия.

Глубинные магматические образования в Байкало-Патомском краевом прогибе внешнего пояса байкалид представлены только диабазами, залегающими дайками среди пород среднего и позднего протерозоя, а в Бодайбинском внутреннем прогибе и Байкало-Витимском поднятии — тремя разновременными комплексами: 1) довыренским комплексом основных и ультраосновных пород, 2) мамско-оронским комплексом гранитов, 3) тельмамским комплексом гранитоидов.

Основные и ультраосновные породы довыренского комплекса слагают несколько небольших массивов и большое число силлов и даек, размещающихся во внешней полосе зоны глубинных разломов древнего заложения, которая в позднем протерозое разграничивала Байкало-Витимское поднятие и Бодайбинский внутренний прогиб. Массивы являются доскладчатыми интрузиями и смяты в складки совместно с вмещающими породами верхнего протерозоя. В состав комплекса входят различные габброиды, диориты, габбро-диабазы, пироксениты, перидотиты и оливиниты. Размеры большинства массивов не превышают 5 км², за исключением наиболее крупного сложнодифференцированного Довырен-Йокского массива, площадь которого достигает 70 км².

Все известные интрузивные тела этого комплекса имеют простое строение и сложены преимущественно одной породой, только в Довырен-Йокском массиве присутствуют перидотиты, оливиниты, габброиды и диориты, причем ультраосновные породы залегают в висячем боку, габброиды — в середине, а диориты — в висячем боку массива. Все породы связаны постепенными переходами. Лишь в отдельных случаях наблюдалось прорывание оливиновых габбро диоритами и наличие даек оливинитов в различных габброидах.

Контактовое воздействие интрузий довыренского комплекса выражается в ороговковании вмещающих пород с образованием в узкой зоне экзоконтакта эпидота, актинолита, хлорита и иногда вкрапленности сульфидов.

С перидотитами Довырен-Йокского массива связано проявление медно-вискелевой минерализации.

Химизм перидотитов характеризуется высоким содержанием магнелии в окислов железа, бедностью кремнеземом и щелочами и низким отношением магния к железу, не превышающим 4, 3 (что характерно, согласно Г. Хессу, для ультраосновных пород, возникших в результате дифференциации базальтовой магмы).

Возрастное положение довырвского комплекса среди позднепротерозойских образований внешнего пояса байкалид устанавливается совершенно определенно. Нижняя возрастная граница его определяется прорыванием верхнепротерозойских отложений, а верхняя — по присутствию гальки оливковых габбро и диоритов в конгломератах нижнего кембрия.

Мамско-оронский комплекс представлен складчатыми интрузиями биотитовых и двуслюдяных гранитов, а также пегматоидных гранитов и пегматитов, развитых преимущественно в пределах Бодайбинского внутреннего прогиба. Формирование их происходило в сравнительно глубоких частях земной коры. Крупные (площадью до 7000 км²) массивы, а также штоки и диапировые тела образуют широкую дугообразную полосу, соответствующую ориентировке складчатых структур вмещающих толщ. Гнейсовидные граниты, пегматоидные граниты и пегматиты обычно слагают периферические и апикальные части интрузий, а равномернозернистые и порфириовидные граниты приурочены к их центральным частям.

Массивы гранитов, как правило, имеют неровные и нечеткие очертания, многочисленные апофизы их пропикают по слоистости в боковые породы. Сами граниты содержат ксенолиты или ксикалиты. В приконтактной зоне часто развиты мигматиты и фельдшпатизированные породы, постепенно переходящие в граниты. Многие массивы окружены широкой (до 10—12 км) полосой кристаллических сланцев.

Для химизма гранитов мамско-оронского комплекса характерна сильная пересыщенность глиноземом, хотя по ряду важнейших характеристик средний состав их совпадает со средним мировым гранитом Дэли.

С пегматитами мамско-оронского комплекса связаны месторождения мусковита и керамического сырья, а также проявления редкометалльного оруденения.

Возраст гранитов мамско-оронского комплекса определяется тем, что они размещаются среди отложений верхнего протерозоя, за счет гранитизации которых они образовались, и секутся позднескладчатыми тельмамскими гранитами. Взаимоотношения гранитов комплекса с кембрийскими отложениями нигде не установлены, однако очень слабый метаморфизм кембрийских отложений вблизи крупных интрузий свидетельствует в пользу докембрийского возраста рассматриваемых гранитов.

Значения абсолютного возраста, полученные для гранитов и пегматитов по слюдам арговым методом, чаще всего находятся в пределах 260—440 млн. лет; определения свинцовым методом по циркону из пегматитов и гнейсовидных гранитов дают 690—750 млн. лет.

Тельмамский комплекс гранитоидов образует большой пояс протяженностью более 650 км, приуроченный к Байкало-Витимскому поднятию и к сопряженным с ним участкам Бодайбинского внутреннего прогиба и внутреннего геосинклинального пояса. Гранитоиды слагают несколько крупных (площадью 4000—9000 км²) дискордантных плутонов, внедрившихся в заключительную фазу складчатости. Некоторые из них (например, Чивыркуйский массив) относятся к категории шовных плутонов, располагающихся на стыке Байкало-Витимского поднятия и позд-

него эвгеосинклиналильного пояса. Другие интрузии комплекса рассекают зону глубинных разломов между внешним и внутренним геосинклипальными поясами. Движения по этим разломам возобновились неоднократно и после формирования тельмамских гранитоидов.

Наиболее распространенными являются биотит-амфиболовые и амфибол-биотитовые граниты; иногда встречаются амфиболовые и амфибол-пироксеновые граниты (пироксен — диоксид-геденбергит и эгирин-диоксид). Разновидности гранитов не имеют резких границ, распределяются не закономерно и связаны друг с другом постепенными переходами. Наблюдаются также переходы к гранодиоритовому, граноспелитовому и спелитодоритовому составам, что, вероятно, обусловлено глубиной ассимиляцией метабазальтов и известняков. Появление полущелочного пироксена часто приурочено к приконтактовым зонам палеозойских субщелочных гранитов. Для тельмамских гранитоидов характерны направленные текстуры.

Контактовое изменение вмещающих пород выражается в образовании ореолов кристаллических сланцев с гравятом, биотитом, дистеном, спллиманимом, ширина которых зависит от крутизны плоскости контакта. Отмечается также незначительная фельдшпатизация боковых пород и обильная инъекция их гранитовым материалом.

Химизм тельмамских гранитов характеризуется слегка повышенным содержанием известии, более высоким содержанием щелочных металлов и известии в алюмосиликатах, меньшим количеством феррических компонентов и заметным преобладанием натрия над калием.

Возраст гранитов определяется тем, что они рвут верхнепротерозойские толщи и складчатые граниты мамско-оронского комплекса, а сами секутся субщелочными и нормальными палеозойскими гранитами. Достоверные определения абсолютного возраста для тельмамских гранитов отсутствуют.

Позднепротерозойский интрузивный магматизм во внутреннем поясе байкалид характеризуется тремя разновозрастными комплексами: 1) икатским комплексом габброидов, 2) катерским комплексом порфиров и гранит-порфиров и 3) баргузинским комплексом гранитов.

Икатский комплекс габброидов имеет незначительное распространение, хотя и развит во всех структурно-формационных зонах внутреннего пояса. Штоки и дайки этого комплекса размещаются в зоне дизъюнктивных нарушений разного возраста (Намамтинская зона смятия), а также встречаются в виде согласных интрузивных залежей среди стратифицированных толщ верхнего протерозоя. Размеры массивов варьируют от нескольких сот квадратных метров до 20 км².

В состав комплекса входят диабазы, габбро, метагаббро, габбро-нориты, пегматоидное габбро, габбро-диориты и диориты. Закономерности в размещении пород в интрузивных телах не наблюдается; все породы связаны взаимопереходами.

Контактовое воздействие на вмещающие породы трудно уловимо вследствие более позднего интенсивного регионального метаморфизма и воздействия гранитовых интрузий.

Позднепротерозойский возраст икатского комплекса определяется тем, что породы его прорывают все отложения верхнего протерозоя и вместе с ним участвуют в складчатости, а сами секутся гранитами баргузинского комплекса и часто находятся в них в виде ксенолитов. Породы икатского комплекса находятся в гальке базальных конгломератов нижнего кембрия.

Катерский комплекс порфиров и гранит-порфиров сложен альбитизированными и березитизированными порфирами и гранит-порфирами, образующими рои даек в осадочно-вулканогенных толщах верхнего протерозоя. Дайки имеют сложную форму, сопровождаются апофизами и смяты в складки вместе с боковыми породами. Наряду с секущими крутыми дайками встречаются пологопадающие пластовые тела. Мощность даек колеблется от десятков сантиметров до 20 м.

Контактовое воздействие их на вмещающие породы выражается сильной пиритизацией и иногда окварцеванием, серицитизацией и карбонатизацией.

Альбитизация и березитизация имеют аутометаморфический характер, так как они локализованы в пределах дайковых тел и их приконтактовых участков.

С березитизированными порфирами парагенетически связано золотое оруденение в зонах сульфидной вкрапленности среди метаморфических пород.

Возраст катерского комплекса определяется на основании того, что породы его прорывают отложения верхнего протерозоя, совместно с ними смяты в складки и метаморфизируются гранитами баргузинского комплекса. Соотношение их с габброидами икатского комплекса не установлено, но они также внедрены до главной фазы складчатости и до формирования соскладчатых гранитов.

По времени внедрения и металлогенической специализации породы катерского комплекса принадлежат предбатолитовой дайковой формации гранит-порфиров.

Баргузинский комплекс занимает значительную часть территории Верхне-Витимского внутреннего пояса, где он представлен гигантским массивом с многочисленными провесами кровли и сопровождающими его сателлитами. Площадь этого ареал-плутона, называемого Ангаро-Витимским батолитом, превышает 120 000 км². Он имеет неправильную, расширяющуюся книзу форму, а сопровождающие его сателлиты обычно слабо удлинены или изометричны и представляют собой купола, штоки и диапиры.

Контакты гранитов с вмещающими породами дискордантны, но в целом складчатая структура рамы приспособлена к форме батолита и вмещающие породы наклонены согласно с контактовой поверхностью. Благодаря этому многие крупные провесы кровли представляют собой синклиниорные структуры, а выходы гранитных массивов — антиклиналы.

Формирование гранитов баргузинского комплекса было длительным, многофазным, растянутым в течение всей эпохи диастрофизма. Вначале одновременно с интенсивными тектоническими движениями сформировались двуслюдяные массивные граниты и гнейсовидные граниты первой группы и связанные с ними пегматиты. В завершающий период внедрились массивные биотит-амфиболовые граниты и гранодиориты второй группы.

Граниты первой группы распространены в краевых и прикровлевых частях батолита, но также встречаются в глубоких сечениях плутона, где вскрываются его мигматитовые корни. Эти граниты автохтонны, возникли в результате соскладчатой гранитизации боковых пород. Часть гранитов была перемещена из места зарождения в более высокие структурные зоны. Ориентировка гнейсовидности в них совпадает со складчатыми структурами вмещающих пород. В зоне эндоконтакта часто наблюдаются небулитовые включения с реликтовыми теневыми текстурами.

Граниты второй группы слагают центральную часть плутона и отдельные купола и штоки. Это типичные магматические образования. Между гранитами первой и второй групп существуют постепенные переходы, хотя в отдельных случаях наблюдаются интрузивные соотношения, что объясняется внедрением новых порций магмы в еще не полностью консолидированные массы.

Контактовое воздействие гранитов баргузинского комплекса проявляется в образовании зон кристаллических сланцев, причем для гранитов второй группы ширина их не превышает 4 км, а широкие (до 15—20 км) ореолы измененных и мигматизированных пород вокруг гранитов первой группы обычно незаметно сливаются с зонами регионального метаморфизма.

Петрохимически граниты первой и второй групп близки между собой. Средний состав их лишь незначительно отличается от состава мирового гранита по Дэли, с отклонением к лейкократовому типу.

С гранитами баргузинского комплекса сколько-нибудь существенных проявлений полезных ископаемых неизвестно.

Возраст гранитов устанавливается совершенно определенно; они прорывают и метаморфизуют все докембрийские образования внутренней части Байкальской горной области, а на поверхности размыта гранитов залегают конгломераты нижнего кембрия с галькой всех их разновидностей.

Ранний палеозой

В начале кембрийского периода геосинклинальная система байкалид вступила в инверсионную стадию развития. В это время полностью замкнулся и присоединился к Байкало-Витимскому поднятию Бодайбинский внутренний прогиб, на месте позднего эвгеосинклинального пояса возникли крупные поднятия, а в пределах передового прогиба, заложенного на окраине Сибирской платформы, установился платформенный режим.

Область интенсивной магматической деятельности сместилась далеко на юг — в Забайкальский эвгеосинклинальный пояс; в пределах собственно Байкальской горной области проявление магматизма было значительно слабее, чем в докембрии. Интрузивные тела этого времени имеют небольшие размеры и развиты на сравнительно малой площади. Преобладают граниты нормального, щелочного и субщелочного ряда, приуроченные к внутренним частям подвижного пояса.

Магматические проявления внешней области байкалид представлены диабазами и габбро-диабазами патомского комплекса, которые размещаются в Приленской зоне Ангара-Ленского передового прогиба. Они образуют пластовые залежи мощностью от нескольких десятков метров до сотен метров, дислоцированные вместе с отложениями нижнего кембрия. Нередко такие тела залегают этажами, на границе различных литологических горизонтов кембрийских отложений или на границе образований кембрия и позднего протерозоя.

Контакты интрузий с боковыми породами резкие; в эндоконтакте часто наблюдается зона закалки и ксенолиты вмещающих пород. В приконтактной зоне шириной не более 2—3 м боковые породы пиритизированы, гематитизированы и скарнированы.

В составе патомского комплекса выделяют диабазы, диабазовые порфириты, оливинсодержащие диабазы, а в дифференцированных интрузивах — диабаз-монциты и монцититовые аплиты.

Средний химический состав пород отличается от среднего состава диабазов и оливиновых диабазов по Дэли более высоким содержанием титана, железа и щелочей, меньшим количеством магния и несколько повышенным содержанием фосфора.

Нижняя возрастная граница диабазов устанавливается тем, что они прорывают и метаморфизуют отложения нижнего кембрия. Верхний возрастной предел определяется наличием обломков хлоритизированных диабазов в глауконитовых песчаниках ордовика (Гоньшакова, 1960).

К раннепалеозойскому магматизму в центральных частях Байкальской горной области относятся: 1) бирямьинский комплекс габброидов, 2) качойский комплекс гранит-порфиров и диоритов, 3) витимканский комплекс гранитоидов, 4) дайковые серии лампрофиров, сиенитов и других пород.

Бирямьинский комплекс габброидов объединяет габбро-диориты, диориты, габбро и оливиновые габбро, слагающие небольшие тела площадью от 1,5 до 25 км², которые размещаются среди отложений нижнего кембрия и докембрия и обычно приурочены к зонам разрывных нарушений.

Верхняя возрастная граница этих габброидов устанавливается по активному воздействию на них гранитоидов витимканского комплекса.

Качойский комплекс гранит-порфиров и диоритов развит преимущественно в Средне-Витимской горной стране, где дайки и пластовые залежи приурочены к слоистым отложениям кембрия и вместе с ними участвуют в складчатости. Мощность интрузивных тел обычно не превышает 3—5 м, а длина — нескольких десятков метров; в очень редких случаях мощность пластовых залежей достигает 60 м.

Преобладающими породами являются гранит-порфиры; сравнительно редко встречаются диориты или диорит-порфириты.

Контактовое воздействие пород качойского комплекса выражается в незначительной серицитизации и пиритизации вмещающих отложений. Раннепалеозойский возраст гранит-порфиров и диоритов определяется тем, что они дислоцированы вместе с вмещающими их образованиями нижнего кембрия и метаморфизованы гранитоидами витимканского комплекса.

Витимканский комплекс гранитоидов развит во всех внутренних районах Байкальской горной области. Наиболее крупные интрузии его находятся в пределах Байкало-Витимского поднятия, где они приурочены к местам пересечения сбросов в полосе глубинных разломов. Массивы имеют преимущественно изометричную форму; размеры их не превышают 1200 км².

Они дискордантны к тектоническим структурам рамы; контактовые поверхности их круто падают в сторону боковых пород.

Формирование гранитоидов происходило в несколько фаз: в раннюю фазу внедрились диориты, гранодиориты, граносиениты, сиениты, монцититы; во вторую фазу — биотит-амфиболовые плагиоклаз-микроклиновые граниты, затем лейкократовые биотитовые граниты и, наконец, аплитовидные и аляскиитовые граниты. В большинстве тел присутствуют породы какой-нибудь одной фазы, реже двух-трех, а в некоторых массивах наблюдаются постепенные переходы между породами разных фаз.

Контактовое воздействие выражается в ороговивании и перекристаллизации боковых пород; ширина зоны интенсивно измененных пород не превышает 200—300 м.

Средние составы витимканских гранитоидов по сравнению со средними составами пород мира отличаются несколько повышенным содержанием полевошпатовой извести.

С витимканскими гранитоидами связаны проявления редкометалльного, полиметаллического и золотого оруденения различных генетических и морфологических типов. Они группируются в несколько рудных зон, приуроченных к участкам разрывных нарушений, вмещающих интрузии комплекса.

Внедрение гранитоидов витимканского комплекса приурочено к интенсивной тектонической фазе между средним и поздним кембрием, завершившей геосинклинальное развитие байкалид. Нижняя возрастная граница определяется прорыванием ими отложений нижнего кембрия, а верхняя — наличием гальки их в красноцветных отложениях условно верхнего (?) кембрия или нижнего ордовика. Витимканские гранитоиды прорваны щелочными и нефелиновыми спенидами сыннырского комплекса, имеющими девонский или раннекарбонный возраст.

Абсолютный возраст гранитоидов витимканского комплекса (аргоновый метод) равен 228—247 млн. лет. Это явно не истинный возраст пород, а время последующих процессов, обусловивших удаление продуктов радиоактивного распада.

Дайковые серии лампрофиров и спенидов сформировались на заключительной стадии раннепалеозойского магматизма. Выделяются две серии — лампрофировая, приуроченная к области Байкало-Витимского поднятия, и серия диабазов и жильных представителей щелочных спенидов, а также лампрофиров, развитая в пределах Верхне-Витимской осадочной геосинклинали, преимущественно на юге региона, за пределами собственно Байкальской складчатой системы.

Породы лампрофировой серии слагают дайки в полосе шириной до 15 км, протягивающейся в север-северо-восточном направлении поперек дуги Байкало-Витимского поднятия. По-видимому, внедрение их контролировалось теми же зонами разломов, вдоль которых ранее внедрились витимканские гранитоиды. Наиболее распространены керсантиты, значительно реже встречаются спессартиты и совсем редко микрогаббро, микродiorиты и диоритовые порфириты.

Контактовое воздействие дайковых пород выражается слабым ороговыванием вмещающих пород.

Нижняя возрастная граница лампрофиров устанавливается прорыванием ими витимканских гранитоидов, верхняя не установлена. Однако, учитывая пространственную связь с витимканскими гранитоидами, можно полагать, что формирование их относится к концу раннепалеозойского времени.

Средний палеозой

После крупной среднекембрийской фазы тектогенеза, завершившей геосинклинальное развитие байкалид, в конце девона или в начале карбона в обстановке глыбных движений внедрились щелочные и нефелиновые спениды сыннырского комплекса. Ранее эти породы объединялись с витимканскими гранитоидами в один комплекс. Однако новые данные А. Я. Жидкова указывают на их более молодой возраст. Выделяются два подкомплекса: 1) подкомплекс нефелиновых и щелочных спенидов и 2) подкомплекс гранитоидов, причем породы второго подкомплекса слагают исключительно дайки и штоки небольших размеров, залегающие среди пород первого подкомплекса.

Массивы приурочены к зоне глубинных разломов на своде древнего Байкало-Витимского поднятия. Известно несколько небольших массивов, самый крупный из которых занимает площадь 570 км². Крупные интрузии, сложенные наиболее щелочными породами, локализируются в осевой части Байкало-Витимского поднятия. Многие массивы имеют изометричную форму и концентрически зональное строение, обусловленное кольцевым расположением различных пород, нередко обладающих прекрасно выраженной трахитоидностью. Между щелочными сиенитами и нефелиновыми сиенитами отмечаются как постепенные переходы, так и интрузивные контакты. В последнем случае устанавливается, что наиболее ранними являются нефелиновые сиенты.

К первому подкомплексу относятся преобладающие разнообразные нефелиновые сиенты: ювнты, диориты, мнаскиты, фойяиты и щелочные сиенты — святоноситы, эгириновые и арфведсонит-эгириновые сиенты. В подчиненном развитии находятся щелочные и субщелочные граносиенты, щелочноземельные сиенты и кварцевые сиенты. Все перечисленные породы либо слагают самостоятельные тела, либо встречаются в определенных ассоциациях в массивах сложного строения.

В Сынырском массиве установлены своеобразные ультракалпевые псевдолейцитовые нефелиновые сиенты (псевдолейцититы), образующие неправильные участки среди лейкократовых микрогематитовых нефелиновых сиентов.

Нефелиновые и щелочные сиенты сопровождаются серией разнообразных дайковых пород (сэльвсбергиты, шонкинниты, тингуаиты, камптониты, мончикиты), причем в массивах сложного строения интрузивная фаза сопровождается своей жильной серией.

Контактовое воздействие интрузии на вмещающие породы выражается в ороговиковании и перекристаллизации их с привнесом щелочей и частично железа и магния. Ширина зоны измененных пород около крупных массивов достигает 1,5—2,5 км.

Подкомплекс гранитоидов представлен штоками и дайками небольших размеров, сложенными гранитами, гранит-аплитами, лейкократовыми и аляскитовыми гранитами.

Для химизма пород сынырского комплекса весьма характерно малое содержание полевошпатовой извести, повышенное содержание щелочных металлов и в особенности резкое преобладание калия над натрием.

На диаграмме А. Н. Заварицкого фигуративные точки пород концентрируются около определенных направлений, образуя ряд, вытянутый вдоль линии, полого наклоненной к оси *SB*.

Проявления полезных ископаемых в связи с породами сынырского комплекса еще мало изучены. Большое практическое значение как сырье на алюминий могут иметь богатые глиноземом нефелиновые сиенты. Известны также проявления апатитовых руд и редкометальной минерализации.

Сынырский комплекс моложе раннепалеозойских гранитоидов витимканского комплекса, которые он прорывает. Формирование его отделено от витимканских гранитоидов периодом отложения красноцветных песчаников верхнего кембрия или нижнего ордовика, содержащих обломки витимканских пород. Верхний возрастной предел сынырского комплекса геологическими методами не установлен из-за отсутствия в районе его развития более молодых, чем верхний кембрий (нижний ордовик?), отложений.

Определения абсолютного возраста аргоновым методом по биотиту (304—349 млн. лет) и свинцовым по чевкиниту, бритольту и лопариту (322—345 млн. лет) указывают на позднедевонское — раннекарбонное время формирования сыньирского комплекса.

Мезозой

Плутонические образования мезозоя, возникшие позже завершения геосинклинального развития региона, слагают малые и гипабиссальные тела трещинного типа. Они представлены четырьмя разновозрастными комплексами: 1) малокупальским комплексом щелочных гранитов, 2) гуджирским комплексом гранитоидов, 3) алданским комплексом щелочных сиенитов и 4) дайковым комплексом щелочных базальтоидов. Интрузии первых трех комплексов известны только на южной и восточной окраинах байкальской складчатой системы, а главное поле их распространения находится уже за пределами рассматриваемого региона (см. очерки по магматизму Забайкалья и Алданского щита). Щелочные базальтоиды развиты гораздо шире. Они размещаются в зонах молодых разломов, нередко хорошо выраженных в рельефе Байкальского нагорья. Эссекситы и эссекситовые диабазы слагают большую часть дайковых тел, а принадлежащие к этому же комплексу тешениты, ийолиты и тераллиты встречаются крайне редко.

В отношении возраста щелочных габброидов имеется очень мало геологических данных. Установлено, что они прорывают кембрийские отложения, но их взаимоотношения с более молодыми мезозойско-кайнозойскими образованиями не выяснены. Однако приуроченность дайковых тел к зонам молодых разломов и очень свежий облик пород указывают на их молодой возраст. Не исключено, что некоторые представители этого комплекса синхронны излияниям неоген-четвертичных базальтов, среди которых широко распространены щелочные типы.

Кайнозой

В южной части Байкальской складчатой системы и в сопредельных районах Западного Забайкалья развиты покровы базальтов, образующие в совокупности огромный вулканический пояс, протягивающийся в северо-восточном направлении из хребта Хамар-Дабан в хребет Удокан. Кроме наиболее характерной покровной формы залегания базальты образуют также лавовые потоки, щиты, вулканические конусы и дайки. Для некоторых покровов устанавливается часто выраженная стратифицированность. Мощность покровов достигает 110 м, а высота вулканических конусов 80—100 м.

Среди эффузивов резко преобладают оливковые базальты и долериты, реже встречаются безоливиновые разновидности этих пород. В некоторых районах широко распространены щелочные базальтоиды: трахибазальты, апортоклазовые трахибазальты и апортоклазовые трахиандезиты.

По химическому составу среди базальтоидов имеются представители, близкие средним базальтам материков, но некоторые разновидности соответствуют океаническим оливковым базальтам и толеитам.

Излияние лав происходило многократно в течение длительного промежутка времени от конца миоцена до позднего плейстоцена включительно.

ЕНПСЕЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Изучение пород и структур Енпсейской складчатой системы позволило выделить на этой территории три тектоно-магматических цикла развития: архейский, раннепротерозойский и позднепротерозойский (байкальский) (рис. 38). В платформенную стадию формирования в Енпсейской складчатой системе проявился палеозойский магматизм.

Архей

Наиболее ранними образованиями архейского тектоно-магматического цикла являются основные вулканогенные породы, сопровождаемые интрузией габбро-норитов и в подчиненном количестве гипербазитов. В результате метаморфизма вулканогенные образования превращены в пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы. Они распространены в центральной части Канской глыбы, где слагают нижнюю часть канской серии (кузевскую свиту), обнятую в ядре крупного антиклинария. В небольшом количестве эти породы находятся в вышележащей толще гранат-кордиерит-биотит-плагиоклазовых, гранит-биотит-плагиоклазовых гнейсов.

Пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы залегают слоями, сближенными в линейные складки с простиранием осей СЗ 330—340° и крутыми углами падения крыльев. Эта толща образует полосу длиной 150 км, шириной 20 км, вытянутую в направлении простирания осей складок. Видимая мощность толщи около 4500 м. Пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы характеризуются равномерным или полосчатым распределением минералов, массивными или линейными текстурами и состоят из гиперстена, салита, основного или среднего плагиоклаза. Широко развиты наложенные минералы — гранат, роговая обманка, кварц, иногда шпидель и кумингтонит. Акцессорные минералы — магнетит и ильменит. Структура пород — гранобластовая, гранонематобластовая, келифитовая, местами реликтовая диабазовая. По химическому составу породы близки диабазам и характеризуются также наличием титана и примесями никеля, кобальта, хрома.

Габброиды в толще пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев образуют линзовидные тела, мощность которых изменяется от нескольких метров до 3 км, длина от нескольких десятков метров до 25 км. Мелкие тела однородны и сложены мелко- и среднезернистыми габбро-норитами. В наиболее крупном массиве (Зимовейнинском) развиты, кроме того, аортозиты и пироксениты, сменяющие друг друга неправильными участками.

Гипербазиты весьма редки, слагают небольшие тела мощностью до нескольких метров. Они представлены шпидельсодержащими вебстеритами.

Большая мощность толщи пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, ее складчатый характер, химический состав пород, близкий диабазовому, наличие реликтовых диабазовых структур, приуроченность к ним автоинтрузий габброидов и гипербазитов — все это дает основание относить породы к метаморфизованной офиолитовой формации, аналогичной офиолитовой формации более молодых эпох.

Известные в районе россыпи магнетита и ильменита образованы при разрушении пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев

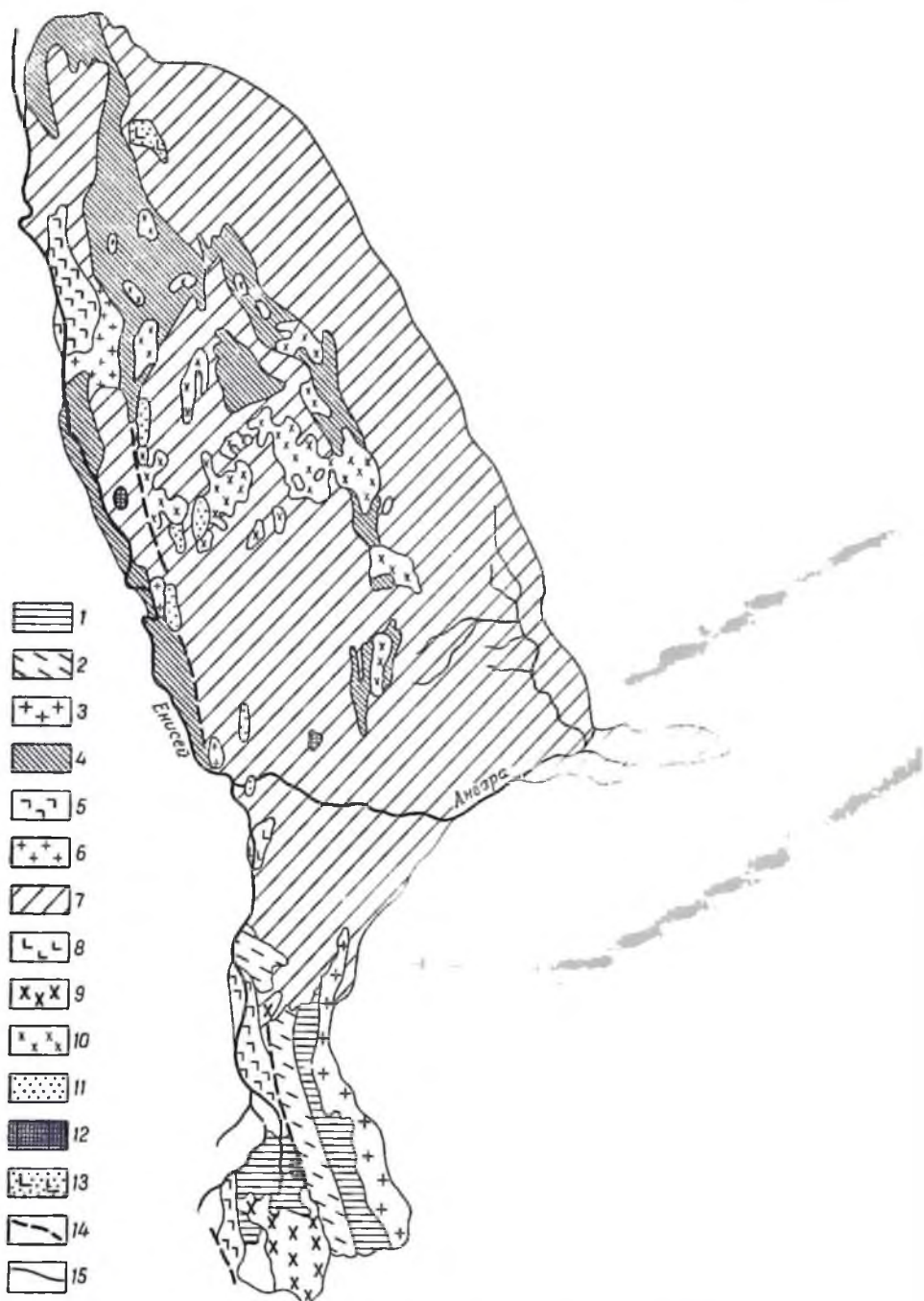


Рис. 38. Схематическая карта проявлений магматизма в Енисейской складчатой системе

1 — архейская зона; 2 — пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, габброиды, гипербазиты и чарнокиты; 3 — титракий комплекс гранитов; 4 — раннепротерозойская зона; 5 — аподиабазовые амфиболиты, эпидот-амфиболовые сланцы, апокератофиры, гипербазиты; 6 — гаревский комплекс гранитов; 7 — позднепротерозойская (байкальская) зона; 8 — аподиабазовые плагиоклава-актинолитовые породы; 9 — ранненанайский комплекс гранитоидов; 10 — татарско-аяхтинский комплекс гранитов; 11 — глушихинский комплекс гранитов; 12 — комплекс ультраосновных — щелочных пород; 13 — траппы; 14 — линии разломов; 15 — граница Енисейского кряжа

и габброидов. С массивами габброидов связано рудопроявление ильменита и магнетита.

К породам метаморфизованной офолитовой формации приурочены образования чарнокитов. В пироксен-плагноклазовых кристаллических сланцах и габброидах чарнокиты слагают участки неправильной формы размером от нескольких сантиметров до десятков метров и обычно связаны с ними постепенными переходами. Наблюдаются и площади с преобладающим развитием чарнокитов (например, район нижнего течения р. Богупая), где среди чарнокитов пироксен-плагноклазовые кристаллические сланцы и габброиды сохраняются в виде реликтов. Чарнокиты наследуют ориентированную текстуру вмещающих пород. Чарнокиты — среднезернистые, грубозернистые, нередко пегматоидные, полосчатые или массивные породы зеленовато-серого или серовато-зеленого цвета. В их состав входят плагноклаз-антипертит (от олигоклаза до лабрадора), гиперстен, кварц, калиевый полевой шпат, небольшое количество биотита, иногда салит, буроватая роговая обманка, грават, изредка силлиманит. Из аксессуарных минералов — магнетит, титаномагнетит, ильменит, апатит, монацит, циркон. Количество и соотношение минералов непостоянны, распределение их неравномерно. Соответственно на небольших расстояниях меняется химический состав пород от почти основного до кислого.

Специфический состав чарнокитов и неоднородность строения обусловлены их происхождением. Чарнокиты Енисейской складчатой системы являются метасоматическими породами, возникшими в процессе гранитизации пироксен-плагноклазовых кристаллических сланцев, габброидов и гипербазитов, протекавшей в условиях амфиболитовой фации метаморфизма.

К проявлениям архейского тектоно-магматического цикла относится и комплекс таракских гранитоидов. Он развит преимущественно в восточной части Канской глыбы, где представлен крупным массивом площадью 1700 км², вытянутым в направлении СЗ 330—340° согласно со структурами вмещающих толщ архейской канской серии. С востока массив перекрыт отложениями верхнего протерозоя и девона. Породы массива имеют параллельно ориентированную текстуру, простирающуюся в направлении длинной оси массива.

Массив зонален. Западная его зона сложена плагногранитами, диоритами, содержащими многочисленные ксенолиты вмещающих пород. Центральная часть образована порфировидными и равномернозернистыми гранитами, грапосиенитами. Порфировые выделения представлены микроклином. Им нередко обогащены зоны катаклаза плагногранитов — диоритов, что свидетельствует о наложенной микроклинизации. Восточная зона массива представлена аплитовидными гранитами и пегматитами, среди которых изредка встречаются порфировидные граниты. Границы между породами резкие.

Граниты характеризуются значительными вариациями в соотношении плагноклаза, кварца, микроклина, биотита. В них часто встречается грапат, иногда кордиерит. Местами появляется монацит. Кроме монацита из аксессуарных минералов встречаются циркон, апатит, магнетит. Характерной особенностью химизма гранитов этого комплекса является переизбыток глинозема.

Массив анизотропел, имеет сложный неоднородный состав и строение. В его формировании после складчатой истории диорит-плагногранитового состава следовала гранитизация с образованием порфировидных и других гранитов.

С таракскими гранитами и с чарнокитами связано образование моацитовых россыпей.

Абсолютный возраст гранитов таракского комплекса по свинцово-позолотному (Волобуев и др., 1962) и рубидий-стронциевому (Артемов, 1963) методам равен 1800 ± 100 млн. лет. Эти значения, вероятно, указывают возраст гранитизации, игравшей существенную роль в формировании пород и происходившей уже в раннепротерозойское время.

Более поздние образования архейского тектоно-магматического цикла в районе неизвестны.

Ранний протерозой

Раннепротерозойский тектоно-магматический цикл начинается образованием вулканогенных толщ основного состава с подчиненной ролью кислых эффузивов. Накопление этих толщ сопровождалось автоинтрузией габброидов и гипербазитов. Эти породы, метаморфизованные в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях, развиты в западной части Канской глыбы и слагают большую часть енисейской метаморфической серии. Низы разреза мощностью около 600 м представлены аподиабазовыми амфиболитами. Это мелкозернистые или грубозернистые породы, массивные или сланцеватые, чередующиеся слоями различной мощности, обычно с четкими границами. В аподиабазовых амфиболитах часто наблюдается редкотовая диабазовая структура. По химизму они отвечают диабазам и также характеризуются наличием примеси никеля, кобальта, хрома. От средних диабазов по Дэли они отличаются большим содержанием кальция и меньшим щелочей (рис. 39).

Выше по разрезу лежит толща переслаивания аподиабазовых амфиболитов и метаморфизованных базокварцевых кератофилов и порфиридов. Границы между слоями пород четкие. Мощность слоев варьирует от 10—20 см до 10—20 м. Общая мощность толщи около 500 м. Структура метаморфизованных базокварцевых кератофилов — порфирированная фельзитовая порфириновая с фельзитовой, микрогранобластовой или микрогранитогранобластовой основной тканью. По химическому составу метаморфизованные базокварцевые кератофиры близки кварцевым кератофирам.

Выше согласно залегает толща апокератофировых биотит-плагноклазовых кристаллических сланцев. Ее видимая мощность около 400 м. Кроме перечисленных широко распространенных пород, в метаморфизованных вулканогенных толщах встречаются апопорфиритовые амфиболиты, эпидот-хлоритовые и актинолитовые сланцы.

Толщам метаморфизованных вулканогенных пород подчинены небольшие согласные тела почти полностью серпентинизированных гипербазитов. Часть амфиболов, возможно, образована по пластовым телам габбро-диабазов.

Метаморфические аповулканогенные толщи собраны в сложные складки с простиранием осей СЗ $330-340^\circ$ и их погружением в том же направлении.

Описанная ассоциация пород принадлежит к офиолитовой формации, метаморфизованной в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях.

По-видимому, к этой же формации относятся слабо изученные зеленокаменные толщи заагарской части Енисейского кряжа; возрастное положение их не уточнено. Они входят в состав нижнепротерозойских свит — хребта Карпинского и пенчугинской. Мощность зеленокаменной толщи по р. Верхней Сурнихе составляет не менее 1500 м. Породы собраны

в сложные складки с простиранием осей СЗ 330—340°. В толще устанавливаются аподиабазовые, апопорфиритовые амфиболиты, амфибол-плаггиоклаз-диопсидовые, плагиоклаз-актинолитовые породы с сохранившимися реликтами диабазовых и порфиритовых структур. Широко развиты

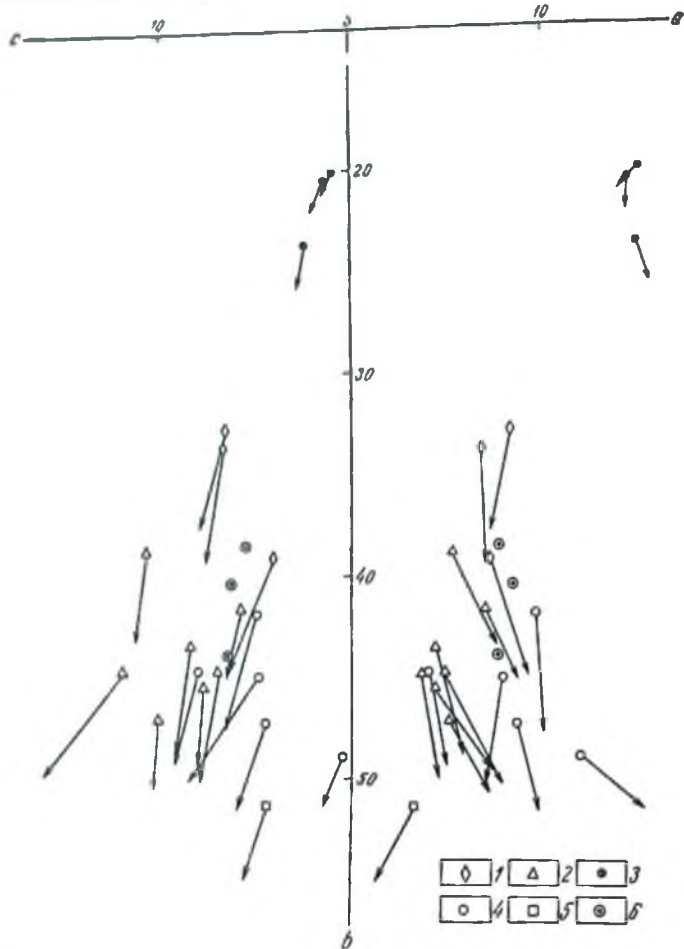


Рис. 39. Вулканические породы метаморфизованных офиолитовых формаций:

1 — диорсен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы архей, 2 — аподиабазовые амфиболиты и аподиабазовые зеленочамчатые породы раннего протерозоя; 3 — метаморфизованные базальтовые перитофиты раннего протерозоя, 4 — «призипиты» — альбит-актинолитовые породы позднего протерозоя, 5 — хлорит-актинолитовый сланец позднего протерозоя, 6 — диабазы (средние составы по Дэлл)

тадьковые, актинолитовые сланцы, нередко находящиеся в краевых зонах небольших тел гипербазитов. Аподиабазовые и апопорфиритовые породы по химическому составу отвечают аподиабазовым амфиболитам, развитым в Канской глыбе, а на диаграмме А. Н. Заварицкого попадают с ними в одно поле (см. рис. 39).

В зеленокаменной толще заключены небольшие согласные тела метаморфизованных габбро-диабазов и интенсивно серпентинизированных гипербазитов. Мощность тел гипербазитов от нескольких метров до сотен

метров. Наиболее крупные из них прослеживаются по простиранию на несколько километров.

В гипербазитах установлены незначительные проявления силикатного шкеля, талька, асбеста. С серпентинизированными гипербазитами связано магнетитовое оруденение.

Магматические образования средних стадий развития раннепротерозойской подвижной зоны (соскладчатые и позднескладчатые) в районе не известны. Возможно, что с этой стадией следует связывать гранитизацию толщ, местами проявившуюся в свитах хребта Карпинского и пенчугинской.

К концу образования раннепротерозойского структурного этажа относят внедрение гранитов гаревского комплекса. Он представлен двумя массивами — Гаревским и Рудиковским, находящимися в ядре Приенисейского антиклинория, образованного гранитизированными породами свиты хребта Карпинского раннепротерозойского возраста. Площадь массивов соответственно 200 и 15 км². Контакты с вмещающими породами не вскрыты. Интрузии однофазные, конкордантные и сложены мелко-, средне- и равномернозернистыми лейкократовыми и биотитовыми гнейсовидными гранитами. Структура их грабобластовая, бластогранитовая, аллотриоморфнозернистая; текстура гнейсовидная. Плагноклаз в породах — альбит. Акцессорные минералы — магнетит, флюорит, буроватый метамиктный циркон бипирамидальной формы. Граниты имеют субщелочной характер.

Раннепротерозойский возраст комплекса принимается условно на основании того, что интрузии его прорывают отложения свиты хребта Карпинского и отсутствуют в районе развития пород позднего протерозоя. По отношению к раннепротерозойской складчатости комплекс, по всей вероятности, послескладчатый.

Граниты обнаруживают несколько повышенную радиоактивность, связанную с цирконом.

Раннепротерозойский магматизм в районе представлен не полно, однако возможно, что большая часть образований раннепротерозойского подвижного пояса скрыта в фундаменте Западно-Сибирской плиты.

Поздний протерозой — байкальский тектоно-магматический цикл

В позднем протерозое подвижный пояс четко разделяется на внутреннюю и внешнюю зоны, причем преимущественное развитие в районе имеет внешняя зона.

Магматические проявления внутренней зоны представлены основными вулканогенными породами, метаморфизованными в зеленосланцевой фации. Они вскрыты р. Енисеем к северу от г. Казачинска, а также р. Ангарой ниже д. Рыбной. Мощность вулканогенной толщи в разрезе р. Енисея 1300—1500 м. Она слагает ядро антиклиналя. Подстилающие породы неизвестны. Непосредственные контакты с вышележащими слабо метаморфизованными известняками и глинисто-известковистыми сланцами верхнего протерозоя не наблюдаются. Вулканогенная толща сложена чередующимися мидалекаменными, пористыми, массивными или шаровыми лавами и туфами основного состава. Среди них наблюдаются активолитизированные диабазы, аподиабазовые плагноклаз-актинолитовые породы и почти мономинеральные актинолитовые породы, в которых плагноклаз замещен актинолитом, и апопикритовые (?) прохлорит-актинолитовые сланцы.

Характерны хорошая сохранность магматических текстур пород и редкое наличие реликтовых структур — диабазовой, порфиритовой, офитовой. По химическому составу породы соответствуют диабазам. По сравнению с аналогичными породами раннепротерозойского тектономагматического цикла они богаче натрием и беднее кальцием, в них устанавливается заметно большее содержание никеля и хрома. Вулканоγενная толща и связанные с ней осадочные породы смяты в складки с простиранием осей СВ 20°. Эта толща почти не изучена. В стратиграфических схемах Евсейского кряжа о ней даже не упоминается. Вероятно, она принадлежит офполитовой формации, метаморфизованной в зеленосланцевой фации.

В припесейской части Заангарья вулканогенные породы развиты незначительно. Здесь, по Г. И. Кириченко, в разрезе верхнего протерозоя в различных свитах с осадочными породами переслаиваются туфы, туффиты, туфолавы. В низах разреза преобладают кислые эффузивы, в верхах — основные (глинищанская толща). Вулканогенные породы глинищанской толщи не изучены. Их формационная принадлежность не ясна. Большая часть магматических проявлений позднепротерозойского цикла принадлежит внешней зоне.

По-видимому, в период, предшествующий главной фазе позднепротерозойской складчатости, в структуры раннепротерозойских и архейских пород внедрились гранитоиды нижнеканского комплекса. К нему относятся Усть-Немкпский, Нижне-Канский, Посольненский массивы и Осиповская группа интрузий. Они приурочены к западному краю Евсейского кряжа. Первые три массива находятся в ангаро-канской части, в зоне разлома, на участке сочленения архейского и раннепротерозойского тектопических блоков. Группа Осиповских интрузий приурочена к зоне разлома среди раннепротерозойских пород заангарской части. Как крупные, так и мелкие тела комплекса вытянуты по простиранию разломов и вмещающих толщ. Контакты массивов резкие.

Комплекс формировался в три фазы. В первую образовались биотит-роговообманковые диориты и кварцевые диориты. Плагноклаз в них зонален, № 54—27. Акцессорные минералы — магнетит, сфен, апатит, циркон. Структура порфировидная. Текстура массивная, реже трахитовидная. Во вторую фазу внедрились средне-крупнозернистые, преимущественно лейкократовые гранодиориты, переходящие местами в плагиограниты и плагноклаз-микроклиновые граниты. Они отличаются более кислым составом плагноклаза (№ 35—25). В третью фазу произошло внедрение главной массы гранитов комплекса — крупнозернистых существенно биотитовых плагногранитов и плагноклаз-микроклиновых гранитов, связанных между собой постепенными переходами. Структура их гипидноморфнозернистая, текстура массивная.

В химическом составе гранитоидов от ранних фаз к поздним возрастает содержание кремнезема, щелочей, глинозема, уменьшается количество кальция.

Гранитоиды нижнеканского комплекса, по данным Ю. И. Парфенова, прорывают отложения верхнепротерозойской кувайской серии.

Абсолютный возраст гранитов третьей фазы определен по циркону в 880 ± 70 млн. лет (Волобуев и др., 1962). С породами этого комплекса связывают жилы мелкозернистых биотитовых гранитов, гранит-порфиров, аплитов, плагиоаплитов, пегматитов, золотоносные кварцевые жилы с рудопроявлениями халькоприта и слюды, а позже лейкодиоритов, диоритовых порфиритов, андезитовых порфиритов, лампрофиров.

Вслед за проявлением главной фазы байкальской складчатости во внешнюю зону позднепротерозойского подвижного пояса интродировали граниты, получившие название татарско-аяхтинского комплекса. Они приурочены к осевой части Шаньбинского антиклинория. Массивы вытянуты по простиранию этой структуры, имеют в плане овальную или неправильную форму. Большинство их аккордантно. Площадь наиболее крупных массивов 150—900 км². Их строение характеризуется слабо выраженной линейностью и трахитоидностью. В краевых и апикальных частях тел развита гнейсовидная текстура.

Массивы формировались в две, реже в три фазы. В первую внедрились биотит-роговообманковые диориты, кварцевые диориты, не получившие широкого развития. Во вторую фазу образовалась главная масса гранитов. Они представлены средне-крупнозернистыми порфировидными биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами. Типичные аксессуарные минералы пород этого комплекса: сфен, апатит, циркон, рудный минерал. Структура — порфировидная, гипидноморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая. По химизму граниты татарско-аяхтинского комплекса относятся к пачровым породам.

Жильные породы, связанные с этим комплексом, представлены аплитами, пегматитами, золотоносными кварцевыми жилами. Локально развита грейзензация, сопровождаемая оловянным, вольфрамовым и молибденовым оруденением.

Контактовое воздействие гранитов татарско-аяхтинского комплекса выразилось в ороговиковании сланцев и скарировании известняков. Ширина контактовых ореолов от 0,5 до 2 км и более.

Возраст гранитов этого комплекса определяется как позднепротерозойский, так как они прорывают отложения шунтарской свиты и не прорывают осадочных пород чинганской серии, для средних горизонтов которой по глаукониту определен возраст в 747 млн. лет (Семилатов, 1962).

Абсолютный возраст гранитов главной фазы и их пегматитов устанавливается аргоновым методом по слодам и свинцово-позолотным методом по циркону в 620—895 млн. лет.

В послескладчатую стадию формирования позднепротерозойского структурного яруса в связи с расколами внедрились граниты глушихинского комплекса. Массивы их приурочены к тектоническим нарушениям, осложняющим западное крыло и ядро Бурмакинского синклинория, и вытянуты в направлении разломов. Площадь массивов очень различна — от 5 до 100 км². С вмещающими породами они имеют резкие крутые контакты. Это однофазные дискордантные гипабиссальные тела, сложенные порфировидными и равномернозернистыми лейкократовыми двуслюдяными гранитами. В краевых частях массивов граниты нередко постепенно переходят в гранит-порфиры. Плагноклаз в гранитах представлен альбитом. Аксессуарные минералы — турмалин, апатит, циркон. Структура гранитов порфировидная, гипидноморфнозернистая с участками аплитовой и микропегматитовой; структура гранит-порфиров порфировая. Текстура массивная. Породы глушихинского комплекса существенно калиевые субщелочные.

С ними связаны пегматитовые и кварцевые жилы, тела мусковитовых гранитов и дайки кварцевых порфиров. К области развития пород этого комплекса приурочены многочисленные рудопроявления полиметаллов. Возраст гранитов глушихинского комплекса определяется тем, что они прорывают верхнепротерозойские отложения свиты Серого ключа

Схема развития магматизма Енисейского края

Цикл	Стадия	Региональный метаморфизм	Комплексы пород			Формации	Абсолютный возраст, млн. лет
			вулканические	интрузивные	метасоматические		
Палеозойский	Платформенная			Долериты катангского комплекса Ультраосновные щелочные породы, карбонаты, щелочные сланцы		Трапсовая Щелочных и ультраосновных пород с карбонатами	224—660
	Послескладчатая	Зеленосланцевая фация	Актинолитизированные диабазы, аподиабазовые плагноклаз-актинолитовые породы, адопикритовые (?) прохлорит-актинолитовые породы	Граниты, гранит-порфиры глушихинского комплекса		Лейкократовых гранитов и аляскитов Гранитовая	850 ± 60
	Позднескладчатая			Граниты татарско-аяхтинского комплекса			620—895
Соскладчатая	Диориты, гранодиориты, плагнограниты, граниты нижнеканского комплекса			880 ± 70			
Позднепротерозойский (байкальский)	Доскладчатая			Неизвестны		Офиолитовая	

Раннепротерозойский	Послескладчатая	Зеленосланцевая и амфиболитовая фация	Аподиабазовые, апорпорфиритовые амфиболиты и амфиболовые сланцы, апокератофиритовые породы енисейской серии; аподиабазовые, апорпорфиритовые, зеленокаменные породы и сланцы хребта Карпинского и венчегинской приенисейской части края	Граниты гаревского комплекса	Гранитизированные породы и сланцы хребта Карпинского и венчегинской	Лейкократовых гранитов и аляскитов Офиолитовая	
	Позднескладчатая			Неизвестны			
	Соскладчатая			Неизвестны			
Архейский	Послескладчатая	Гранулитовая фация	Пироксен-плагноклазовые кристаллические сланцы канской серии		Чарокисты, микроклиновидные граниты в таракском комплексе	Диорит-плагногранитовая Офиолитовая	1880 ± 100
	Позднескладчатая						
	Соскладчатая			Плагнограниты, диориты таракского комплекса			
	Доскладчатая			Габбро-диабазы и гипербазиты			

(киргитейской), а их галька обнаружена в нижнекембрийских известняках лепского яруса. Абсолютный возраст гранитов, по Волобуеву и др. (1961), определяется в 850 ± 60 млн. лет, а по данным Н. И. Полевой — в 802 млн. лет.

Палеозой

В платформенный период образовался комплекс ультраосновных и щелочных пород. К нему относятся массивы Кийский, Средне-Татарский (запаггарская часть края), Порожнинский (ангаро-канская часть). Массивы приурочены к зонам разломов и прорывают разновозрастные толщи.

Кийский массив заключен среди образований раннего протерозоя, Средне-Татарский — в породах позднего протерозоя и раннего кембрия, Порожнинский — в породах архея. Массивы изометричны. Их непосредственные контакты с вмещающими породами не вскрыты. Тела сложные и формировались в несколько фаз. Наиболее полно комплекс щелочных пород представлен в Кийском массиве. В его составе отмечаются самые ранние образования ультраосновных пород. Вслед за ними формировались средне-крупнозернистые нефелиновые сyenиты и породы ийолит-мельтейгит-якупиритового ряда. К следующей фазе относят порфиридные щелочные сyenиты. С ними связывают щелочно-кальциевый метасоматоз ийолит-мельтейгитовых пород с возникновением амфибол-апатитовых, ботрит-апатитовых, почти мономинеральных кальциатовых пород, а также лейкократовых щелочных сyenитов. Затем следует фаза внедрения щелочных сyenит-порфириров и трахитовых порфириров, образующих мелкие тела в толще осадков нижнего (?) кембрия. К более поздней фазе относят жилы сyenит-порфириров, мочкинитов, тивгуантов и лампрофириров. В заключительную фазу на все ранее возникшие породы наложен метасоматоз, приведший к образованию карбонатитов. Он выразился в доломитизации, алкертитизации, сидеритизации и кальцитизации. С формированием карбонатитов связано редкометальное оруденение.

Отличительной особенностью Средне-Татарского массива является меньшее разнообразие щелочных пород, а Порожнинского — отсутствие ультраосновных пород и наличие грапосyenитов.

Возраст Кийского массива определяется тем, что щелочные сyenит-порфириры прорывают отложения нижнего (?) кембрия и образуют гальку в конгломератах девона. Абсолютный возраст нефелин-пироксеновых пород по биотиту равен 400 млн. лет (Жиров, Артемов, 1960), возраст измененного ийолита по лепидомелану определен в 224 млн. лет (Самойлова, 1960), а сyenитов Порожнинского массива — в 635 млн. лет (Волобуев, 1964).

В пермо-триасовое время, вероятно, в северной части Енисейского края трапсовая магма образовала sill мощностью 200—230 м. По простиранию sill прослеживается на 35 км. Он приурочен к тектонической зоне в отложениях верхнего протерозоя и нижнего кембрия. Тело сложено среднезернистыми массивными долеритами, относимыми к канганскому комплексу трапсовой формации.

Сравнение архейского, раннепротерозойского и позднепротерозойского магматизма подвижного пояса Енисейской складчатой системы указывает на существенное сходство его проявлений, а также последовательность их смены во времени в пределах каждого цикла (табл. 10). Главное различие заключается в ослаблении значения гранитизации при формировании гранитоидов и уменьшении степени метаморфизма чулкапогенных пород от древних к более молодым.

БУРЕЙНСКИЙ СРЕДИННЫЙ МАССИВ

Бурейнский массив охватывает значительную часть территории Среднего Приамурья в системе рек Буреи, Зеп и Селемджи площадью свыше 200 000 км². На востоке и севере он отделен системой разломов от Сихота-Алинской и Монголо-Охотской складчатых областей, на западе ограничен Верхне-Амурским мезозойским прогибом. В южном направлении структуры его прослеживаются на территорию Хейлуцзянской провинции Китайской Народной Республики.

Впервые Бурейнский массив как срединный массив мезозойской складчатой области был выделен в 1937 г. А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским.

В настоящее время он рассматривается как область байкальской и более древней складчатости, тесно связанной со структурами Северо-Восточного Китая. Начиная со среднего палеозоя и в мезозое он выступает в роли устойчивой срединной массы, а с конца позднего мела представляет собой типичную платформу.

Наиболее ранние сведения о его магматизме содержатся в работах Э. Э. Анерта, Л. Ф. Бацевича, М. М. Иванова, Д. В. Иванова, С. В. Константова, А. И. Хлапонина, П. К. Яворского конца XIX — начала XX в. В тридцатых годах его изучали Э. А. Абдулаев, Г. Д. Афанасьев, Г. П. Воларович, В. Н. Данилович, А. П. Лебедев, С. А. Музылев, В. В. Онихимовский, Н. А. Худяков-Павлов и др. В последние десятилетия много нового внесли поисково-съёмочные и тематические исследования геологов Дальневосточного геологического управления, ВСЕГЕИ и других организаций.

Среди магматических проявлений на Бурейском массиве преобладают производные гранитовой магмы при весьма ограниченной роли основных и ультраосновных пород. Их формирование охватывает длительный отрезок времени — с раннего протерозоя до кайнозоя включительно и в значительной степени предопределено тектоническим режимом соседних геосинклинальных областей — Монголо-Охотской и Сихота-Алинской. В истории развития Бурейского массива намечаются следующие крупные периоды: раннепротерозойский, позднепротерозойский — раннекембрийский, средне-позднепалеозойский, мезозойский и поздне-меловой — неогеновый. Каждый из них характеризуется определенным ритмом осадконакопления, типом тектонических движений и спецификой магматической деятельности.

Ранний протерозой

Магматические породы раннепротерозойского тектоно-магматического цикла развиты нешироко и выделяются предположительно. Они намечаются в приамурской части хребта Малый Хинган, в среднем течении р. Нимана и на западных отрогах Бурейского хребта.

К наиболее ранним проявлениям этого цикла принадлежат излияния основных и средних лав и связанные с ними интрузии того же состава, в результате метаморфизма превращенные в амфиболиты, амфибол-плагиоклазовые и пироксен-амфибол-плагиоклазовые сланцы. Они образуют линзовидные или пластообразные тела протяженностью в первые десятки, реже сотни метров, залегающие согласно со структурами вмещающих гнейсов и кристаллических сланцев. Наименее измененные из этих пород имеют реликтовую долерит-офитовую структуру. Главные минералы:

плагноклаз (40—45%) и амфибол. спорадически встречается моноклиновый пироксен. небольшое значение имеют кварц, биотит, хлорит, гранат эпидот и сфен.

По данным С. С. Дарбиняна, интрузии основного состава более крупных размеров, вытянутые на 5—6 км в субмеридиональном направлении, развиты в бассейне рек Урми и Кукала. Они сложены рассланцованными и метаморфизованными пироксенитами, габбро и диоритами. К этой же возрастной группе в приамурской части Малого Хингана Л. В. Эйриш относит небольшие пластообразные тела серпентинитов и серпентинизированных пироксенитов, впервые описанных Г. Д. Афанасьевым.

Значительно шире, чем метабазиты, распространены более поздние гранитоиды. Наиболее характерными среди них являются амфибол-биотитовые, биотитовые, лейкократовые и аляскитовые гнейсовидные граниты. Они слагают согласные тела различных размеров и интенсивно мигматизируют нижнепротерозойские гнейсы и сланцы; лейкократовые и аляскитовые разновидности встречаются в виде небольших секущих жилькообразных тел. В междуречье Урми—Кукала, по данным А. П. Глушкова, С. С. Дарбиняна и др., с ними тесно ассоциируют и массивные граниты. Для гнейсовидных гранитов очень характерны гранобластовые структуры и широкое развитие катаклаза.

Раннепротерозойский возраст метабазитов и гнейсовидных гранитов принимается условно по приуроченности их к нижнепротерозойским суперкрупным терригенно-сланцевым толщам, которые они прорывают, и по отсутствию их среди более молодых позднекембрийских образований. Галька гнейсовидных гранитов установлена в среднедевонских отложениях на р. Урми.

Палеозой

В позднем протерозое на раздробленном и погруженном раннепротерозойском основании произошло заложение новой геосинклинальной системы. В пределах Бурейского массива в это время существовали прогибы многоосипклинального типа, в которых шла накопление мощных терригенных и карбонатно-терригенных толщ. Вулканогенных проявлений здесь не установлено.

К плутоническим образованиям относятся более ранние основные породы габбро-плагногранитовой формации и более поздние и более значительные массы гранитов и гранодиоритов биробиджанского комплекса.

Основные породы развиты вдоль северной окраины Бурейского массива и приурочены к зоне крупного Южно-Тукурингского разлома. Они образуют тела трещинного типа, вытянутые в субширотном направлении на десятки и сотни километров при ширине 5—10 км. Состав интрузий сложный. В них установлены диориты, габбро-диориты, кварцевые диориты; менее часты горблендиты, серпентиниты, габбро и плагнограниты. Характерны катаклаз и интенсивная хлоритизация, актинолитизация и сосюритизация пород. Небольшие (20—25 км²) массивы амфиболлизированных габбро и габбро-диоритов известны в бассейне рек Гаря и Мамына, а также в центральных районах Бурейского массива в системе рек Гонгора, Хары и Обдергана.

С основными интрузиями связаны рудопроявления железа, хрома и вникеля.

Гранитоиды бибриджанского комплекса развиты в малохианганской части Бурейнского массива. Породы близкого к ним состава известны также на Туранском хребте и в Зей-Селемджинском междуречье. Характер залегания и размеры интрузий разнообразны. В синклинальных прогибах, сложенных позднепротерозойско-кембрийскими отложениями, это изометричные штокообразные тела площадью 200—300 км², окруженные зонами силлиманитовых, кордиерит-андалузитовых и биотитовых роговиков. Для гранитоидов характерны массивные текстуры, наличие мелкозернистых краевых фаций и широкое развитие постмагматических процессов в апикальных частях интрузий (Кабалинский, Алкулусунский, Бираканский и другие массивы). Интрузии этого типа Г. В. Ицксон и Б. И. Лови (1961) на Малом Хянгане описали под названием биджанского комплекса. В антиклинальных поднятиях, где эрозией вскрыты нижние горизонты верхнепротерозойского разреза и породы фундамента, бибриджанские гранитоиды представлены более глубинными фациями. Они слагают здесь батолитоподобные тела неправильной конфигурации, размером во многие сотни квадратных километров (бассейн Биджана, Тьрма и др.). Контактный метаморфизм проявлен более интенсивно. Выещающие породы часто мигматизированы и гранитизированы. В гранитоидах обычны гнейсовидные текстуры.

В зонах сочленения антиклинальных и синклинальных структур (бассейн Миронихи, Самары, Дитура и т. д.) массивы имеют форму вытянутых трещинных тел. Для пород характерны протокластические и катакластические структуры и широкое проявление постмагматических процессов.

В строении тел бибриджанского комплекса участвуют породы четырех (пяти?) интрузивных фаз: 1) амфибол-биотитовые кварцевые диориты и графодиориты, 2) норфировидные биотитовые гранодиориты и андезитовые граниты, 3) порфировидные биотитовые граниты и 4) средне- и мелкозернистые биотитовые и двуслюдяные турмалинсодержащие граниты. Местами турмалиновые граниты представлены мелкими телами, рвущими двуслюдяные граниты; в других местах эти породы связаны взаимоотношениями.

По химизму (рис. 40) гранитоиды характеризуются пересыщенностью глиноземом и преобладанием калия над натрием. Изменения их состава от ранних фаз к поздним направлены к обогащению конечных членов кремнекислотой и обеднению железом, магнием и кальцием.

Жильные породы представлены аплитами и пегматитами. Дайки второго этапа практически неизвестны.

Равнепалеозойский возраст гранитов принимается на основании следующих данных: на Малом Хянгане и в пределах Мамынского выступа они прорывают верхнепротерозойско-нижнекембрийские отложения, а в районе Добринского хребта и в бассейне Большого Джелтулака, Большой Калахты и Иккана (северо-западная окраина Бурейнского массива) перекрыты среднедевонскими отложениями. По наблюдениям А. А. Майбороды, в междуречье Иккана, Горы и Большого Джелтулака эти граниты перекрыты фаунистически охарактеризованными сплуррийскими отложениями. Абсолютный возраст гранитов для районов Малого Хянгана (Ицксон, Лови, 1961; Эйриш, 1964) равен по биотиту 370—480 млн. лет, по валовым пробам 350—400 млн. лет, по мошациту 603 млн. лет. Абсолютный возраст по биотиту из района Октябрьского прииска 422—495 млн. лет.

С гранитами поздних фаз бибриджанского комплекса связаны оловянные и другие месторождения.

Интрузиям описываемого комплекса присущи черты типичных батолитовых (в понимании Ю. А. Кузнецова) поздние или послескладчатых формаций нормального гранитового ряда.

После раннепалеозойских складчатых движений на значительной части Бурейнского массива наступает общее воздымание, продолжавшееся до позднего мела включительно.

В среднем палеозое осадконакопление, близкое к геосинклинальному, имело место лишь на северо-западной окраине массива, в пределах

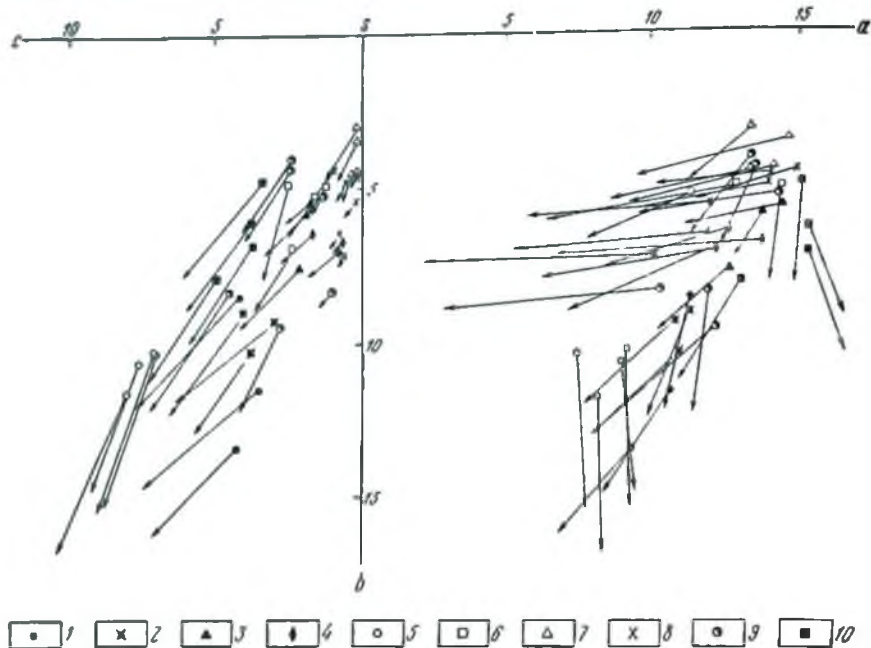


Рис. 40. Горы Бурейнского массива. Буробизжанский комплекс

1 — кварцевые диориты и гранодиориты, 2 — порфировидные гранодиориты и адзезитовые граниты; 3 — биотитовые порфировидные граниты, 4 — двуслюдяные граниты; харинский комплекс; 5 — кварцевые диориты и гранодиориты, 6 — порфировидные биотитовые и амфибол-биотитовые граниты, 7 — лейкократовые граниты; гранитоиды: 8 — хинганско-олонгойского, 9 — бутакано-чуркинско и 10 — диханского комплексов

Мамынского выступа. Здесь в силуре, а возможно и раньше, формировались морские песчано-сланцевые отложения и происходило пзлпание основных лав, давших диабазы и диабазовые порфириты. Вулканическая деятельность сопровождалась образованием небольших основных интрузий, которые, по наблюдениям М. С. Нагибиной (1963), прослеживаются в вулканогенно-осадочных силурийских толщах от долины р. Норы до р. Зен. Интрузии состоят из габбро-перидотитов, габбро и оливиновых габбро, а также габбро-диабазов, которые по составу и структуре очень близки к эффузивным диабазам.

В конце позднего палеозоя одновременно с герцинской складчатостью Сихота-Алинской геосинклинальной области в Бурейском массиве по разрывным нарушениям и ослабленным зонам проявилась интенсивная магматическая деятельность. Она началась внедрением больших масс гранитов харинского комплекса и завершилась образованием щелочных гранитов и снейитов алтагтинского комплекса. Харин-

ским гранитам в позднем палеозое предшествовало образование метасоматических гранитов, выделенных Г. В. Ицксон, Б. И. Лови (1961) в тырмо-бурейский комплекс. По исследованиям В. К. Путинцева, этот комплекс объединяет породы различного возраста и состава. Часть их принадлежит к проявлениям раннепалеозойского и более древних циклов, а часть (кварцевые диориты и гранодиориты) имеет магматическую природу и представляет собой ранние образования харинского комплекса.

Харинский комплекс представлен крупными (до 2000—3000 км²) телами гранитоидов, вытянутыми вдоль восточной и северной окраин Бурейского массива. Размещение этих интрузий контролируется разрывными нарушениями северо-восточного и северо-западного простираний. По форме они представляют собой либо отчетливо удлиненные лентообразные массивы, либо тела неправильной формы со сложными границами. Часть их, например в бассейне рек Нимана и Акишмы (Путинцев, Ильинский, 1963), имеет форму плитообразных полого наклоненных залежей.

В составе комплекса выделяются породы трех фаз. В первую фазу образовались сравнительно небольшие массивы крупнозернистых розовато-серых и серых биотит-амфиболовых кварцевых диоритов и гранодиоритов, обладающих отчетливой линейностью и трахитоидной текстурой. Они развиты в низовьях р. Бурей (выше с. Пайкана), в бассейне рек В. Мельгина, Акишмы, Ына и Эр. Вторая фаза представлена порфировидными розовато-серыми и розовыми амфибол-биотитовыми и биотитовыми гранитами, широко распространенными в системе рек Туяна, Акишмы, В. Мельгина, Хары, Тырмы и др. В эндоконтактовых и апикальных частях массивов они часто приобретают гранит-порфировую мелкозернистую структуру. В третью фазу интродировали мясо-красные и розовые крупно-среднезернистые лейкократовые граниты, распространенные так же широко, как и граниты второй фазы.

Жильная свита представлена пегматитами, аплитами и мелкозернистыми гранитами. В бассейне рек Ягдыньи и Тырмы с харинскими гранитами пространственно сопряжены многочисленные дайки диабазовых и диоритовых порфиритов, микрогаббро, спессартитов, гранофилов и гранит-порфиром.

Контактовое воздействие гранитоидов харинского комплекса на терригенные верхнепротерозойско-нижнекембрийские и девонские отложения выражается в образовании биотитовых и андалузит-кордиеритовых роговиков; карбонатные породы претерпевают перекристаллизацию и местами скарирование; кристаллические породы (раннепалеозойские граниты, раннепротерозойские гнейсы, гнейсовидные граниты и др.) перекристаллизованы и вблизи харинских гранитов несут признаки более позднего гидротермального изменения.

Нижняя возрастная граница харинского комплекса определяется по наличию активных контактов его гранитов со среднедевонскими отложениями в бассейне р. Нимана. На восточной окраине Бурейского массива (бассейн рек Нимакана, Адикана, правобережье р. Бурей) граниты перекрыты нижнеюрскими и меловыми отложениями. На харинских гранитах в бассейне Малой Чалбачи и Талой лежат покровы фельзитов, кварцевых порфиром, их туфов и лавобрекчий с абсолютным возрастом 190 млн. лет. Абсолютный возраст гранитов по биотиту 228—273 млн. лет, по кварц-полевошпатовым фракциям 207—261 млн. лет; по валовым пробам 155—215 млн. лет. Исходя из геологических

представлений и приведенных данных абсолютного возраста, граниты харьковского комплекса следует считать позднепалеозойскими — раннемезозойскими.

Эплогенная минерализация, связанная с ними, представлена месторождениями молибдена, вольфрама, а также мелкими проявлениями свинца и цинка.

По составу, условиям образования и отношению к складчатым движениям интрузии харьковского комплекса принадлежат к батолитовой гранитовой формации, являясь телеорогенными по характеру пространственной локализации относительно подвижной области, с развитием которой они связаны.

К алтаhtипскому интрузивному комплексу относятся небольшие (от 2—5 до 20—25 км²) массивы граносиенитов и сиенитов, развитые в центральных районах Буревнского массива (в прпустевой части р. Тирмы, в бассейне Большой Чалбачи, Алтахта, Малого Обдергана, Медвежьей) и контролируемые разрывными нарушениями северо-восточного простирания. В качестве алтаhtипского комплекса эти интрузии впервые описали геологами ВСЕГЕИ Ю. А. Альбовым, В. П. Шейкным и др. Форма массивов изометричная штокообразная или несколько вытянутая вдоль разломов. Вмещающие породы — харькские и более древние граниты, а также осадочные и осадочно-вулканогенные отложения позднепротерозойского и девонского возраста.

Преобладающими породами в алтаhtипском комплексе являются сиениты и граносиениты, характеризующиеся ланитноморфнозернистой структурой. Главные минералы — микроклип-пертит, эгирин-авгит, рибекит; реже встречаются биотит и обыкновенная роговая обманка. Подчиненное значение в составе комплекса имеют щелочные сиениты и щелочные граниты. В крайних частях массивов развиты сиенит-порфиры. По наблюдениям Е. Н. Граменицкого и И. А. Тарарина (1961), интрузии бассейна рек Большой Чалбачи и Медвежьей имеют зональное строение, проявляющееся в увеличении щелочности пород по направлению к апикальным и эндоконтактовым зонам.

Жильные породы представлены дайками сиенит-порфиров, граносиенит-порфиров, селъвсбергитов и грорудитов.

Нижняя возрастная граница комплекса устанавливается по наличию интрузивных контактов щелочных пород с позднепалеозойскими гранитами; верхняя граница геологически данными не обоснована. Абсолютный возраст комплекса 230 млн. лет (ДВГУ) и 170 млн. лет (соответственно валовые пробы сиенитов и селъвсбергитов; Н. И. Полевая, ВСЕГЕИ).

Образование интрузий алтаhtипского комплекса соответствует, по-видимому, заключительной стадии позднепалеозойской (раннемезозойской?) магматической активизации Буревнского массива.

Мезозой

В мезозойское время, начиная с юры, резко усиливается расчленение структур Буревнского массива, созданных в предшествующие эпохи. В окраинных частях его происходит заложение и развитие вторичных прогибов с терригенной морской и континентальной, нередко параличской, седиментацией. Одновременно с этим в прилегающих районах Буревнского массива в условиях блоковой тектоники образуются системы протяженных разломов северо-восточного и субмеридионального

простираций. Происходит оживление древних разломов (Южно-Тукурингского, Куканского и др.).

Интенсивная интрузивная и вулканическая деятельность приурочена к меловому времени и связана с формированием ослабленных зон как в жестких структурах Буреинского массива, так и в пределах его складчатого обрамления. Большое магмоконтролирующее значение в позднемезозойское время приобретают разломы, заложенные по окраинам массива на его стыке со структурами смежных складчатых областей. На Малом Хингане большая роль в этом отношении, как указывает Г. В. Ициксон и др. (1961), принадлежит разломам субширотного простираия.

Вулканическая деятельность позднего мезозоя была сосредоточена в Хингано-Олонойской, Буреино-Баджальской и Умлекано-Огоджийской зонах, которые возникли в конце юры — начале мела и закончили свое формирование в позднем мелу. Основанием этих зон являются кристаллические палеозойские и более древние образования Буреинского массива, а также складчатые структуры прилегающих прогибов.

В Хингано-Олонойской и Буреино-Баджальской зонах в раннем мелу сформировалась осадочно-вулканогенная толща средних эффузивов (стаполпрская свита хребта Малого Хингана; подобные породы в верховьях р. Урми и др.) мощностью 150—300 м. В ней устанавливается генетическая связь эффузивов и туфов с вулканомиктовыми породами, образовавшимися в результате разрушения вулканических построек при вздымании области. Толща сложена роговообманковыми и авгитовыми, нередко двупроксеновыми андезито-базальтами и андезитовыми порфиритами, их туфами, вулканомиктовыми породами и прослоями туфогенно-осадочных пород, содержащих раннемеловые флористические остатки. Абсолютный возраст андезитовых порфиритов 115—122 млн. лет (аргоновый метод; Н. И. Полевая). Эта толща соответствует, по видимому, андезитовой формации стадии вздымания.

В конце раннего мела, по данным Е. В. Быковской, И. Ф. Богоявленского, Б. И. Бурдэ и др., в Хингано-Олонойском прогибе в результате наземной вулканической деятельности образовался своеобразный интрузивно-вулканогенный комплекс пород преимущественно кислого состава. Вулканические породы представлены липаритами и липаритовыми порфиритами солонечной и обманьской свит, суммарная мощность которых достигает 1000—1200 м. С ними пространственно и генетически тесно связаны интрузии приповерхностных гранит-порфиров и экструзии кислого состава (см. ниже — бутакано-чуркинский и хингано-олонойский интрузивные комплексы). Между субинтрузивными и эффузивными образованиями наблюдаются постепенные переходы. Процессы контактового метаморфизма проявлены слабо. Пирокластические породы встречаются лишь в жерловых фациях.

Абсолютный возраст липаритовых порфиров — 108 млн. лет.

В начале позднего мела в этой зоне накопилась туфогенно-осадочная толща с флорой начала позднего мела (кундурская свита и ударнинские слои с флорой). Позднемеловая вулканическая деятельность закончилась извержением липаритовых туфов, липаритов, обсидианов и их лавобрекчий (богучанская свита, мощность около 500 м). Абсолютный возраст липаритов из района разъезда Ударного 93—95 млн. лет.

В Буреино-Баджальской зоне в позднем мелу сформировался баджальский вулканический комплекс. Многостадийность вулканических извержений проявилась в чередовании одинаково развитых в количественном

отношения средних и кислых вулканических пород и в переслаиваниях лав и туфов. Общая мощность этого комплекса около 3000 м. Он представлен гиперстеновыми андезитами и андезито-дацитами, дацитовыми порфирами, липаритами, липаритовыми и делленитовыми порфирами, а также их туфами и игнимбритами, т. е. принадлежит дацит-липаритовой формации. Нижняя возрастная граница этих образований определяется залеганием их на отложения юры и нижнего мела; верхний предел геологическими данными не обоснован. Абсолютный возраст 75—90 млн. лет.

С вулканическими образованиями в баджальском комплексе тесно связаны субвулканические пьютрузии гранит-липаритового и гранодиорит-диоритового состава, с постепенными переходами между эффузивными, акструзивными и пьютрузивными фациями.

По сравнению со средними составами пород по Дэли вулканические породы этой формации в Баджальской зоне отличаются повышенным количеством полевошпатовой извести ($c > 1,5-2$) и повышенным содержанием щелочных алюмосиликатов. По параметрам Q и $a : c$ они попадают в группу пород, умеренно богатых и бедных щелочами с $Q = 30-40$, тогда как породы той же формации в Малом Хингане пересыщены глиноземом и кремнеземом и в большинстве своем относятся к группе пород, богатых и умеренно богатыми щелочами.

В пределах Умлекано-Огоджинской зоны (Красный, 1960; Смирнова) вдоль северной окраины Бурейского массива вулканогенные образования представлены андезитовой и андезит-базальтовой формациями — плагио-порфиритами, роговообманковыми порфиритами, андезито-базальтами, а также туфами и лавобрекчиями того же состава. Мощность толщи около 1000 м. Стратиграфически выше в ряде мест залегают породы дацит-липаритовой формации, представленные фельзитами, кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами, агломератовыми туфами, лавобрекчиями и туфами кварцевых порфиров (мощность до 400 м).

Однообразный состав толщи указывает на преимущественно трещинный тип излияний. Вместе с тем наличие лавобрекчий и туфов говорит о существовании и аппаратов центрального типа.

Позднемезозойские пьютрузивные проявления (М. И. Щицков, 1955; Г. В. Щицков, Лови, 1961; Федчин, 1964 и др.) на Бурейском массиве представлены следующими комплексами: пороханским, бутакано-чуркинским, диканским, хингано-оловоийским и богучанским.

Породы пороханского комплекса распространены в пределах Ургальского прогиба и в восточной части Бурейского массива. Они слагают штоки, лакколиты, силлы и дайки преимущественно среднего состава, образование которых соответствует, по-видимому, времени накопления андезитовой формации вулканических зон. На территории Ургальского прогиба пороханские пьютрузии прорывают и метаморфизуют верхнеюрские песчаники, алевролиты и аргиллиты и нижнемеловые угленосные отложения ургальской и чемчуканской свит. Среди последних они залегают в виде силлов (бассейн рек Порохана, Малого Ерка, правобережье р. Нимапа в приустьевой части). Площадь массивов не превышает 25 км²; мощность даек варьирует от 0,5 до 120 м; протяженность достигает нескольких километров.

В составе комплекса установлены блотитовые и блотит-роговообманковые порфировидные гранодиориты, гранодиорит-порфиры, порфировидные кварцевые диориты, диоритовые порфириты и лампрофры диоритового ряда. Структура пород порфировидная или порфировая с микро-

диоритовой или аллотриоморфнозернистой основной массой, составляющей около 30—40% объема породы.

Эндоконтактовые зоны массивов имеют более лейкократовый состав и характеризуются широким развитием аутометаморфических процессов (карбонатизации плагиоклазов, биотитизации, актинолитизации и др.).

По времени образования и условиям локализации к пороханскому комплексу близки малые интрузии Мамынского выступа, развитые в бассейне рек Большой Калахты, Желтулака, Горп и др. и представленные дайковыми и штокообразными телами преимущественно среднего состава. Размеры массивов от 0,3—0,5 до 5—6 км². Средняя мощность даек 5—10 м, максимальная 35—40 м, редко 100 м; протяженность 1,5—3 км. Простирание даек северо-восточное, субширотное и меридиональное; углы падения крутые (60—85°). Интрузии сложены гранодиорит-порфирами, диоритовыми порфиридами, кварцевыми диоритовыми порфиридами, микродиоритами, микрогаббро-диоритами; встречаются породы кислого состава — гранит-порфиры, фельзиты, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры и аплитовидные граниты.

Возрастное положение их определяется тем, что они прорывают осадочные отложения верхней юры — нижнего мела, туфогенные образования нижнего мела и характеризуются абсолютным возрастом 117—129 млн. лет. Формирование их происходило, по-видимому, одновременно с образованием раннемеловых андезитовых порфиритов и туфов талданской свиты, с которыми они обнаруживают генетическое родство.

С породами пороханского комплекса и его аналогов на территории Мамынского выступа сопряжены золото-молибденовые, сурьмяно-ртутные и кварц-арсенопиритовые месторождения. Известны проявления флюорита.

Послераннемеловыми считаются небольшие дифференцированные интрузии района разезда Таракелак (бассейн р. Юрина), обладающие сложным строением и состоящие из габбро, габбро-порфитов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, биотитовых и аляскитовых гранитов, гранит-порфиров и граноснепит-порфиров. Они залегают среди раннепалеозойских гранитоидов бибриджанского комплекса и терригенных отложений ургальской свиты нижнего мела, образуя тела трещинного типа, вытянутые в субмеридиональном направлении. Наличие мелкозернистых и гранит-порфировых фаций указывает на малую глубину их формирования. Возрастное положение их не установлено.

Неясно также возрастное положение комплекса малых интрузий габбро, диоритов и кварцевых диоритов, распространенных в верховьях рек Солокачи, Малой Каменушки, в районе ж.-д. станций Кульдура и Юрина. Интрузивные тела приурочены к разломам восток-северо-восточного простирания, вытянуты в том же направлении и характеризуются крутыми углами падения. Максимальная длина достигает нескольких километров при мощности 60—80 м. По данным Б. П. Лови (Г. В. Ицксон, Лови и др., 1961), с некоторыми из этих тел связана скудная кварц-арсенопиритовая минерализация.

Бутакано-чуркинский интрузивный комплекс пространственно и генетически тесно связан с раннемеловой дацит-липаритовой формацией. Породы этого комплекса развиты в бассейне среднего течения р. Биры, по рекам Треку, Солокачи, Малой Орина, Укданаку и в районе хребта Чурки. Они образуют доломитоподобные или трещинные гипабиссальные тела, приуроченные к разломам северо-западного, реже северо-восточного простирания. В составе комплекса преобладают порфировидные

граниты и граводиориты, связанные, по П. А. Сушкову и Ю. Б. Сазанову, постепенными переходами, а по данным Н. В. Лудкиной (1958), они принадлежат к двум различным фазам и между ними наблюдаются интрузивные взаимоотношения. Граводиориты в краевых частях массивов переходят в граводиорит-порфиры и кварцевые диоритовые порфириты, а граниты — в гранит-порфиры, гравофиры и кварцевые порфиры.

Жильные проявления имеют состав, близкий к составу материнских пород, и локализованы преимущественно в эндоконтактных зонах.

Нижняя возрастная граница бутакано-чуркипских интрузий устанавливается по прорыванию пмп фаунистически и флористически охарактеризованных юрских отложений лангаринской свиты и кислых эффузивов солонечной свиты (ранний мел), верхняя не определена. Абсолютный возраст интрузивных пород 110—159 млн. лет, что соответствует раннему мелу. М. Г. Золотов, Е. К. Дацко, П. А. Сушков, Ю. Б. Сазанов и др. относят бутакано-чуркипский комплекс к позднему мелу.

Диканский интрузивный комплекс состоит из небольших (от 10—20 до 200 км²) потокообразных тел, слегка вытянутых в северо-восточном направлении и размещенных среди палеозойских и более древних кристаллических пород Бурейского массива в бассейне среднего течения рек Бурей и Нимана. Характерными породами являются серые и темно-серые амфибол-биотитовые граводиориты и двуполовошпатовые граниты и светло-серые биотитовые граниты, содержащие незначительную примесь амфибола. Породам присущи массивные текстуры и равномернозернистое сложение. Мелкозернистые фации и слабо выраженные порфиривидные структуры фиксируются в краевых либо апикальных частях массивов. Процессы автометаморфизма развиты нешироко.

Возрастное положение диканского комплекса точно не установлено. По наблюдениям Э. А. Молостовского и др., в бассейне р. Далдыкана диканские граниты рвут лейкократовые граниты харинского типа, а на р. Дикаве перекрыты кислыми эффузивами условно позднемелового возраста. Абсолютный возраст гранитов 185 млн. лет.

Г. В. Ицксон и Б. И. Лови (1961) считают диканские граниты глубинными аналогами бутакано-чуркипского комплекса.

С гранитами диканского и бутакано-чуркипского комплексов связана незначительная оловянная и молибденовая минерализация.

Интрузии хлитапо-олонойского комплекса находятся в пределах одноименной зоны в бассейне рек Хлитапа, Олоно, Кипкана, Кульдура, Юриша и в районе горы Осынды. Они представлены близповерхностными телами (дайками, штоками, лакколитоподобными интрузиями, сложными многоэтажными межслоевыми внедрениями и т. п.), контролируемые разломами северо-восточного и северо-западного направлений. Нередко они бывают приурочены к узлам пересечения разломов или используют полости отслоения в перегибах складчатых структур, сложенных кислыми эффузивами солонечной и обманьинской свит нижнего мела. Размеры интрузий невелики — от 0,5 до 25 км²; протяженность дайковых тел в ряде участков достигает нескольких сот метров при мощности 10—30 м. Встречаются как доинтрузивные, так и послепитрузивные дайки.

Преобладают в составе комплекса гранит-порфиры, граводиорит-порфиры и кварцевые порфиры; реже встречаются гравоосенит-порфиры и ортофиры. В составе даек установлены андезитовые порфириты, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры, изредка встречаются диабазы.

Контактные изменения вмещающих пород выражены слабой перекристаллизацией основной массы эффузивов, новообразованном биотита,

а также окварцеванием, серпидитизацией и хлоритизацией. Ширина контактового ореола не более 1—3 м; около крупных штоков (Лови, 1961) мощность ореола достигает 100—200 м.

Возрастное положение интрузий хингано-оловоиского комплекса определяется возрастом вмещающих их эффузивов обманьской и солонечной свит (нижний мел), с которыми они, вероятно, связаны и в генетическом отношении. Абсолютный возраст гранит-порфиров и интрузивных кварцевых порфиров 102—158 млн. лет. М. И. Ициксон, М. Г. Золотов, Ф. Г. Федчин, В. Г. Сахно и др. относят его к позднему мелу.

В металлогенетическом отношении хингано-оловоиский комплекс имеет большое значение — с ним связаны крупные месторождения сульфидно-касситеритовой формации.

Поздне меловые интрузивные породы представлены богучанским комплексом и интрузиями Буренно-Баджальской вулканической зоны.

Богучанский комплекс развит в бассейне р. Большие Солони, где ему принадлежат небольшие штоко- и дайкообразные тела (Лови, 1961). Они залегают среди липаритов и липаритовых порфиров богучанской свиты и связаны с ними генетически. Массивы сложены гранит-порфирами с аноклазом и сандрином и характеризуются микроаплитовой и микроанцидоморфнозернистой структурой основной массы.

Абсолютный возраст пород 99 млн. лет.

С богучанским комплексом связаны рудопроявления сурьмы и флюорита. В пределах Буренно-Баджальской вулканической зоны поздне меловые интрузивные породы развиты в бассейне рек Урми, Сулука, Эгоно, Ургал-Макита и Гуджала, где они образуют штоки, пластообразные залежи и вытянутые трещинные интрузии. Размеры наиболее крупных из них достигают нескольких сот квадратных километров, обычны же более мелкие массивы — до 10—20 км².

Интрузии размещены преимущественно среди эффузивов баджальского комплекса. В их составе участвуют кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты, порфировидные биотитовые граниты и гранит-порфиры. Породы среднего состава встречаются в эндоконтактных участках или слагают самостоятельные интрузии, являясь более ранними, чем граниты, образованиями.

Жильная серия представлена диоритовыми порфиритами, кварцевыми порфирами, гранит-порфирами и гранофирами. Дайки тяготеют к зонам экзоконтактов, имеют северо-восточное простирание при протяженности в несколько сот метров. Пегматиты встречаются редко в виде мелких гнезд.

В связи с некоторыми интрузиями широко проявлены процессы постмагматического высокотемпературного метасоматоза (грейзенизация, окварцевание, турмалинизация и т. д.), сопровождающиеся оловянной, вольфрамовой и молибденовой минерализацией.

Возрастное положение этих интрузий определяется тем, что они прорывают и метаморфизуют эффузивные породы баджальского комплекса (поздний мел), а галька их встречается в отложениях цагаанской свиты (маастрихтский и датский ярусы). Абсолютный возраст гранитоидов 94—100 млн. лет.

В неогене — начале четвертичного периода в связи с блоковыми движениями и образованиями разломов произошли излияния базальтов. Покровы их сохранились в Хингано-Оловоиском районе, в бассейне рек Тырмы и Яурина и на Баджальском хребте.

РЕГИОНЫ ПАЛЕОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТОСТЕЙ

Регионы палеозойской складчатости занимают большие пространства территории СССР — Урал, Таймыр, Алтае-Саянскую область, Казахстан, Тянь-Шань, Памир и почти все Забайкалье. Выделяются регионы с завершающей геосинклинальное развитие ранне-среднепалеозойской (каледонской) складчатостью и области, в которых геосинклинальное развитие завершается средне-позднепалеозойской (герцинской) складчатостью. В ряде регионов (Казахстан, Средняя Азия и др.) области каледонид и герцинид сближены пространственно, так что тектоно-магматические процессы в герцинидах застают области каледонид не вполне консолидированными. Продолжающиеся в них магматические проявления поздних, постинверсионных стадий очень затягиваются и дают характерную сложную и пеструю картину весьма типичных для этих стадий магматических формаций. В этом проявляется активизирующее влияние подвижной зоны на зону более раннего возраста, уже вступившую в стадию консолидации. Магматизм этой стадии еще позднее может смениться платформенным магматизмом. Активизация поздних стадий называется позднеорогенной или постумной; ее отличают от постконсолидационной активизации, вкладывающейся, также под влиянием тектоно-магматических процессов в соседней подвижной зоне, на стабилизированную область, достигшую стадии платформы.

Описание магматизма регионов палеозойской складчатости начинается с тех регионов, в которых завершающей является каледонская складчатость. Главный регион с преобладающим развитием каледонид это Алтае-Саянская складчатая область; в Казахстане, Средней Азии, Забайкалье имеются зоны разного возраста завершающей складчатости — и каледониды и герциниды; в таких регионах, как Урал, преобладающее значение имеет герцинская складчатость; описание их магматизма дается в конце этого раздела.

Несколько особое положение занимает Таймыр, т. е. Таймырско-Североземельская складчатая система. В ней выделяются два допозднепротерозойских тектоно-магматических цикла с хорошо прослеживаемыми проявлениями магматизма, типичными для разных стадий циклов. Зона каледонских структур лишена магматических проявлений; то же надо сказать и о герцинской зоне, герцинском цикле, и лишь в пермское время в постинверсионных структурах появляются вулканогенные образования трапповой формации — позднепермская туфолавовая свита. В конце перми — начале триаса эта свита вместе с подстилающими ее терригенными осадочными толщами претерпела складчатость (пфальцская фаза герцинского тектогенеза).

АЛТАЕ-САЯНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

ВВЕДЕНИЕ

В Алтае-Саянскую область входит преобладающая часть каледонид Сибири (рис. 41). В настоящем томе в пределы области на северо-востоке включена часть байкалид, а именно структуры Восточного Саяна, ограничивающие каледониды с северо-востока и образующие их внешний пояс, а также герцинские структуры Кольвань-Томской зоны и Салаира. На севере структуры области уходят под мезозойско-кайнозойский покров Западно-Сибирской плиты, на северо-востоке область граничит с Сибирской платформой, на западе с Зайсанской складчатой системой; на юге почти на всем протяжении — государственная граница Советского Союза.

Алтае-Саянская складчатая область включает структуры Восточного Саяна, Хамар-Дабана, Тувы, Западного Саяна, Горного Алтая, Кузнецкого Алатау, Минусинских и других впадин, Салаира, Томь-Кольванской зоны и Кузнецкого прогиба.

Уже на самых ранних стадиях развития как байкальских, так и каледонских геосинклинальных структур выявляется их неоднородность, отражающая блоковое строение фундамента. Проявляется она в различном формационном составе осадочных и магматических образований разных частей геосинклиналей, разделяющихся друг от друга глубинными разломами.

Различная мобильность структурно-формационных зон позволяет на каждой стадии развития подвижной области выделять в ее пределах интрагеоантиклинальные и интрагеосинклинальные части (по Т. Н. Ивановой, позитивные и негативные), отличающиеся по характеру магматизма. Интрагеоантиклинальные структуры характеризуются относительно замедленным темпом нисходящих движений и постоянно прослеживаемым влиянием неглубоко залегающего фундамента. Они бедны магматическими проявлениями. В качестве особой группы интрагеоантиклинальных структур выделяются срединные массивы с магматизмом, характерным для фундамента каледонид, включая позднестадийные образования, почти синхронные раннестадийному магматизму в каледонидах (позднепротерозойские эрзинский и игнокский комплексы Тувы и Восточного Саяна, часть интрузий томского комплекса Кузнецкого Алатау).

К интрагеосинклинальным структурам относятся трюги и зоны глубинных разломов с интенсивным магматизмом.

В каледонидах в качестве крупных структурных подразделений выделяются также зоны ранней и поздней стабилизации (ранние каледониды, или салаириды по В. А. Кузнецову, и поздние каледониды). Замыкание этих зон, сопровождаемое формированием складчатых интрузий гранитоидов, для различных регионов Алтае-Саянской складчатой области неодновременно.

Замыкание зон ранней стабилизации, связанное с раннекаледонской, или салаирской, складчатостью, складчатые интрузии и переход к постинверсионному развитию в большинстве структур области относятся к концу среднего или к концу среднего — началу позднего кембрия.

На Салаире после осадконакопления и формирования кератофир-спилит-диабазовой формации в раннем кембрии произошла складчатость, сопровождавшаяся небольшими габбро-плагногранитовыми интрузиями. В результате к среднему кембрию часть структур вышла из геосинклинального развития, в других продолжались нисходящие движения,

Магматические комплексы каледонид

Стадия	Возраст	Зоны Восточного Саяна		Зоны Тувы		Зоны Западного Саяна	
		ранней стабилизации	поздней стабилизации	ранней стабилизации	поздней стабилизации	ранней стабилизации	поздней стабилизации
Новейшая активная фаза	Кайнозой	Базальт-трахбазальтовый		Базальт-трахбазальтовый			
	Мезозой	Трапповый					
Платформенная	Мезозой — позднепалеозой	Кимберлитовый Эмисинский щелочно-ультраосновной с карбонатитами					
	Карбон			Чякский щелочных габброидов			
Поздняя	Девон	Лысанский перидотит-пироксенит-габбровый		Улаятский грапосенит-сциенитовый Торгалакский габброидорит-диабазовый Карадырский (сангиленский) щелочных гранитов, сциенитов, нефелиновых сциенитов		Булкиский перидотит-пироксенит-габбровый	
		Савбарский щелочных гранитов, сциенитов, нефелиновых сциенитов		Сютхольский гранитовый Ливарит-порфиритовый Андезит-базальт и базальт-порфиритовый		Джойский гранитовый Ливарит-порфиритовый Андезит- и дацит-андсаит-порфиритовый	
Средняя	Силур	Огнатьский гранитовый					
	Ордовик	Ольховский диорит-плагиогрицитовый		Комплекс андезитовых и диабазовых порфиритов, липаритовых порфиров (в поздних прогибах)		Шалшальский гранит-гранодиоритовый	
		Оляшювские отложения				Оляшювские отложения	
	Поздний кембрий			Таннуольский кварц-диорит-плагиогрицитовый		Лысогорский перидотит-пироксенит-габбровый	
Ранняя	Средний кембрий	Ильчирский дунит-гардбургитовый; нерсинский габбро-диорит-диабазовый; андезит- и базальт-порфиритовый Свилит-диабазовый		Актовракский дунит-гардбургитовый Комплекс: спилит-диабазовый, андезитовых и базальт-андезитовых порфиритов		Актовракский дунит-гардбургитовый Мансийский габбро-плагиогрицитовый Комплекс кварцевых кератитов, спилитов, диабазов	
	Ранний кембрий — конец позднего протерозоя						

Примечание. Пунктирной линией проведены границы между средней и поздней стадиями; сплошной линией ограничены складчатые интрузивные комплексы.

Зоны Горного Алтая		Зоны Кузнецкого Алатау		Зоны Салаира	
ранней ста- близации	поздней стабилизации	ранней стабилизации	поздней ста- близации	ранней ста- близации	поздней стабилизации
<p>Грапит-граносиенитовый; габбро-диорит-диабазовый (постпалеозойские)</p> <p>Гранитовый (позднеледвощско- раннекарбонный)</p> <p>Диорит-гранодиоритовый, среднедевонский.</p> <p>Комплексы: базальтовых пор- фиритов со спилитами в зонах герцинской активизации кале- донид; линаритовых порфирров и кварцевых кератофинов — в зонах активизации</p> <p>Гранитовый, раннедевонский</p> <p>Андезит- и дацит-андезит- порфиритовый</p>		<p>Щелочных ультрабазитов и базитов</p> <p>Горячегорский щелочных габ- броидов и ультрабазитов Трахитбазальт- и трахиандезит- порфиритовый</p> <p>Патянский перидотит-пироксе- нит-габбровый Тейский гранит-граносиени- товый Липарит-порфиритовый; андезит- и дацит-андезит-порфиритовый Тельбесский, диорит-грано- диоритовый *</p> <p>Андезит-базальт- и базальт- порфиритовый</p> <p>Тигертышский гранитовый</p>		<p>Герцинский гранитоидный</p> <p>Габбро-сиенитовый (гора Барсук) Базальт- и андезит-базальт- порфиритовый</p>	
	Гранит-грано- диоритовый	Сорский грано- сиенит-гранито- вый	Мартайглип- ский диорит- плагιοгран- ит-грано- диоритовый	Флюидные отложения	
	Комплекс диаба- зов и диабазовых порфиритов	Булаккульский сиенит- и нефе- лин-сиенитовый Когтахский пе- ридоит-пирок- сенит-габбровый и древний габбро- сиенитовый	Терригенные отложения	Комплексы: габ- бро-диабазов; кварцевых аль- битофинов и аль- битизированных андезитовых порфиритов	
Сараншин- ский кварц- диорит-пла- гиогранито- вый		Улень-тумский габбро-граноси- енит-гранитовый		Базальт- и андезит-пор- фиритовый	Комплекс ультраоснов- ных и основ- ных пород гипербазито- вого пояса Базальт-пор- фиритовый
Гипербаз- итовый		Салаирский дунит- гарцбургитовый Буюнский габбро- диорит-диабазо- вый Базальт-андезит- и андезит-пор- фиритовый Спилит-диабазо- вый		Плагιοгранитовый Комплекс кварцевых кератофинов, спилитов, диабазов	
Спилит- диабазовый					

* Многие исследователи тельбесский комплекс считают додевонским (В. М. Кляровский, В. И. Богданов и др.).

сопровождавшиеся вулканогенными образованиями базальтового и андезит-базальтового состава, редко спилитами и интрузиями гипербазитов.

Таким образом, по своему характеру как ранне-, так и среднекембрийские образования относятся к раннестадийным. К последним принадлежат и мелкие интрузии габбро и диабазов средне-позднекембрийского возраста.

Зоны поздней стабилизации, возникающие одновременно или почти одновременно с выходом из геосинклинального развития зон ранней стабилизации, характеризуются образованием флишевых прогибов с незначительным проявлением вулканизма.

Замыкание их, связанное с позднекаледонской или собственно каледонской складчатостью, сопровождается формированием второй группы соскладчатых интрузий гранитоидов и переходом к постинверсионному развитию, относится к ордовику (Восточный Саян, периферические части Западного Саяна, Кузнецкий Алатау) либо к силуру (центральная часть Западного Саяна, Горный Алтай).

Сопоставление магматизма различных структурно-формационных зон Алтае-Саянской области приведено в табл. 11.

Восточный Саян и Хамар-Дабан

В восточном Саяне и Хамар-Дабане известны магматические образования архейского, ранне-позднепротерозойского (байкальского), позднепротерозойско-среднепалеозойского (каледонского) тектоно-магматических циклов, а также щелочные породы и группы платформенной стадии развития и кайнозойские базальты стадии новейшей активизации.

Архей

Архейские породы слагают крупные блоки — восточный элемент среди байкальских и каледонских структур. Наиболее крупным является бельский комплекс мелких пластовых тел, даек и штоков ортоамфиболитов и гнейсовидных диоритов (часто с гранатом) среди архейских гнейсов и мраморов. Ориентировка тел северо-западная, согласная с «саянским» простиранием вмещающих пород.

Следующий — китайский комплекс объединяет гранитовые массивы среди архейских пород Присаянской и Хамар-Дабанской структурно-формационных зон (рис. 42). Это пластовые тела мощностью от 3 до 25 м и штоки, несколько вытянутые по простиранию вмещающих пород. Контакты штоков крутые (от 65—70° до вертикальных). В состав интрузий входят аляскиты, плагноклазовые и плагноклаз-микроклиновые граниты и гнейсовидные граниты.

Формационная принадлежность китайского комплекса неясна. Вероятно, он включает как соскладчатые, так и послескладчатые образования.

Протерозой

Магматические образования раннего протерозоя, по А. Л. Додину, относятся к ранним стадиям развития байкалид*.

* Представления А. Л. Додина о докембрийских тектоно-магматических циклах отличаются от общепринятых. — *Прим. ред.*

Среди раннепротерозойских серий Бирюсинско-Канской (IV)* в Хамар-Даблянской (III) зон проявлены амфиболиты и амфиболовые сланцы, вероятно возникшие по эффузивам спилит-диабазовой формации.

Раннепротерозойский урдоокисный интрузивный гипербазитовый комплекс объединяет штоки вдоль глубинных разломов, ограничивающих докембрийские структуры. Они широко развиты в зоне Главного Саянского разлома. Небольшие гипербазитовые массивы с вкрапленностью хромита вскрыты среди гнейсов раннего протерозоя Бирюсинско-Канской зоны. А. Д. Шелковников объединяет их в пдарский комплекс, по возрасту соответствующий урдоокисному комплексу и местами содержащий

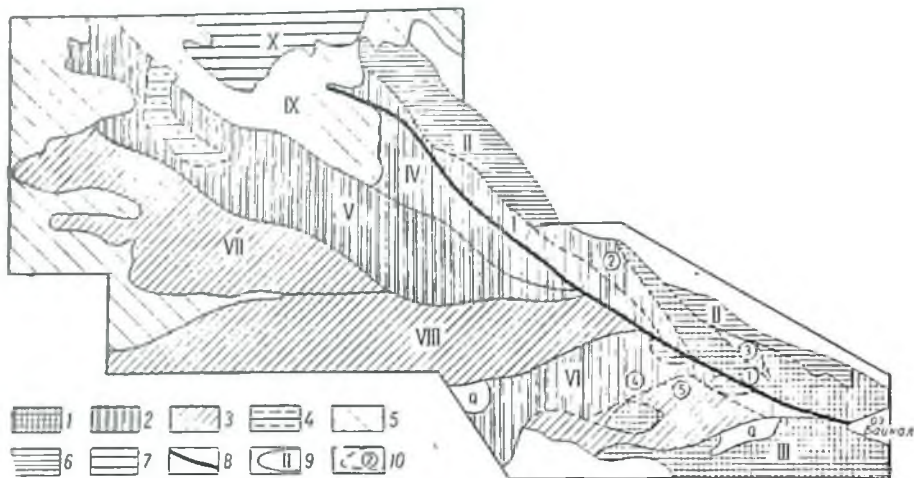


Рис. 42. Схема структурного районирования Восточного Саяна и Хамар-Дабаша. По А. Л. Додшчу. 1 — архейские выступы; 2 — структуры байгалид; структуры наледошад; 3 — эвгеосинклинальные, 4 — многосинклинальные, 5 — валовенные поздние прогибы (межгорные впадины); 6 — платформенные структуры, позднепротерозойско-кембрийский чехол Сибирской платформы; 7 — мезозойские впадины, 8 — Главный Саянский разлом; границы и номера — 2 — структурно-формационных зон, 10 — подразделений в пределах зон (цифры на карте); 1 — Присаянская (Опотско-Шибская) — 1 — Шарыповский выступ архей, 2 — Урянско-Шибский синклизиорий, 3 — Опотский грабец; 11 — восточная часть Сибирской платформы; III — Слюдянская (Хамар-Дабаш); IV — Бирюсинско-Канская; V — Удско-Дербишская; VI — Иркутско-Окинская; 4 — Окинский антиклизорий, 5 — Сарховско-Битосонский синклизиорий; VII — Кизир-Казырская; VIII — Тувшинско-Саянская; IX — силуро-девонских прогибов; X — мезозойских прогибов

хлорит-серпентиновые породы и талькиты. С урдоокисным комплексом связаны крупные месторождения талька и магнетита (Опотское, Камчадальское и Савинское), хромитовое и никелевое оруденение.

Опотский гранитоидный комплекс впервые выделил Г. В. Поляков в Опотском грабене Присаянской зоны (I, 3). Отдельные массивы его паходятся в Удско-Дербишской (V) и Иркутско-Окинской (VI) зонах (саган-шулутский комплекс по Ф. П. Митрофанову, 1962). Массивы опотского комплекса сложены плагногранитами, графидиоритами, гранитами. Гранитоиды Иркутско-Окинской зоны отличаются повышенным содержанием шфеа и пльмешита.

Опотский комплекс относится к диорит-плагногранитовой формации. Породы его близки средним типам по Дэли для ряда гранит — кварцевый диорит. Они пересыщены глипоземом и несколько бедны полевошпатовой известью (рис. 43). По Т. Н. Ивановой, опотский комплекс включает

* Римские цифры в скобках соответствуют номерам зон, показанных на рис. 42.

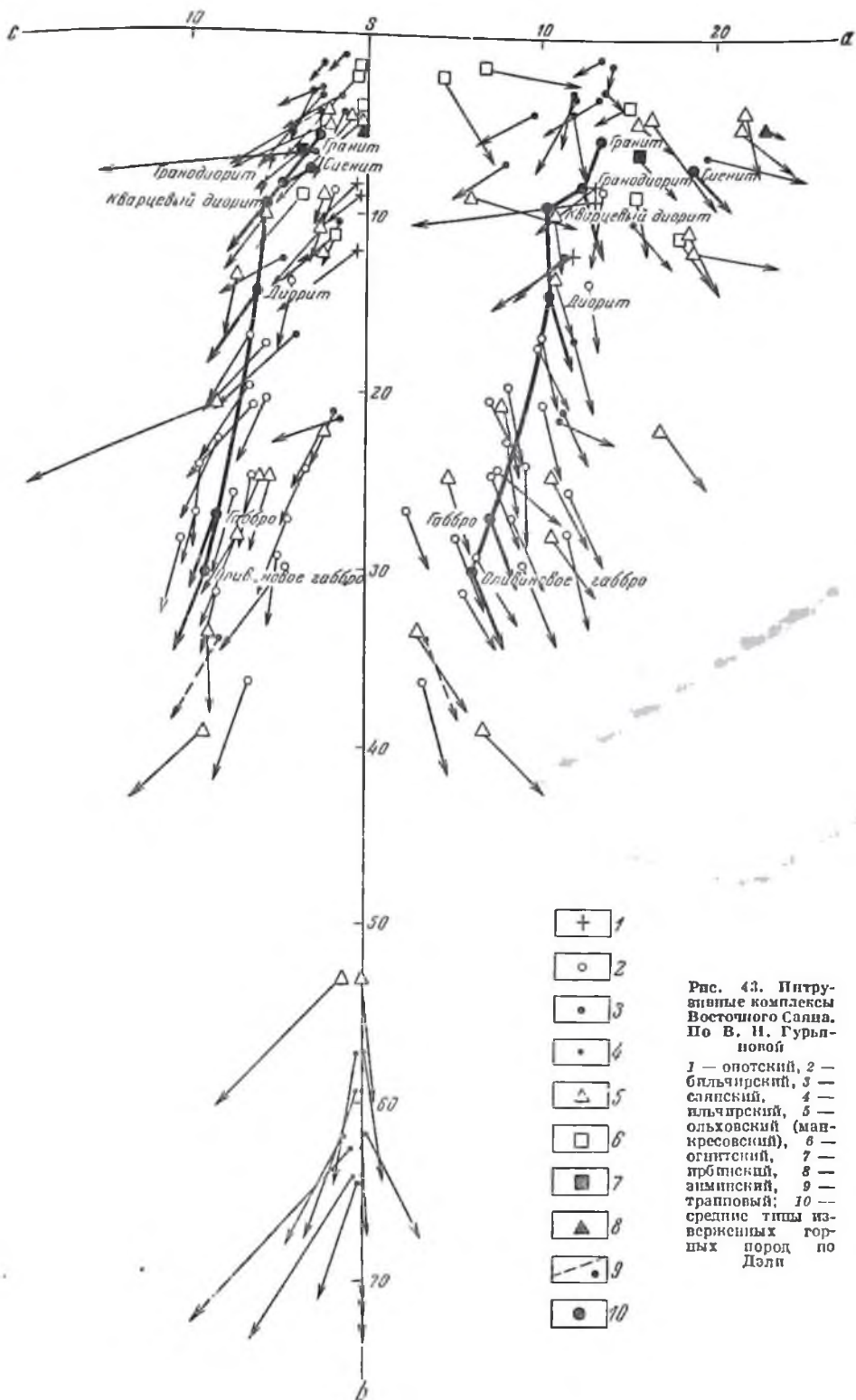


Рис. 43. Интрузивные комплексы Восточного Саяна. По В. И. Гурьяновой

1 — опотский, 2 —
 бяльчирский, 3 —
 саянский, 4 —
 ильчирский, 5 —
 ольховский (ман-
 кресовский), 6 —
 огнитский, 7 —
 ирбитский, 8 —
 эминский, 9 —
 трапповый; 10 —
 средние типы из-
 верженных гор-
 ных пород по
 Дэли

редкометалльные пегматиты с возрастом по аргоновым определениям 1625—1790 млн. лет. Такой же возраст (1700 млн. лет) графитов Бульдогоского массива (Н. И. Полевая, А. Л. Додли). По геологическому положению ополеткий комплекс относится к раннему протерозою.

Магматические образования среднего протерозоя, по А. Л. Додлину, относятся к средним стадиям развития байкалца.

В Иркутско-Ойинской (VI) зоне средней протерозой, залегающий несогласно на раннем протерозое, включает три мощные вулканогенно-осадочные свиты: из них нижняя (3300 м) содержит горизонты основных и средних, а верхняя (1500 м) — кислых метаморфизованных эффузивов; средняя свита (1100 м) сложена почти целиком метаморфизованными эффузивами и туфами среднего и кислого состава.

Вулканогенные образования среднего протерозоя в пределах Урикско-Ийского грабена Присаянской (I) зоны слагают две свиты: нижнюю целиком вулканогенную мощностью 1300 м и верхнюю, содержащую плоские сланцы (55%), песчаников и конгломератов (около 20%), мощностью 3000—3200 м. Вулканогенные породы — андезитовые порфириты, дацитовые порфиры, туфы кварцевых порфиров и лавобрекчий — относятся к формации базальтовых и андезитовых порфиритов, дацитовых и лаваритовых порфиров.

Среднепротерозойский бильчирский (ангаульский) габбро-диоритовый комплекс выделен А. Л. Додлиным и В. Н. Гурьяновой (1960) в Иркутско-Ойинской зоне, в бассейне рек Иркуты, Китой и Белой. Самыми крупными массивами являются Ангаульский, Бильчирский, Китойский. Они имеют овальную форму, ширину до 2—5 км и приурочены к зонам разломов. Контакты их с архейскими и раннепротерозойскими образованиями секущие. Массивы сложены по периферии гнейсовидными амфиболовыми габбро и габбро-диоритами, в центральных частях — диоритами, кварцевыми диоритами, реже плагиогранитами.

Петрохимически породы близки средним типам по Додли. Доказательством среднепротерозойского возраста бильчирского комплекса является прорывание его интрузий биотитовыми гранитами саянского комплекса конца среднего протерозоя.

Саянский (слюдоносный) комплекс обнимает как крупные массивы батолитового размера, так и мелкие штоки гранитоидов. Крупные массивы образуют в Присаянской (I) зоне вдоль Главного Саянского разлома пояс северо-западного направления длиной 200 км при ширине 10—15 км. Интрузии его есть также в Слюдянском выступе в Хамар-Дабане (III). Массивы сложены гнейсовидными биотитовыми гранитами, а по периферии ограниченно распространенными двуслюдянскими и рогово-обманково-биотитовыми гранитами, гранодиоритами и диоритами, а также граносенинитами, связанными переходами с гранитами.

К саянскому комплексу относятся и массивы Иркутско-Ойинской (VI) зоны (хонгоздойский комплекс по Ф. П. Митрофанову, 1962).

Жильные производные саянского комплекса — аплитовидные граниты, пегматиты и кварцевые жилы. Пегматиты слюдоносные и редкометалльные; с ними связано также золотое оруденение. Пегматиты распространены в Гутаро-Бирюсинской слюдоносной полосе, редкометалльные пегматиты — в пределах Урикско-Ийского синклинария. С группой пегматитов (плагноклаз-микроклиповых) связано оловянное оруденение.

Петрохимически породы саянского комплекса близки средним типам по Додли. Часть графитов пресыщена глиноземом; отдельные разновидности обогащены щелочами и соответствуют граносенинтам.

Среднепротерозойский возраст саянского комплекса доказывается тем, что его интрузии прорывают отложения среднего протерозоя и перекрываются отложениями позднего протерозоя. Абсолютный возраст комплекса (аргоновый метод; З. И. Тарасевич) колеблется от 1300 до 1500 млн. лет.

Саянский комплекс принадлежит средним стадиям развития подвижного пояса, гранитовой батолитовой формации Ю. А. Кузнецова (1960, 1964). По другим данным, он отвечает поздним стадиям байкалид (А. Д. Шелковников, Т. Н. Иванова, Ф. Я. Пан и др.).

Несомненно, к последним относятся граниты игнокского комплекса, прорывающие отложения позднего протерозоя и встречающиеся в гальках палеозоя.

Конец позднего протерозоя — палеозой

К образованиям конца позднего протерозоя — палеозоя ранних каледонид относятся вулканогенные толщи спилит-диабазовой формации и формации базальто-андезитовых и андезитовых порфиритов (см. рис. 42).

В Сархойско-Боксонском (VI, 5) синклинории Восточного Саяна выделяется свита андезитовых и диабазовых порфиритов, реже кварцевых порфиров, с отдельными горизонтами туфов, туфокогломератов, песчаников и сланцев. Мощность свиты 2000—2500 м.

В Кизир-Казырской (VII) зоне в толщах раннего и среднего кембрия известны мощные (2000—3000 м) накопления спилит-диабазовой формации, а также формации андезитовых порфиритов, сложной аплазито-выми порфиритами, кварцевыми порфирами, шаровыми лавами основного состава, лавобрекчиями, туфами и линзами известняков. На основе этих толщ происходило в пьтрагеосинклинальных частях (см. рис. 42) С эффузивами связана медная и железорудная минерализация.

В северо-западной части Восточного Саяна в Ульчирской (V) зоне, в бассейне р. Мапы, установлена аналогичная толща мощностью 2500—3000 м, сложенная варнолитовым спилитом, андезитовыми порфиритами, туфами, песчаниками и известняками.

К интрузивным образованиям ранних стадий каледонид относятся версинский и пльчирский комплексы.

К первому принадлежат малые интрузии по рекам Китою, Китой-Кичу, вдоль Главного Саянского разлома. Это пластовые тела, штоки и дайки габбро-диабазов и диабазов, вытянутые в северо-западном, или меридиональном, направлении; длина их не превышает 1 км, мощность 100—150 м. К ним относятся и субвулканические интрузии, связанные с раннепалеозойскими эффузивами.

Ильчирский (джебский, ийский) комплекс объединяет массивы гипербазитов, распространенные в Ильчирской и Сархойско-Боксонской (VI, 5) зонах и менее — в центральной и западной частях Восточного Саяна. В Ильчирском районе массивы ультраосновных пород тянутся полосой на 70 км по разлому вдоль южного крыла синклинория. Другая полоса ультраосновных массивов (Боксонский район) проходит в 35 км к северо-западу от «Ильчирской полосы» также вдоль разлома северо-восточного простирания.

Крутонаклонные пластовые тела, вытянутые в северо-восточном направлении, реже — небольшие штоки сложены апогартбургитовыми серпентинитами с прроксенитами в периферических частях массивов

и в секущих их дайках. Апогарибургитовые серпентиниты частично раздроблены, оталькованы, карбонатизированы, раскаются множеством тонких жилочек продольно- и поперечно-волокнистого асбеста.

С пльчирским комплексом связаны месторождения асбеста и нефрита; наблюдаются также рудопроявления кобальта и хрома.

Петрохимически (см. рис. 43) породы пльчирского комплекса характеризуются низким (десятые и сотые доли процента) содержанием щелочей и полевошпатовой пзвести; магний резко преобладает над железом, которое часто отсутствует.

Возраст пльчирского комплекса ранне-среднекембрийский, массивы его прорывают раннекембрийские толщи и толщи конца позднего протерозоя метаморфизуются граптоидами кембро-ордовикского ольховского комплекса. Некоторые исследователи (Арсентьев, 1960 и др.) считают пльчирский комплекс позднепротерозойским.

К средним стадиям каледонид относится ольховский комплекс граптоидов, образующих батолиты и штоки, вытянутые согласно структурам вмещающих пород. Внутренние части массивов сложены гранодиоритами, плагиогранитами и гранитами, а краевые и апикальные — кварцевыми диоритами, диоритами, габбро и пироксенитами, что обусловлено магматической дифференциацией на глубине и ассимиляцией гранитовой магмой пород кровли — известняков, сланцев и порфиритов. Ольховский комплекс относится к диорит-плагиогранитовой формации.

В юго-восточной части Восточного Саяна в Сархойско-Боксонской (VI, 5) зоне сходные интрузии объединяются рядом исследователей в сумеунурский и сархойский комплексы.

С ольховским комплексом связано золотое оруденение, приуроченное к контакту граптоидов и карбонатных пород (Ольховка); кроме кварцевых золоторудных жил здесь развиты сульфидные залежи.

Петрохимически (см. рис. 43) породы ольховского комплекса близки ряду гравит — диорит — габбро — прроксенит, отклоняясь от средних типов по Дэли только для средних и основных пород. По-видимому, это объясняется образованием их путем ассимиляции и гибридизма.

Возраст ольховского комплекса конец кембрия — ордовик. Массивы его прорывают и метаморфизуют образования раннего и среднего кембрия, а также черные графитисто-глинистые сланцы и аргиллиты, условно относимые к позднему кембрию или раннему ордовику.

Абсолютный возраст гранитов Сархойского массива, определенный в ЛАГЕД по биотиту, 495 млн. лет; по Г. В. Полякову и др. (1965), возраст биотитов из граптоидов Шпидинского, Канзыбинского и Кордовского массивов колеблется от 583 до 485 млн. лет.

По тектоническому положению и характеру металлогени ольховский комплекс соотносывается с мартайгинским комплексом Кузнецкого Алатау и тапнуольским комплексом Тувы.

К поздним стадиям развития каледонид относятся следующие комплексы.

Огнитский комплекс гранодиорит-гранитовой формации — это массивы микроклиновых порфировидных лейкократовых гранитов, местами переходящих в граносиениты и сиениты, а также гранодиоритов. На западном склоне Восточного Саяна, на правом берегу р. Кизира, в районе с. Кордова они прорывают диориты ольховского комплекса. В центральной части Восточного Саяна граниты выходят в верховьях рек Ухтум и Большой Дургомжик (Ухтумский массив, Кизир-Казырская зона; VII), а также

по рекам Ие, Холбе (Тувинско-Саянская зона). В южной части Восточного Саяна (Сархойско-Боксонская зона; VI, 5) на границе с Хамар-Дабаном и Монгольской Народной Республикой к этому же комплексу относятся Муинку-Сардыкский, Мюндпский и другие массивы. В. П. Арсеньев и А. Р. Зидов относят их к муинкусардыкскому комплексу позднепротерозойского возраста. Ф. П. Митрофанов объединяет их в сархойский комплекс кембрийского возраста.

Массивы огнистого комплекса имеют форму крутых штоков с углами падения 50—70°. Векторы его пород на петрохимической диаграмме (см. рис. 43) располагаются в области пород гранитового состава, отдельные разновидности пресыщены глиноземом.

Абсолютный возраст гранитов Мюндпского массива (ЛАГЕД, аргоновый метод по биотиту) 342—350 и 365 млн. лет.

Граниты огнистого комплекса прорывают и метаморфизуют эффузивы кембрия, а галька их встречена в девонских конгломератах. Этим определяется силурийский возраст огнистого комплекса, который сопоставляется с тигергынским комплексом Кузнецкого Алатау.

К поздней стадии каледонид относится и ирбинский комплекс гранит-граноспелитовой формации, массивы которого вытянуты в меридиональном направлении вдоль зоны тектонического сопряжения Восточного Саяна (Кизир-Казырской зоны; VII) и Минусинской межгорной впадины (Ирбинский, Бурлукский и другие массивы).

Состав пород в массивах изменяется от кварцевых диоритов до сиецит-порфиоров даже на небольших расстояниях.

К ирбинскому комплексу относятся интрузии по р. Ко и на горах Тихон, Пьера, Балахтисон. Это крутопадающие штоки, сложенные сиенитами, щелочными гранитами и микроклиновыми гранитами. Характерны реакционные каемки каллевого полевого шпата на границах, реже микропегматитовые участки.

С ирбинским комплексом связаны железорудные месторождения Краснокаменской, Ирбинской, Кизирской и других районов.

Возраст ирбинского комплекса среднедевонский, он сопоставляется с тельбесским комплексом Кузнецкого Алатау.

Лысанский комплекс ультраосновных и основных пород развит на западном склоне Восточного Саяна, где он приурочен к Восточно-Саянской зоне глубинного разлома северо-западного направления. Здесь выявлено более полутора десятков массивов (Сейбпасский, Скала, Большая Россышь, Пирамида, Лысан, Кедранский и др.). Массивы имеют неправильную или линзовидную форму; размер их от очень мелких до средних, от нескольких сот метров до 2—3 км в длину и от десятков метров до 500—600 м в ширину; вытянуты они параллельно структурам вмещающих пород. Данные бурения указывают на намечающееся выклинивание крупных массивов с глубиной. Массивы сложены амфиболлизированными и сосюрптитизированными габбро, пироксенитами и апоперидотитами, серпентинитами с вкрапленностью ильменита, титаномагнетита, рутила и др. Большинство массивов отчетливо дифференцировано (массивы Пирамида, Большая Россышь, Кедранский), в них хорошо видно чередование габбро, пироксенитов и серпентинитов с мощностью «слоев» от 20 до 100 м или в отдельных случаях от 5 до 25 м.

С лысанским комплексом связано титаномагнетитовое оруденение. К серпентинитам приурочена вкрапленность титаномагнетита, а к пироксенитам — ильменита. Габбро бедны рудным минералом, представленным ильменитом.

На восточном склоне Восточного Саяла массивы лысанского комплекса мало; это небольшие штоки перидотитов, габбро-перидотитов, габбро и лабрадоритов.

Возраст лысанского комплекса спорный. По мнению А. Д. Шелковникова (1961, 1962), он комагматичен эффузивам позднего протерозоя; другие связывают его с кембрийской гипербазитовой формацией. Более правильно относить титаноносные массивы к перидотит-пироксенит-габбровой послекластчатой формации каледонид, тем более, что на правом берегу р. Шибита (вблизи устья) наблюдается рвущий контакт амфиболового габбро с красноцветными конгломератами и песчаниками условно раннедевонского возраста, т. е. возраст лысанского комплекса можно условно считать девонским.

К лысанскому комплексу, вероятно, относится и Крыжвинский массив, описанный А. Д. Шелковниковым (1961). Он имеет площадь около 200 км², форму межластового лакколита, приурочен к Восточно-Саянскому глубинному разлому и сложен габбро-норитами, титанистыми габбро, сениитами и нефелиновыми сениитами.

На западном склоне Восточного Саяна, на границе с Мипусинским межгорным прогибом и частично в пределах последнего наблюдаются небольшие массивы нефелиновых сениитов, сайбаритов и других щелочных пород, объединяемых в сайбарский комплекс. Среди трахитоидных сениитов Сайбарского массива, на правом берегу р. Енисея пластообразно залегают породы, состоящие из нефелина, эгирина, калинатрового полевого шпата, альбита, сравнительно редкого щелочного амфибола и аксессуарных магнетита, апатита, флюорита и сфена.

Сенииты и нефелиновые сенииты сайбарского комплекса можно отнести к поздним дифференциатам кислых магматических очагов.

По Ю. А. Кузнецову (1960), породы комплекса, возможно, являются интрузивными аналогами ортофиоров раннего девона.

Вопрос о возрасте сайбарского комплекса является спорным. Приуроченность массивов щелочных пород к крупным разломам позволяет полагать, что они образовались в поздние стадии; возраст их девонский.

К сайбарскому комплексу условно относятся щелочные и нефелиновые сенииты Ботокольского массива в районе Ботогол — Урика. Массив находится среди известняков конца позднего протерозоя. В нем наблюдается вся серия пород от щелочных сениитов до уртитов. В. М. Кляровский для них получил возраст 521—492 млн. лет, что указывает на их возможный раннепалеозойский возраст (Костюк и Базарова, 1966).

С Ботокольским массивом связаны месторождения графита и, возможно, редкометальное оруденение.

Поздний палеозой — мезозой

Проявления позднепалеозойского — мезозойского возраста принадлежат уже к платформенному магматизму. Сюда относятся зиминский комплекс ультраосновной щелочной формации, кимберлиты и траппы.

Зиминский комплекс объединяет небольшие массивы в бассейне р. Зимы и в других районах. В Урикско-Ийском синклинории (1, 2) среди позднепротерозойских отложений за последние годы В. П. Нефедовым, Ю. Б. Лаврецовым, Б. П. Поляничко, З. А. Аписимовой, А. В. Колесниковым, В. Г. Кузнецовым, Ш. И. Егоровым, В. Г. Огородниковым и другими обнаружены и изучены четыре массива: Белозиминский, Среднезиминский, Большетагнинский и Перевальский. Наиболее интересным является Белозиминский. Он имеет овальную форму, вытянут в северо-западном

направлении и приурочен к ядерной части Белозиминской антиклинали. В этом массиве наблюдается большое разнообразие пород — от прроксенитов и ийолит-мельтейгитов до нефелиновых сиенитов и пикритовых порфиритов; значительная часть массива сложена кальцитовыми и анкеритовыми карбонатами. В Среднезиминском массиве центральная часть сложена карбонатами, периферическая — ийолитами и сиенитами, они пересечены телами пикритовых порфиритов — альенитов. Перевальный массив существенно состоит из щелочных габброидов.

Такие же массивы щелочных пород известны и по рекам Оке, Китою и Иркуту, где они также приурочены к крупным разломам вдоль периферических частей Шарыжелгайского выступа архея (I, I).

В 1955 г. Л. А. Конев обнаружил массив ультраосновных и щелочных пород, который находится на правом берегу р. Большого Жпдоя, в 80 км юго-западнее г. Иркутска. Массив вытянут в северо-западном направлении на 1,5 км при ширине около 1 км и залегает среди гнейсов архея. Он многофазный: вначале образовались рудные прроксениты, затем ийолиты и нефелиновые сиениты и, наконец, карбонаты.

В Зиминском районе установлены также кимберлитовые трубки. Одна из них, впервые указанная В. Г. Кузнецовым в истоках р. Белой Зпмы, изучена и описана Б. М. Владимировым и В. Н. Знамеровским (1961) под названием «Южной». Трубка сложена грубообломочной брекчией, состоящей из обломков вмещающих пород позднего протерозоя, слюдяных сланцев, диабазов и пикритов. Внутри трубки имеются столбы, образованные слюдяной кимберлитовой брекчией. В кимберлитовой трубке «Южной» отмечаются хромит, ильменит, розовый и красно-бурый гранат андрадитового ряда, апатит, перовскит, пирит и циркон; пироп не обнаружен.

В 1961 г. работами ИГУ на левобережье р. Оки, по р. Читани, обнаружены также жилы кимберлита, залегающие среди слюдяных песчаников и сланцев среднего протерозоя в восточном крыле Урикско-Нийского синклиория. В них найдены алмазы; это показывает, что юго-западная окраинная часть Сибирской платформы перспективна на алмазы.

Возраст зиминского комплекса определяется условно как позднепалеозойский или мезозойский. Абсолютный возраст пррохлора из карбоната Белозиминского массива 214—270 млн. лет (З. И. Тарасевич; ИГУ).

К зиминскому комплексу условно можно отнести амезонитовые граниты бассейна верхнего течения рек Урика и Оюта, впервые описанные Н. А. Кобеляцким. Массивы их отдельными исследователями объединяются в самсальский комплекс мезозойского возраста. С комплексом амезонитовых гранитов связано редкометальное оруденение.

В северо-восточной части Восточного Саяна, на окраине Сибирской платформы, среди докембрийского выступа в бассейне р. Китою, а также среди протерозойских образований в бассейне среднего течения р. Оки наблюдаются небольшие (мощностью 3—5 м) дайковые тела, сложенные габбро-диабазами и диабазами (долеритами) чрезвычайно свежего облика. Эти породы близки сибирским траппам и, по-видимому, являются их аналогами.

Кайнозой

Рядом исследователей (И. Д. Черским, А. Л. Чекановским, В. А. Обручевым, С. В. Обручевым, М. Л. Лурье, Н. А. Флоренсовым и др.) установлено, что наиболее интенсивно вулканизм проявился в неогене

излияниями плато-базальтов. В четвертичный период изливались базальты долин.

Неогеновые плато-базальты покрывают большие площади в центральном междуречье Ин и Уды и юго-восточной части Восточного Саяна (реки Ока, Тисса и др.), а также в Тувинской впадине. Покровы базальтов изливались на палеопленипропанную поверхность древней складчатой области. Теперь они находятся над современными речными долинами, слагая верхние части или склоны высот и водораздельных хребтов. Площадь, занятая покровами базальтов, местами достигает 35—40 км². Максимальная мощность их 100—120 м. Базальтовые покровы характеризуются ровной горизонтальной поверхностью и прекрасно выраженной столбчатой отдельностью. Это серые, иногда почти черные породы порфировой структуры с афанитовой основной массой. Текстура их массивная или флюидальная. Тип излияния трещинный.

Четвертичные базальты занимают всю долину рек Жом-Балок и Кутурус, а также (по данным В. И. Перетолчина) впадину оз. Хара-Нур. Базальты изливались вулканами Кропоткина и Перетолчина, вулканами центрального типа, расположенными по р. Ханушке, правому притоку р. Жом-Балок. Широкое развитие четвертичных базальтов установлено в долинах рек Сенды, Тиссы и др., а также в Тувинской котловине, где отмечены кратеры молодых вулканов.

Потоки базальтов имеют плоскую поверхность с возвышающимися кое-где малелькими конусами высотой до 10—20 м. Базальты большей частью пористые, редко плотные.

Склоны кратеров и конусы вулканов Кропоткина, Перетолчина и др. покрыты шлаком, вулканическими бомбами. Размер бомб от 5 до 50 см, преобладают бомбы размером 5—10 см. Форма их неправильная или эллипсоидальная, нередко с оплавленной поверхностью. Внутренние части бомб образованы плотным базальтом, внешние — пористым.

Тува

Протерозой

Наиболее древними магматическими породами Тувы, занимающей юго-восточную часть каледонид Алтае-Саянской складчатой области (см. рис. 41; зоны II—V, IX, X, XVI), являются протерозойские амфиболиты и амфиболсодержащие кристаллические сланцы Восточно-Тувинского среднего массива. Это замещенные основные эффузивы, местами обогащенные магнетитом, с образованием кварц-магнетитовых и амфибол-магнетитовых руд.

К наиболее молодым докембрийским образованиям надо отнести эрианский гранитовый комплекс в нагорье Сангплен (II), в районе р. Билина и в пределах хребта Эргак — Тургак — Тайга (IX). В составе интрузий преобладают гнейсовидные, порфировидные, реже пегматондные граниты; в эндоконтакте встречаются гранодпориты, реже диориты и габбро (Шевкман, 1959). Тела их мелкие или средние, согласные со структурой вмещающих протерозойских толщ. Часто интрузии окаймляются полями мигматитов. Формирование интрузий происходило с участием метасоматических процессов, определяющих как облик гранитов, так и соотношение их с вмещающими толщами. Местами в контактовой зоне наблюдаются ороговкование, грейзенизация и пиритизация.

Докембрийские гранитовые интрузии сопровождаются пегматитами и кварц-полевошпатовыми жилами. Различаются слюдоносные пегматиты и пегматиты с редкометальной минерализацией (Н. Е. Мартынов, Я. Д. Шенкман).

Для петрохимии этих гранитов характерно повышенное содержание щелочей с равными количествами натрия и калия и повышенная железистость цветных минералов.

Докембрийский возраст пород определяется наличием гальки их в кембрийских конгломератах бассейна рек Хусун-Гола и Шурмака. В. М. Моралев указывает обломки пегматоидных гранитов в раннекембрийских гипербазитах западной части нагорья Саянлен в бассейне р. Солчера. Отмечается большое сходство тувинских гранитовых интрузий со слюдоносными интрузиями саянского комплекса Восточного Саяна.

Эривский комплекс, принадлежащий к формации гранитов и лейкогранитов, синхронен началу развития геосинклинальных прогибов каледонид и приурочен к структурам типа срединных массивов.

Ранний — средний кембрий

На ранних стадиях формирования каледонской геосинклинали в Туве магматические проявления развиты преимущественно в интрагеосинклипальных трогах и зонах глубинных разломов.

Типичным представителем таких зон является Куртушибинская зона (см. рис. 41, XII), в которой развиты зеленокаменные эффузивы спилит-диабазовой формации с ясными чертами подводных излияний, с подушечной отдельностью, стекловатым сложением, с мидалекаменными текстурами и спилитовыми, вариолитовыми и субвариолитовыми структурами. С ними переслаиваются диабазовые порфириты, известняки, глинистые и кремнистые сланцы.

Во внутренних частях интрагеосинклипальных трогов проявлены преимущественно андезитовые порфириты, реже липаритовые порфиры. Спилиты отсутствуют или развиты ограниченно.

Интрагеоантиклиналь, охватывающая почти всю центральную часть Тувы, характеризуется песчано-сланцево-карбонатными кембрийскими толщами с незначительными по мощности и редкими покровами андезитовых порфиритов и липаритовых порфиров.

Андезит-порфиритовые породы на диаграмме А. Н. Заварцкокого располагаются в пределах площадей диабаз — андезит — дацит, отличаясь от средних типов по Дэлси недосыщенностью кальцием (рис. 44).

Интрузивный магматизм раннего — начала среднего кембрия представлен ультраосновными и основными породами. Выделяются следующие гипербазитовые пояса: 1) Западно-Тувинско-Куртушибинский, 2) Каа-Хемский, 3) Южно-Тувинский, 4) Восточно-Тувинский, 5) Барлыкский, 6) Толайлыкско-Саглинский. Они приурочены к границам различных кембрийских структурно-формационных зон. Западно-Тувинский пояс в пограничной зоне между Центрально-Тувинской интрагеоантиклиналью и отличным от нее по развитию структурам Западного Саяна достигает в длину 270 км. К этой же пограничной зоне приурочены и эффузивы спилит-диабазовой формации. Гипербазиты образуют четковидные цепочки тел, кулисообразно смещенные друг относительно друга. По мнению одних исследователей, они приурочены к структурам, оперяющим системы глубинных разломов (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1955; Иванова, 1963), по мнению других — к ряду самостоятельных, параллельно

расположенных широтных глубинных разломов (Кен, 1960; Зонен-
 тайн, 1963). Размеры массивов: от десятков до первых сотен метров
 в длину и от единиц до десятков метров в ширину. Некоторые массивы,

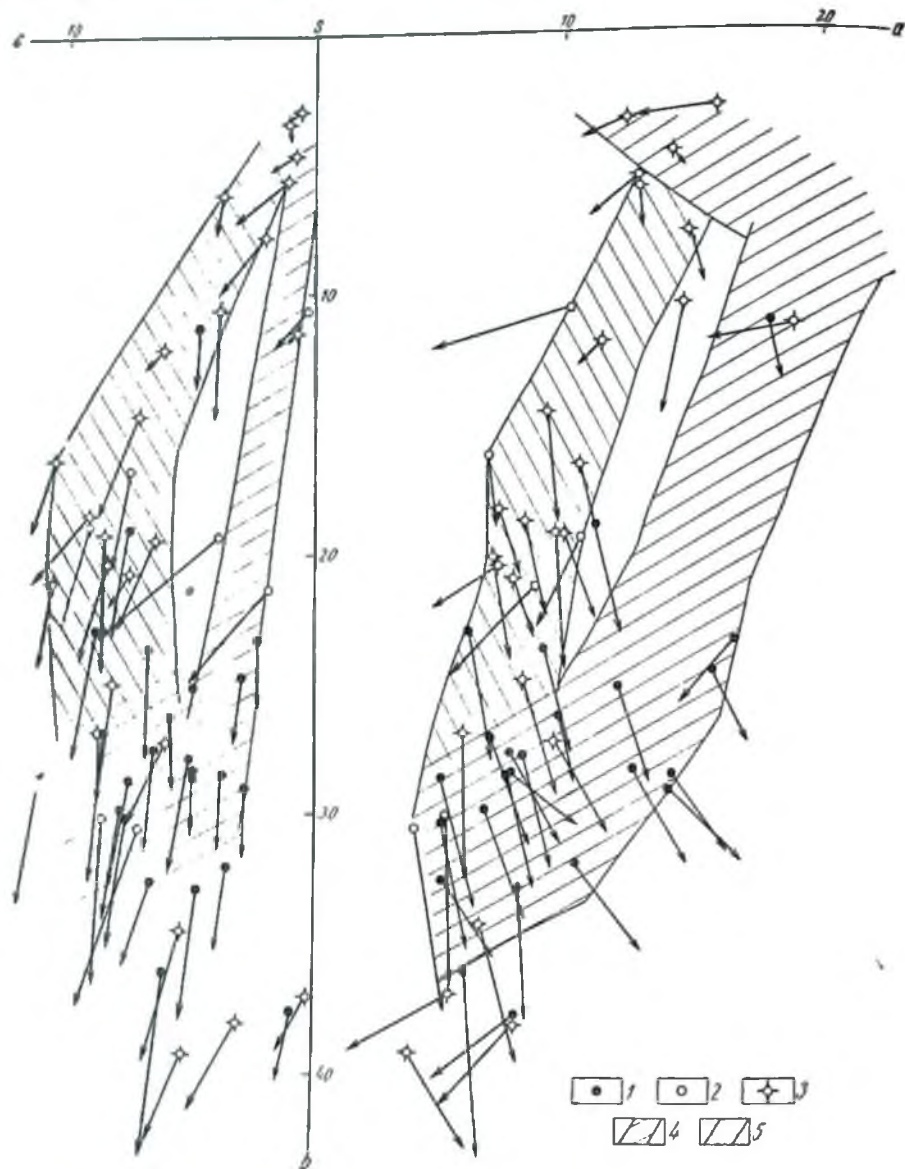


Рис. 44. Кембрийские эффузивы Тувы. По Т. Н. Ивановой (1963 г.)

1 — эффузивы спилит-диабазовой формации; 2 — эффузивы формации базальт-андезитовых и андезитовых порфиритов; 3 — кембрийские эффузивы Тувы (по Г. В. Пилусу, 1955 г.); 4 — вариационное поле нератофир-спилит-диабазовой формации; 5 — вариационное поле формации базальт-андезитовых и андезитовых порфиритов

например Актотракский и ряд массивов в урочище Хопсек, имеют площадь от 1 до 10 км². Массивы подчинены раннекембрийским отложениям и лишь в Восточной Туве (Южно-Тувинский пояс) крупные

интрузии гипербазитов площадью в несколько десятков квадратных километров размещаются среди отложений протерозоя.

Форма массивов — штоки, пластовые линзовидные тела, конкордантные с вмещающими кембрийскими породами. В протерозойские толщи они внедряются по разломам, часто в месте пересечения разломов различного направления.

В составе интрузий преобладают адогарцбургитовые серпентиниты, с которыми местами связана интенсивная асбестовосность. Встречаются серпентинизированные дуниты (Ужеский массив); в пределах Южно-Тувинского пояса гарцбургиты связаны переходами с оливинитами и дунитами; в крайних частях встречаются верлиты. В Шагонарском массиве И. М. Волохов (1956) установил трубообразные тела, сложенные гипербазитовыми брекчиями, которые считаются взрывными образованиями.

С гипербазитами тесно связаны соскюритизированные габбро и габбро-диориты, часто слагающие приконтатковые части массивов или секущие тела.

В первично расслоенном Ожигинско-Хутинском массиве Куртушбинского хребта наблюдается сложное чередование полос габброидного состава с полосами серпентинизированных перидотитов, пироксенитов и серпентинитов (В. Г. Богомолов и др.).

Массивные габбро Г. В. Пинус считает палингенными, перемещенными в верхние горизонты земной коры, где они секут гипербазиты.

Разнообразные соотношения базитов и гипербазитов позволяют относить базиты к различным генетическим типам.

Местами диабазы и микрогаббро преобразованы в гранат-хлоритовые (иногда с везувианом) и гранат-пироксеновые породы. Самы гипербазиты часто превращены в серпентин-актинолитовые, тальк-актинолитовые, тальк-карбонатные породы и талькиты. Серпентинизация сопровождается образованием во вмещающих толщах метасоматических микрокварцитов и лиственитов.

С гипербазитами связана асбестовая минерализация. Промышленным является Актотракское месторождение, представляет интерес Кускугское. В районе распространения гипербазитов в шлихах встречаются платиноиды.

Возраст интрузий актотракского комплекса определяется прорыванием ими ранне-среднекембрийских отложений и наличием их гальки в условно ордовикских конгломератах.

Интенсивная складчатость конца среднего — начала позднего кембрия сопровождалась интрузиями тангуольского комплекса (Кузнецов, Пинус, 1949; Пинус, 1961; Иванова, 1963) кварцдиорит-плаггиогранитовой формации. Они распространены в Восточном Тангу-Ола (см. рис. 41, X), в Восточной Туве (в зонах II, IX) и слагают Центрально-Тувинский батолит. Формирование крупных массивов сопровождается широким развитием ассимиляции и диортизации вмещающих пород, а также анатексиса и палингенеза, особенно в начале их становления.

Интрузии тангуольского комплекса формировались в три фазы. В первую образовались габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, реже пироксениты и перидотиты; наиболее распространены кварцевые диориты. Габбро и диориты являются главным образом метаморфически преобразованными вмещающими породами. В следующую фазу образуются гранодиориты, двуполовошпатовые граниты и плаггиограниты. К третьей фазе относятся биотит-мусковитовые граниты,

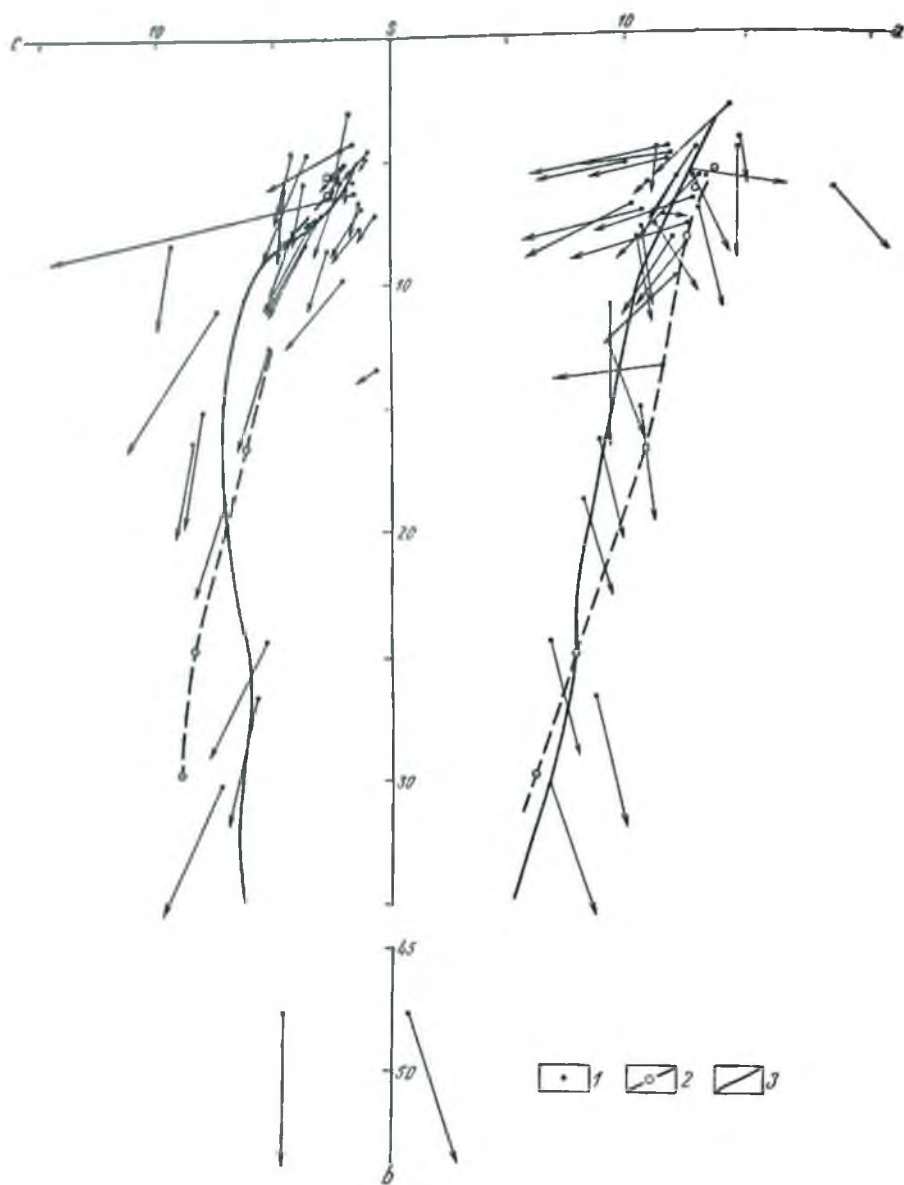


Рис. 45. Ташуольский комплекс. По Т. Н. Пивановой

1 — породы ташуольского комплекса, 2 — средние типы интрузивных пород по Дюлю, 3 — вариационная линия интрузивных пород ташуольского комплекса

мелкозернистые и порфировидные граниты, плагиограниты, часто с микропегматитовыми и микрографическими структурами. Небольшие массивы их и дайки секут породы более ранних фаз.

Размещение массивов зависит от ориентировки дизъюнктивных структур.

Жилые породы тануольского комплекса относятся к образованиям трех групп: 1) дайки микродиоритов, микрогаббро-порфиритов; 2) дайки микрогранитов, гранит-порфиритов, аплитов, пегматитов, кварц-полевошпатовые жилы; 3) дайки диабазовых и андезитовых порфиритов, габбро-диабазов, диабазов и лампрофиров. Первые две группы являются поздними производными магматического очага, с которым связано формирование крупных массивов гранитоидов. Расположение даек третьей группы контролируется системой дизъюнктивных нарушений; характерна их концентрация в пределах зон дробления. Генетическая связь даек с тануольским комплексом неясна.

Петрохимически основные породы тануольского комплекса отличаются от средних значений по Дэли меньшим количеством полевошпатовой извести; породы среднего и кислого состава, наоборот, богаче полевошпатовой известью и беднее щелочной полевошпатовой частью. Вариационная линия тануольского комплекса отвечает вариационному ряду щелочноземельной серии пород (рис. 45).

С тануольским комплексом связаны месторождения железа контакто-метасоматического типа, часто несущие и сульфидную минерализацию, меди, реже свинца и цинка; характерны шеселит, золото.

Возраст интрузий тануольского комплекса определяется тем, что они прорывают толщи нижнего кембрия с археоциатами, а гальки их состава повсюду в позднекембрийских конгломератах (В. А. Благоврагов, А. М. Данилевич и др.). Абсолютный возраст их по четырем аргонизационным пикам по слюде колеблется от 488 до 507 млн. лет, что относится к кембрию или началу ордовика.

Поздний кембрий — силур

Позднекембрийская складчатость замкнула осевые структуры каледонид с образованием областей ранней стабилизации. Почти одновременно с этим формировался новый глубокий прогиб на месте Западного Саяна (см. рис. 41, XIV) и пограничных с ним частей Северо-Западной Тувы. Прогиб имел черты периферических или флишевых геосинклиналей.

Замыкание флишевого прогиба происходило не одновременно. Длительно существующий прогиб, испытавший инверсию в конце силура, располагался в середине западной части структуры. В краевых частях его, прилегающих к сформированной в конце кембрия осевой геосинклинали, инверсия геотектонического режима относится к раннему ордовику.

В соответствии со «скользящим» во времени проявлением главной складчатости, замыкающей периферические структуры, меняется возраст складчатых интрузий в различных ее частях.

В флишевидных отложениях эффузивы распространены ограниченно. Они снова встречаются в поздних депрессиях, развивающихся уже с ордовика как на консолидированных частях периферических структур, так и на ранее замкнувшихся осевых структурах. Эффузивы представлены андезитовыми, диабазовыми порфиритами, липаритовыми порфирами, фельзитами, с преобладанием средних и кислых пород. Местами встречаются пластовые тела кварцевых порфиритов.

Большое сходство ордовикских и раннедевонских эффузивов дает повод В. А. Благоправову и др. вообще отрицать существование ордовикских эффузивов. Подтверждением их наличия в северо-восточной части Тувы служит абсолютный возраст фельзита района пос. Тора-Хема, равный 446 млн. лет, тогда как кварцевый порфир в районе р. Чаваша, залегающий среди красцветов с фауной ангарелл, имеет возраст 385 млн. лет. Он, вероятно, относится к интрузивным образованиям, возраст которых моложе вмещающей ордовикской толщи.

Интрузии времени развития и замыкания периферических или флишевых геосинклиналей принадлежат к двум группам, резко отличным

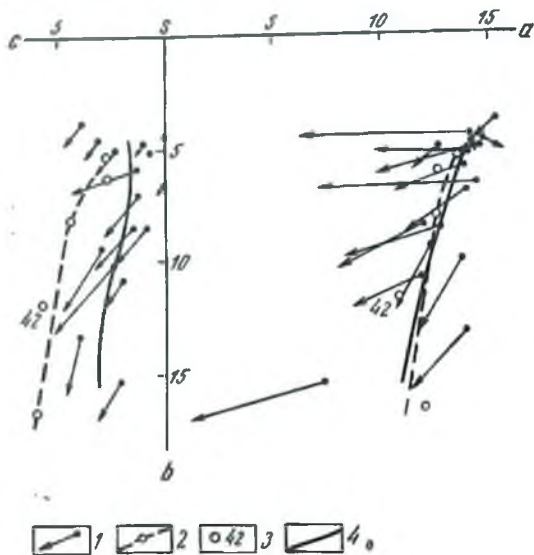


Рис. 46. Шапшальский комплекс:

1 — породы шапшальского комплекса, 2 — средние типы пород по Дяли, 3 — кварцевый диорит, 4 — вариационная линия пород шапшальского комплекса

преобладают красные граниты и граноспелиты, с небольшим количеством биотита и амфиболов, с редкой примесью сфена, апатита, циркона, оргита, монацита, иногда флюорита. Возраст гранитов по аргонным определениям 412 млн. лет. Они прорывают кембрийские и условно ордовикские отложения. Сюда же должны быть отнесены дайки кислото-состава таннуольского комплекса.

С комплексом послескладчатых интрузий и дайковых образований связаны рудопроявления железа, меди, реже цинка, свинца, вольфрама и молибдена. Значительная часть контактово-метасоматических месторождений железа в Туве связана именно с этой группой интрузий.

К образованиям второй группы относятся складчатые интрузии шапшальского комплекса, связанные с замыканием периферической геосинклинали Тувы. Интрузии в краевых частях структуры (шапшальский комплекс) более древние, чем тела центральных ее частей (большепорожский комплекс Западного Саяна).

Интрузии шапшальского комплекса рвут докембрийские сланцы и частично раннекембрийские толщи (Монгув-Тайгинский, Чынгекатский массивы, массивы Шапшальского хребта). В северо-восточной части Тувы

по положению в региональных структурах района, по размеру тел и петрохимической характеристике. К первой группе относятся проявления в зонах ранней стабилизации, ко второй — интрузии собственно периферической или флишевой геосинклинали, связанные с временем замыкания этих структур (зоны поздней стабилизации).

Интрузии первой группы включают в качестве наиболее древних членов послескладчатые образования, заканчивающие формирование таннуольского комплекса Тувы; распределение их контролируется разломами; такю Кызылдагский массив района р. Деспеп. В нем

они прорывают позднекембрийские песчаники и конгломераты, а также раннеордовикские толщи (интрузии Айнинской группы и Арзакский массив); для интрузий большепорожского комплекса на территории, граничащей с центральной частью Западного Саяна, вмещающими породами служат ордовикско-нижнесилурийские толщи.

Форма интрузий — линзовидные конкордантные тела, обычно вытянутые параллельно структурам вмещающих пород. Размер тел от сотен до тысяч квадратных километров. Интрузии многофазны; к образованиям первой фазы принадлежат диориты, реже габбро-диориты и габбро. Они целиком слагают некоторые массивы Айнинской группы и Арзакский массив в среднем течении р. Уюка. К следующей фазе относятся преобладающие гранодиориты, граниты; встречаются плагиограниты и сиенит-диориты. Чрезвычайно широко распространены породы порфиroidной и гнейсовидной текстуры.

Контакты между одновременно формирующимися породами разного состава постепенные, с диоритами и более основными породами первой фазы — секущие.

Дайковая серия шапшальского комплекса представлена лейкократовыми гранитами, гранит-порфирами, аплитами; встречаются дайки диабазов, жилы пегматитовые и кварц-полевошпатовые.

Формирование интрузий сопровождается ороговикованием, фельдшпатизацией, эпидотизацией, местами сканированием вмещающих пород. Широкий ореол изменений (до 6—8 км) наблюдается при пологом падении контактовых поверхностей под вмещающие толщи (западные контакты Чингекатской и Монгун-Тайгинской интрузий и др.).

При интенсивной фельдшпатизации резкие границы между гнейсовидными гранитоидами и измененными вмещающими породами отсутствуют.

Петрохимически породы шапшальского комплекса близки к речным типам пород по Дзюи ряда диорит — гранодиорит — гранит, отличаясь меньшим содержанием известковой полевошпатовой части (рис. 30).

Сравнение двух разновозрастных групп складчатых интрузий Тувы — тануольских и шапшальских — указывает на их принадлежность к различным формациям: кварцдиорит-плагиогранитовой для первой и гранит-гранодиоритовой для второй.

С шапшальским комплексом связаны незначительные проявления золота, железа, меди.

Девон — конец палеозоя

Конец силура и особенно девон характеризуются интенсивной эффузивной деятельностью в формирующемся Тувинском межгорном прогибе (XVI), с развитием лав и протокластитов формаций андезито-базальтовых и базальтовых порфиритов и лавитовых порфиров, распределяющихся в структурах различной мобильности. Интрузии девона относятся к следующим группам:

I. Интрузии интрагеоантиклиналей: 1) субвулканические интрузии и жерловые заполнения кислого состава (уюкский комплекс, по А. Н. Кену, В. И. Васильеву, В. В. Груза), сопряженные с такими же эффузивами в пределах интрагеоантиклинальных и менее мобильных частей интрагеосинклинальных структур поздней стадии развития складчатого пояса; 2) интрузии гранитов, часто батолитового размера, сюхольского комплекса.

II. Интрузии производных базальтовой магмы, сопряженные с формированием интрагеосинклинальных структур Тувинского межгорного

прогиба: 1) субвулканитические тела диабазового состава — трещинные заполнения подводящих каналов; 2) сложнодифференцированные интрузии — поздние производные базальтовой магмы; это представители габбро-снейтовой группы формаций.

Особо выделяются формации щелочных пород — наиболее поздних дифференциатов магматических очагов кислого и основного состава, развивающиеся в поздние стадии образования подвижного пояса.

Субвулканитические и малые интрузии фельзитов, кварцевых порфиров, гранит-порфиров тесно сопряжены с эффузивами и игнимбритами дацит-липаритового состава. Они распространены в южной и юго-западной окраинах Тувинского прогиба, в Восточной Туве и в ряде других мест. Они сложены пекки (площадью 1—4 км²), дайки, лакколиты (длиной до 25 км), пластовые тела, часть которых является корнями лавовых шалашей.

Кислые породы резко пересыщены глиноземом; калий в них преобладает над натрием, но иногда встречаются и обратные соотношения.

Возраст эффузивов и субвулканитических интрузий от раннего девона до живета.

Структурная позиция интрузий сютохольского комплекса определяется связью с интраэоантиклинальными структурами на поздних стадиях развития подвижного пояса и зависимостью от зон разломов, в том числе и глубинных, подновленных в девоне. Таков Хемчикско-Куртушибинский глубинный разлом, а на востоке Тувы — Восточно-Тувинские разломы.

Форма массивов — штоки и пологие пластообразные тела, дающие в современном эрозионном срезе огромные поля гранитов. Для зон глубинных разломов характерны штоки с крутыми контактами.

Местами наблюдается связь интрузий с липаритовых эффузивов.

В сютохольском комплексе преобладают микроклиновые граниты. Реже наблюдаются гранодиориты, диориты, а также щелочные граниты (с эгирином, рибекитом, арфведсоцитом) и граноснейиты, связанные постепенными переходами с микроклиновыми гранитами. Иногда они относятся к породам дополнительных интрузий и образуют в микроклиновых гранитах секущие дайки и пологие тела. Гранодиориты и диориты слагают приконтактные зоны массивов или принадлежат к образованиям ранних фаз.

Дайковые породы сютохольского комплекса многочисленны. Это граниты, щелочные граниты, гранит-порфиры, гранит-аплиты, аплиты, жилы пегматитов, кварц-пеллецинолатовые, кварцевые, кварц-флюоритовые.

Вокруг интрузий наблюдаются широкие зоны фельдшпатизации, грейзенизации, ороговикования, местами скарпирования.

С сютохольским комплексом связаны рудопроявления олова, вольфрама (шеелит, вольфрамит), молибдена, железа, меди, свинца, серебра, ванадия, частично золота, а также фторсодержащие минералы.

В качестве поздних производных магматических очагов развиваются малые щелочные интрузии (дайки, штоки, трубообразные, воронкообразные тела), с которыми связана редкометальная минерализация. Распространены они преимущественно в Восточной Туве (зоны II, IX). Эти интрузии можно отнести к представителям самостоятельной формации щелочных гранитов и нефеллиновых снейитов. Они объединяются в карадырский комплекс (Т. Н. Иванова) или в сборный сапгиленский комплекс. Характеристика его дается в очерке Е. Л. Бутаковой. Этот комплекс включает и щелочные производные базальтоидной магмы.

Петрохимически сютохольский комплекс близок среднему типу гранитов по Дэлю, отличаясь резкой пересыщенностью глиноземом. Возраст интрузий сютохольского комплекса определяется прорыванием «немых», условно раннедевонских отложений. По Г. М. Владимировскому, галька пород интрузий находится в отложениях эйфельского возраста, перекрывающихся фаунистически охарактеризованной живетской свитой (междуречье Алаша и Эдыгая), т. е. граниты являются доэйфельскими или внутриэйфельскими.

Абсолютный возраст гранитов по аргоновым определениям (валовые пробы) лежит в пределах 268—316 млн. лет (11 определений), что соответствует более молодому возрасту (карбон — пермь). Причины расхождения геологических и радиологических данных не установлены.

Большой разброс значений дают определения абсолютного возраста пород щелочных интрузий (нефелиновых снейтов, кварц-полевошпатовых пород) востока Тувы — от 400 до 165 млн. лет. Возможно, что щелочные интрузии формировались в течение длительного времени — от палеозоя до мезозоя включительно.

К поздним стадиям относятся субвулканические образования и малые интрузии производных базальтовой магмы, связанные с девонскими основными лавами Тувинского межгорного прогиба. А. П. Кривенко и А. Н. Павлов (1963, 1965) объединяют их вместе с кислыми породами в баянкольский эффузивно-интрузивный комплекс; А. Н. Кен и др. выделяют в самостоятельный чаданский комплекс. Т. Н. Иванова все основные интрузии объединяет в торгалыкский комплекс.

Среди девонских эффузивов преобладают диабазы, диабазовые порфириты и их туфы; местами большую роль играют андезиты, андезитовые порфириты и их туфы. Очень редко встречаются спилиты. Отмечается приуроченность эффузивов к краевой части Тувинской межгорной впадины. В центральной части они замещаются красноцветными порфиритами и алевролитами. В низах и верхах девонского разреза местами выявляются кислые эффузивы.

Субвулканические образования представлены диабазами, диабазовыми порфиритами, габбро-диабазами, габбро-диоритами, диоритами. Это силлы, штоки, дайки и подводящие каналы излияний. Они располагаются в зонах разломов среди девонских эффузивов и более древних образований.

Наиболее интенсивный вулканизм относится к раннему девону и в живетское время затухает.

В конце девона появляются интрузии перидотит-пироксенит-габбровой, габбро-диорит-диабазовой и щелочной граноспелит-снейтовой формаций (габбро-снейтовая группа формаций). К первой из них принадлежит массив горы Булки, на границе структур Западного Саяна и Тувы, в пределах зоны, полностью стабилизировавшейся к девону (см. раздел «Западный Саян»).

Одновременно, но в другой структурной обстановке, образуются интрузии торгалыкского комплекса. Это тела габбро-диабазового, габбрового, габбро-перидотитового, спелит-диоритового состава, с которыми в Туве связаны более поздние интрузии граноспелитов, снейтов, щелочных гранитов (интрузии улайского комплекса, по Т. Н. Ивановой). Для этих интрузий характерна приуроченность к разломам, окаймляющим и частично пересекающим мобильную в девоне структуру Тувинского межгорного прогиба. Связь с более древними разломами, активизированными в девонское время (например, зона на границе тувинских и западносаянских структур), проявляется слабее.

Массивы имеют форму даек, силлов и штоков площадью до 100 км² и меньше.

Характерной чертой торгалыкского комплекса является дифференцированность на две группы пород с отсутствием промежуточных разностей. Это группа габбро-перидотитов, габброндов (габбро-диабазов, габбро) и группы гранитов, граносиенитов.

В основной группе наблюдаются отклонения в сторону обогащенных щелочами пород. А. П. Кривенко, А. Н. Павлов отмечают интенсивное развитие альбитизации, кварцевания и кальциевого метасоматоза.

С торгалыкским комплексом связаны небольшие месторождения магнетита, иногда с апатитом; с интрузиями гранитов и граносиенитов связывают мышьяковые медно-никель-кобальтовые месторождения; с граносиенитовым улатайским комплексом — проявления сложной сидерит-флюорит-баритовой минерализации.

Не исключена возможность связи этих месторождений с зонами мезозойской активизации. Абсолютный возраст гранитов, граносиенитов в районах рудопоявлений колеблется в пределах 112—122 млн. лет (аргоновые определения; Т. Н. Иванова, Н. И. Полевая и др., 1961).

Возраст интрузии торгалыкского комплекса определяется прорывающим ими отложений верхнего довоя (Каргинский, Северо-Торгалыкский районы). По данным А. П. Кривенко и А. Н. Павлова, галка пород, похожих на породы торгалыкского комплекса, присутствует в раннекарбонových отложениях (р. Ишти-Хем).

Абсолютный возраст (аргоновые определения) сиенито-диоритов торгалыкского комплекса (р. Северный Торгалык) равен 339—353 млн. лет (Т. Н. Иванова, Н. И. Полевая).

К крайним членам дифференциационного ряда базальтовой магмы, а быть может, и к производным ультраосновной магмы можно отнести ийолит-уртитовую группу пород, ассоциирующуюся в пространстве с ультраосновными породами (пироксенитами). Массивы этих пород отмечаются в Восточной Туве — в бассейне р. Балыктыг-Хем и оз. Дахунур (массивы Дахунурский, Чикский). Большинство исследователей включает эти интрузии вместе со всеми щелочными образованиями Восточной Тувы в единый сангиленский комплекс. Т. Н. Иванова выделяет их в самостоятельный чикский комплекс.

Ийолит-уртитовые интрузии имеют эллипсоидальную форму и размер до 1—2 км². Они приурочены к разломам в центральных частях актиклинальных структур, сложенных допалеозойскими карбонатными отложениями. В составе массивов присутствуют уртиты, ийолит-уртиты, ийолиты, а также мельтейгиты — кальцит- и шорломитсодержащие щелочные породы, метасоматически образующиеся по ийолит-уртитовым породам. В Дахунурской интрузии значительную роль играют пироксениты — более ранние, чем ийолит-уртиты, образования.

Петрохимически ийолит-уртитовая группа пород близка к нефелинпироксеновым породам Гулинской, Ковдорской и других интрузий (избыток глинозема по отношению к щелочам, существенная роль кальция), но в тувинских массивах преобладают лейкократовые породы, что не свойственно типичным представителям ультраосновной щелочной группы (Кононова, 1957, 1961).

Все щелочные интрузии Тувы характеризуются сходным структурным положением и временем формирования в поздние стадии развития складчатого пояса. Размещение щелочных интрузий Восточной Тувы контролируется зонами разломов, образующих дугу, выпуклостью

обращенную к востоку. Заложение этих разломов относится к началу развития раннепалеозойской геосинклинали Тувы. Разломы разделяли структуры различной мобильности. С внешней стороны дуги располагалась позитивная область — область байкалид, переработанных каледонидами.

В зонах этих пограничных разломов вместе со щелочными интрузиями располагаются и более ранние интрузии кембрийских гипербазитов (Восточно- и Южно-Тувинские пояса).

Кайнозой

Кайнозойскими являются дайки базальтов, секущие угленосные юрские отложения в районе р. Чадана, а также молодые базальты Восточной Тувы.

В районе р. Бий-Хема выделяется площадь до 1500 км² распространения щитовых вулканов, составляющая часть обширной Монголо-Саянской вулканической области. Лавовые потоки вулканов центрального типа, слившиеся в покровы, образуют поля с кратеровидными понижениями, а также шлаковыми и лавовыми конусами.

Возраст базальтов и пирокластических образований, по одним данным, неогеновый, по другим — четвертичный (Лурье и Обручев, 1948; Гросвальд, 1965). Наиболее молодые образования (голоценов) наблюдаются в сохранившихся конусах.

В районе р. Каа-Хема и в других местах встречены долинные базальты, образующие потоки двух уровней, радиально расходящиеся от Восточно-Тувинского лавового поля. Потоки соответствуют нижней и верхней вулканоогенным толщам лавового поля. Четвертичные базальты Тувы характеризуются сравнительно высоким содержанием щелочей и относительно небольшим — кальция. Они относятся к трахибазальтовой формации.

Средне-позднепалеозойская щелочная формация Восточной Тувы и Восточного Саяна

Средне-позднепалеозойская щелочная интрузивная формация проявляется в Восточной Туве и Восточном Саяне неравномерно (позднее гранитоидных формаций тануольского и сюгхольского комплексов).

В Восточной Туве щелочные интрузии известны в трех районах: 1) нагорье Сангилен, 2) район верховьев рек Бий-Хем и Кызыл-Хем и 3) район верховьев рек Ак-Суг, Кижин-Хем и Катун (южный склон Восточного Саяна) (см. рис. 41; зоны II, IX).

Группа щелочных интрузий располагается у западного окончания Восточного Саяна (Лучицкий, 1959). Многочисленные массивы щелочных и субщелочных пород встречаются на северном склоне Восточного Саяна, от бассейна р. Агула до бассейна р. Оки.

Здесь характеризуются щелочные интрузии Восточной Тувы и западного окончания Восточного Саяна; щелочные породы северного склона Восточного Саяна описаны в другом разделе.

Возраст щелочных интрузий с достаточной точностью не установлен, так как щелочные породы интродуцируют «немые» толщи протерозойского и раннепалеозойского возраста, а соотношения их с отложениями девона неясны.

Определения абсолютного возраста восточнотувинских щелочных интрузий указывают на присутствие среди них двух возрастных групп:

1) с возрастом 370—400 млн. лет, т. е. девонских; 2) с возрастом 268—240 млн. лет, т. е. пермских до границы с триасом (данные Е. Л. Бутаковой, Р. М. Япшиной и Г. В. Махина, а также С. И. Зыкова, Н. И. Ступняковой, А. С. Павленко, 1961). Р. М. Япшина сообщает и о более высоких значениях — до 550 млн. лет.

Распространение щелочных пород приурочено к ранним каледонидам, испытавшим инверсию в кембрий и в среднем палеозое представляющим собой уже консолидированные структуры. Наиболее интенсивно проявился щелочной магматизм в западной части Монголо-Тувинского срединного массива (Сангилене).

Устанавливается тесная связь щелочного магматизма с разрывной тектоникой, с глубинными разломами по границе каледонид с байкалидами или ранних и поздних каледонид (Восточная Тува), или ограничивающих средне-позднепалеозойские впадины (западное оковчание Восточного Саяна). Наиболее крупные и сложно построенные щелочные массивы приурочены к пересечениям разломов. Большинство щелочных массивов Восточной Тувы является трещинными интрузиями. В пределах Тувинского срединного массива, на Сангилене, известны также штокообразные, трубообразные, воронкообразные тела (интрузии центрального типа). Контакты щелочных массивов большей частью имеют крутое падение. В щелочных и особенно в нефелиновых снейтах обычно превосходно выражены текстуры течения, а иногда и первичная расслоенность (массив Дугду и др.).

Большинство щелочных массивов относится к дискордантным интрузиям с конформной и дисгармоничной внутренней структурой.

Размеры массивов сильно варьируют — от нескольких сот квадратных метров до нескольких десятков квадратных километров (Дугду, Катунь, Коргере-Даба и др.). В редких случаях встречаются более крупные щелочные интрузии (например Кыдыросская площадью около 150 км²).

Щелочная формация Восточной Тувы создавалась в несколько фаз. В первую фазу образовались нефелиновые снейты, во вторую — щелочные и субщелочные снейты, в третью фазу — щелочные и субщелочные граниты и граноснейты. Каждая фаза сопровождается дайками и жилами пород близкого состава: различных нефелиновых снейтов и снейт-порфиров (первая фаза), щелочных и субщелочных снейтов и снейт-порфиров, щелочных гранитов, щелочных лампрофиров и пегматитов.

На Сангилене с нефелиновыми снейтами ассоциируют бесполовошпатовые щелочные породы: пёолиты, мельтейситы, уртиты, которые, вероятно, представляют собой самостоятельную интрузивную фазу.

В составе щелочной формации наиболее распространены щелочные и субщелочные снейты. Нефелиновые снейты широко развиты лишь на Сангилене.

В минеральном составе щелочных и субщелочных снейтов и гранитов преобладает калинатровый полевой шпат, обычно пертитовый микроклин. Цветные минералы щелочных снейтов представлены гастингситом, леуцидомеланом, эгприн-диопсидом или эгирином; изредка встречается файлит. Цветные минералы субщелочных снейтов — субщелочная роговая обманка, биотит, диопсид. Характерным для щелочных гранитов является рибекит.

Минеральный состав нефелиновых снейтов и ювитов более разнообразен. Первичные минералы этих пород: нефелин, микроклин-пертит, гастингсит, арфведсонит, эгирин-геденбергит, эгирин, леуцидомелан. Типичные цветные минералы бесполовошпатовых щелочных пород, по В. А. Ко-

ионовой (1962), эгирин-ферриавгит, титанистый ферриавгит, авгит и эгирин. В результате автометасоматоза, особенно широко проявившегося в бесполовошпатовых породах и меньше в нефелиновых сyenитах, образуются содалит, шорломпит, канкринит, альбит, рибекит. Встречаются редкометаллические минералы, которые концентрируются в щелочных пегматитах и альбититах (Кудряв, 1962), обычно залегающих в самих щелочных интрузиях или в их экзоконтактах.

Сопутствующий интрузиям нефелиновых и щелочных сyenитов калиевый и натровый метасоматоз вызывает калишпатизацию, биотитизацию и альбитизацию вмещающих пород. Особенно часты эти изменения в основных породах таннуольского комплекса.

Чрезвычайно интересны ассоциирующие с интрузиями бесполовошпатовых щелочных пород контактово-метасоматические силикатно-карбонатные породы (нефелин-кальцит-пироксеновые) — щелочные кальцифиры, по Р. М. Яшиной (1957, 1963).

В щелочной формации преобладают недосыщенные до слабо насыщенных кремнекислотой щелочные с колеблющимися соотношениями натрия и калия, большей частью лейкократовые породы. На Сангиле преимущественно развиты породы от лейкократовых до меланократовых, резко недосыщенные кремнекислотой и сильно обогащенные щелочами, главным образом натрием.

Типоморфными для щелочной формации элементами-примесями являются барий, цирконий, ванадий, гафний и др. (Павленко, 1963). Накопление некоторых редких элементов в постмагматических образованиях щелочной формации, преимущественно в пегматитах и альбититах, обуславливает основное практическое значение щелочной формации Восточной Тувы и Восточного Саяна.

Локальные проявления щелочного магматизма завершают длительное и сложное развитие магматизма каледонской складчатой области. Непосредственными предшественниками щелочных пород являются широко распространенные граниты — лейкократовые и аляскитовые сюхольского комплекса и его аналогов, составляющие гранитовую формацию поздней стадии развития складчатой области. Щелочная формация несомненно связана с предшествующей гранитовой близостью возраста, общностью структурно-фациальных условий образования и геохимических черт. Однако приуроченность щелочных пород к наиболее стабильным структурам геосинклинальной области и к наиболее позднему периоду их развития, а также петрографическое и химическое своеобразие этих пород дают основание для выделения их в самостоятельную генетическую ассоциацию.

Образование щелочной формации сопряжено с активизацией глубинных разломов, по которым поднималась остаточная после длительного развития гранитоидных магматических очагов, обогащенная щелочами магма.

На примере щелочной формации Восточной Тувы и Восточного Саяна с очевидностью устанавливается, что чем длительнее был период относительного тектонического покоя после завершения складчатости и чем значительнее была консолидация складчатых структур, тем более щелочной характер приобретала остаточная магма. Именно такой вывод следует из сопоставления резко недосыщенных кремнекислотой и обогащенных щелочами пород среднего массива (Сангиле) со значительно более кремнекислыми и менее щелочными членами формации, распространенными в менее стабильных структурно-фациальных зонах региона.

Западный Саян

Магматизм Западного Саяна принадлежит к двум структурным этапам: допалеозойскому и каледонской складчатости.

В геологическом строении Западного Саяна выделяются следующие структурно-формационные зоны (см. рис. 41): Северо-Саянская (XIII) и Куртушибинская (XII), относящиеся к зонам ранней (средне-позднекембрийской) стабилизации; Западно-Саянская (XVI) зона поздней (ранне- и поадвесилурийской) стабилизации каледонид в Джебашский выступ допалеозойского складчатого фундамента (III). Зоны ограничены длительно развивавшимися глубинными разломами.

Протерозой

Древнейшие проявления магматизма в Западном Саяне относятся к протерозою. В составе джебашской сланцевой серии встречаются кварц-альбит-актинолитовые, альбит-эпидот-актинолитовые и другие сланцы, возникшие в результате метаморфизма эффузивов и туфов основного и среднего состава. Сведения об этих породах весьма скудны.

Ранний — начало среднего кембрия

Ранние стадии развития Западно-Саянской геосинклинали характеризуются интенсивной вулканической деятельностью.

В раннем кембрии в Северо-Саянской и Куртушибинской структурно-формационных зонах накапливаются толщи, сложенные спилитами, диабазами, кварцевыми кератофирами, кератофирами, туфами и туфобрекчиями разного состава, относящимися к кератофир-спилит-диабазовой формации. В Северо-Саянской зоне они образуют полосу шириной от 8—10 до 35 км и длиной до 450 км. Общая мощность их здесь достигает 6500 м.

Частая перемежаемость эффузивов различного состава и быстрая смена пород по простиранию свидетельствуют, по-видимому, об извержениях центрального типа. Количественные соотношения пирокластических образований с лавами варьируют в широких пределах. Обычно туфы и лавобрекчия кварцевых кератофиров и кератофиров приурочены к основанию лавовых потоков. Широко развиты шаровые спилиты, присутствие в разрезе линз известняков, кремнистых сланцев и яшм со спилитами губок указывают на подводный характер извержений.

Вверх по разрезу количество эффузивов и пирокластических образований быстро убывает, спилиты и кератофиры сменяются диабазовыми и андезитовыми порфиритами, а среднекембрийские толщи сложены уже почти исключительно осадочными породами.

Вторичные изменения ранне- и среднекембрийских образований типичны для зеленокаменной фации метаморфизма.

Химизм пород кератофир-спилит-диабазовой формации характеризуется пониженной щелочностью по сравнению со стандартными сериями, а также высоким отношением натрия и калия (рис. 47).

Манский комплекс (см. табл. 11) является представителем габбро-плаггиогрантовой формации. Массивы его приурочены к Северо-Саянской структурно-формационной зоне, вытянуты вдоль нее в северо-восточном направлении полосой более 200 км в длину по границе с Северо-Саянским глубинным разломом. Формирование комплекса по времени следует за

образованием раннекембрийских и эффузивных пород. Длина массивов колеблется от первых километров до 50—60 км при ширине от сотен метров до 8—10 км. Майнский, Табатский и ряд других массивов приурочены к ядрам раннекембрийских антиклиналей. Несмотря на ориентировку

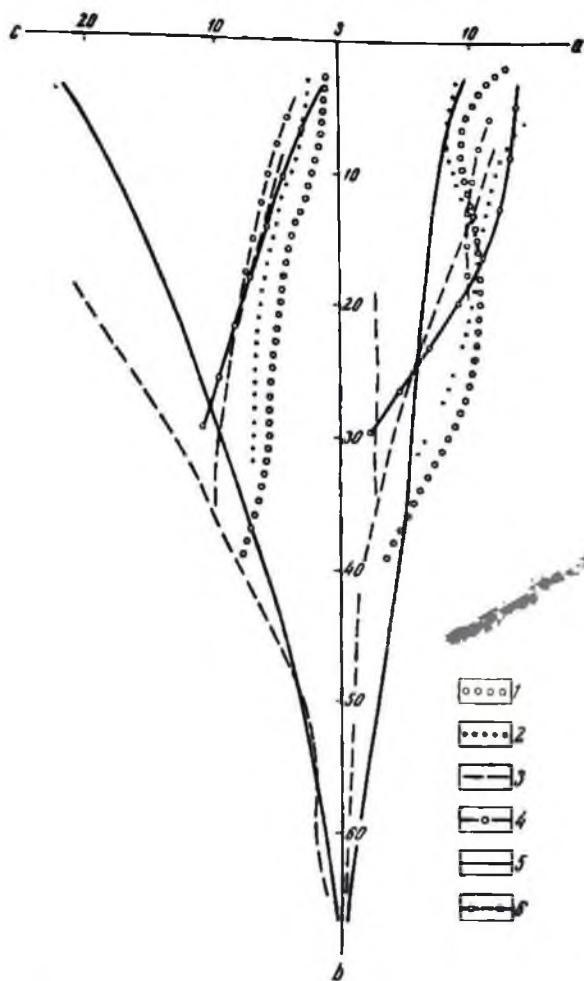


Рис. 47. Магматические породы Западного Саяна:

1 — силлит-кратофировый комплекс раннего кембрия, 2 — майнский габбро-диабазогранитовый комплекс, 3 — лысогорский перидотит-габбровый комплекс, 4 — большепорожский комплекс гранитоидов, 5 — будицкий комплекс габбро-апортозитов, 6 — джойский комплекс гранитоидов

массивов в направлении структур вмещающих пород, они в большинстве случаев являются дискордантными и имеют секущие контакты с породами рамы. Внутренняя тектоника массивов выражается в возникновении узких зон интрузий на вмещающие породы выражающих в возникновении узких зон эпидотизации, хлоритизации и окварцевания, не превышающих первых сотен метров.

Возраст интрузий определяется прорыванием ими образований раннего кембрия и наличием гальки плагногранитов в конгломератах среднего кембрия.

Большинство массивов маньского комплекса многофазны. Согласно В. И. Смышляеву (1963), Египейский (Маньский) и Верхне-Сейский массивы сформировались в пять фаз. В первую фазу интродировали габбро и габбро-нориты; во вторую — плагнограниты и гранодиориты, составляющие большую часть массивов; породы третьей, четвертой и пятой фаз представлены биотитовыми плагногранитами, гравофирами, пегматитами и дайковыми микрогранитами.

Характерной особенностью комплекса является наличие гибридных пород, возникших в результате переработки габброидов первой фазы под воздействием плагногранитов второй фазы. В разной степени ассимплрированные ксенолиты пород первой фазы относятся к своеобразным диоритоподобным породам с реликтами структур и минералов исходных основных пород.

Химизм маньского комплекса характеризуется малым количеством щелочей, с резким преобладанием натрия и высоким содержанием свободной кремнекислоты в гранитоидах. Ограниченно развиты плагнограниты с повышенной щелочностью, выделяющиеся в самостоятельную ветвь дифференциации. Элементы-примеси — марганец, никель, кобальт, титан, ванадий, медь, цирконий, галлий, барий и скандий.

С маньским комплексом связана медная и реже полиметаллическая минерализация, а также железорудные месторождения гидротермально-метасоматического типа (Богацкий, 1959).

Актовракский комплекс относится к душит-гарцбургитовой формации ранних стадий развития подвижных поясов. Массивы его образуют Западно-Саянский гипербазитовый пояс, состоящий из трех ветвей. Две из них — Куртушибинская и Северо-Саянская — обрамляют структуру Западного Саяна и приурочены к глубинным разломам, отделяющим Западный Саян от смежных крупных структур Тувы, Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна. Третья ветвь отделяется от Северо-Саянской и прослеживается вдоль Борусского грабена с северо-востока на юго-запад.

Наиболее крупные массивы (до 40—45 км в длину при ширине около 5 км) сосредоточены в Куртушибинской и Борусской ветвях пояса. Массивы Северо-Саянской ветви имеют меньшие размеры, не превышая в длину 10—15 км. С северо-востока на юго-запад наблюдается уменьшение количества массивов и их размеров.

Интрузии актовракского комплекса приурочены к раннекембрийским образованиям и лишь изредка встречаются среди сланцев протерозоя. Они образуют цепочки или серии куллисообразно расположенных тел, причем ширина полосы с выходами гипербазитов не превышает 20 км. Несмотря на совпадение ориентировки интрузий с направлением складчатых структур региона, массивы дискордантны. Контактное воздействие их на вмещающие породы незначительно. Часто контакты массивов являются тектоническими.

Возрастное положение комплекса определяется прорыванием его массивами раннекембрийских образований. Галька гипербазитов встречается в конгломератах среднего кембрия. По данным Н. П. Хераскова (1963) и Л. И. Зоненшайна (1963), породы комплекса прорывают и условно среднекембрийские отложения.

Ультраосновные интрузии Западного Саяна интенсивно серпентинизированы. Непременные породы встречаются лишь в центральных.

частях крупных массивов. Это дуниты, пироксениты, перидотиты. В ряде массивов установлено полосчатое распределение пород и воронкообразная внутренняя структура массивов (Добрецов, 1962; Бобров, 1964). С ультраосновными интрузиями пространственно связаны обычно более поздние тела габбро, габбро-диоритов и габбро-амфиболитов. По мнению Г. В. Пинуса (Пинус и др., 1958), часть габброидных пород возникла в результате палингенеза при внедрении ультраосновного расплава.

В химическом составе ультраосновных пород отношение молекулярных количеств магния к железу обычно выше 7. Типично почти полное отсутствие титана, щелочей и кальция. Из элементов-примесей наиболее характерен никель (до 0,1—1%); обычные марганец, кобальт, ванадий, хром, медь, цинк, реже скандий, цирконий, свинец, галлий и барий.

С массивами ультраосновных пород в Западном Саяне связаны проявления асбеста, талька, хромита, никеля и платиноидов.

Лысогорский комплекс является представителем перидотит-пироксенит-габбровой формации. Четыре массива его находятся в западной части Северо-Саянской зоны, у глубинных разломов на сочленении кембрийских структур различной мобилности. Интрузии частью резко несогласные, частью согласные. Размеры массивов не превышают первых десятков квадратных километров. Форма их лополитообразная, воронкокопическая или линзообразная. Контактный метаморфизм проявлен незначительно; ширина контактового ореола не превышает сотни метров.

Возраст лысогорского комплекса определяется тем, что его массивы прорывают ранне-среднекембрийские образования, а сами рвутся мелкими телами плагногранитов.

По мнению исследователей, это доскладчатые интрузии. Т. Н. Иванова считает их послескладчатыми образованиями зон ранней стабилизации каледонид; прорывающие их плагнограниты отнесены ею к интрузиям большепорожского комплекса.

В составе лысогорского комплекса известны дуниты, гарцбургиты, лердолиты, верлиты, шрисгеймиты, вебстериты, дпаллагиты, алливалиты, эвкриты, нориты, габбро-нориты, роговообманковые габбро, анортозиты, горнблендиты, биотитсодержащие габбро, диориты и кварцевые диориты. Породы образуют ритмически перемежающиеся слои со сменой ультраосновных пород основными и средними от подошвы к кровле массивов (снизу вверх). Внутренняя структура массивов чащеобразная, полосчатость всегда наклонена к центру интрузий под меньшими углами, чем наклон контактовых поверхностей массивов. Согласно И. М. Волохову и В. М. Иванову (1963), разнообразие состава пород и внутренняя структура массивов обусловлены дифференциацией расплава в магматической камере. Характерными особенностями лысогорского комплекса являются малая железистость цветных минералов и высокая основность плагноклазов.

Химический состав пород (см. рис. 47) характеризуется почти исключительно натровым составом щелочей. Ультраосновные породы от близких к ним гипербаазитов актоврацкого комплекса отличаются более низким отношением магния к железу, не превышающим 5,5. Основные породы (например в Аталыкском массиве) часто весьма богаты полевошпатовой известью, что выражается в появлении на диаграмме по А. Н. Заварицкому ветви с высокими значениями с.

Элементы-примеси в породах лысогорского комплекса почти те же, что и в актоврацком, — марганец, никель, кобальт, ванадий, хром,

медь, свинец, цинк, цирконий, скандий; присутствует титан, не характерный для актоврацкого комплекса; отмечается повышенное по сравнению с кларковым содержание кобальта и обогащенность пород придонной части массивов сульфидным никелем.

Конец среднего кембрия — силур

С конца среднего кембрия по силур включительно в средней стадии развития складчатой области в осевой части Западного Саяна происходит интенсивное прогибание и накопление мощных флишеидных толщ. Лишь в северной части зоны в небольшом количестве появляются диабазы и диабазовые порфиры. С нижней Западно-Саянской зоны поздней стабильности каледонид связывается формирование гранит-гранодиоритовых интрузий большепорожского (онинского) комплекса. Массивы его приурочены к осевой части Западно-Саянской и Северо-Саянской зон, к области развития раннекембрийских и протерозойских образований.

Размеры массивов достигают нескольких десятков квадратных километров. Крупнейшим является Онинский массив, который при поперечнике 10—20 км вытягивается в широтном направлении на 80 км. Контакты массивов резкие, как согласные, так и секущие. В ряде случаев наблюдается последняя инъекция во вмещающие породы, сопровождающаяся образованием контактированных диоритов. Контактный метаморфизм вмещающих пород выражается в образовании вокруг интрузий зон биотит-кордиеритовых, кварц-эпидот-актинозитовых и других роговиков; мощность зон достигает первых километров.

Нижняя возрастная граница комплекса определяется прорыванием интрузивными толщ раннего силура. Верхняя граница условна. Интрузии большепорожского комплекса прорываются гранитами ранне-среднедевонского джойского комплекса. Абсолютный возраст, определенный аргонным методом по биотиту, для Онинского массива равен 413 млн. лет (Н. П. Полева), что соответствует силуру.

В составе большепорожского комплекса развиты габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, двуполовошпатовые граниты, плагиограниты и граппиты, причем наиболее распространены гранодиориты, кварцевые диориты. Характерно зональное строение массивов со сменой основных пород кислыми от периферии к центру и наличие первичных плоскостных и линейных структур. Для ряда массивов установлено двухфазное или трехфазное образование (Слизинский, Большепорожский и др.). Поздние фазы представлены более кислыми породами.

В отличие от близких по составу пород маньского комплекса породы большепорожского комплекса богаче микроклином.

Химический состав пород (см. рис. 47) типичен для нормального щелочноземельного ряда. От сходных пород по Дэлл гранодиориты и граппиты большепорожского комплекса отличаются меньшим содержанием щелочей, большим количеством полевошпатовой извести и большими значениями параметра n . Из элементов-примесей присутствуют марганец, никель, кобальт, титан, цирконий, медь, галлий, барий и др.; реже встречаются свинец, скандий, хром и цинк. Связь с массивами большепорожского комплекса эндогенной минерализации изучена недостаточно.

Девон

К поздним стадиям развития в Западном Саяне относится возобновленная магматическая деятельность, начавшаяся с накопления кызылбулакской вулканогенной серии раннего — среднего девона. Эти породы сохранились лишь в узких грабенах и мульдах, приуроченных к зонам долгоживущих глубинных разломов. Наиболее полный разрез серии представлен в Усинской, Шугурской и Чулкасинской грабен-синклиналиях (XV и др.) вдоль Куртупинбинского глубинного разлома. Отдельные тектонические клинья девонских вулканогенных пород встречаются вдоль разлома, отделяющего Джебашский выступ от Западно-Саянской структурно-формационной зоны.

Возраст эффузивно-осадочных толщ юго-западной части Западного Саяна раннедевонский. Они залегают на отложениях позднего силура и перекрываются осадками среднего девона. В остальной части региона вулканическая деятельность охватывает ранний девон и начало среднего девона.

Мощность вулканогенно-осадочных образований в Западном Саяне достигает 2000 м. В районе Усинской котловины в составе кызылбулакской серии в нижней ее части преобладают основные и средние эффузивы (лабрадоровые и пироксеновые андезитовые порфириты и их туфы), в верхней — кислые (кварцевые порфириты, кварцевые альбитофириты, фельзиты, туфы). Состав и характер перемежаемости эффузивов и пирокластических пород резко варьируют, но в общем в разрезах вулканогенных толщ преобладают кислые эффузивы и их туфы. Извержения были как трещинного, так и центрального типа и происходили в аэральской или субаэральской обстановке. В разных частях региона количественные соотношения между вулканогенными и красноватыми кластическими породами меняются, но обычно преобладают первые.

Вторичные изменения эффузивов и туфов имеют лишь автометаморфический характер.

Джойский комплекс широко развит в Западном Саяне. Большинство массивов приурочено к Западно-Саянской структурно-формационной зоне, где они образуют цепочки крупных тел, вытянутые вдоль главных складчатых и разрывных структур. Реже гранитоидные патрузли встречаются в Северо-Саянской и Куртупинбинской зонах, а также в пределах Джебашского докембрийского выступа.

Интрузии типично послескладчатые, резко несогласные со структурами вмещающих толщ. Размеры их от весьма небольших до крупных площадью в несколько сот квадратных километров. Форма интрузий — штоки и дайки, межформационные плутоны и лакколитообразные тела. Контакты, как правило, резкие. Лишь в редких случаях наблюдается послонная инъекция во вмещающие отложения с образованием контактно-интрузивных пород диоритового состава. Контактный метаморфизм вмещающих пород выражается в образовании зон ороговидкования, мощность которых вокруг крупных массивов может достигать 1—2 км. В зоне экзоконтакта метаморфизм иногда достигает прорексен-роговиковой фации, обычно же отвечает роговообманково-роговиковой или альбит-эпидот-роговиковой фации.

Возраст комплекса определяется тем, что ряд массивов, в том числе такие крупные, как Буйбинский, Копейский, Чоор-Ганыгский, Мунгашакский и др., прорывают ранне-среднедевонские вулканогенные образования, а гальки гранитов находятся в средне- и позднедевонских

конгломератах. Абсолютный возраст гранитов Джойского массива, определенный аргонным методом (И. П. Полевая, ВСЕГЕИ,) по биотиту и анортотлазу, равен 325—350 млн. лет, что отвечает девону.

Массивы джойского комплекса разделяются на три группы. Первую составляют Джойский, Сабинский, Шенпир-Тайгипский и другие массивы, сложенные почти исключительно порфиroidными биотитовыми гранитами. Массивы второй группы — Чоор-Гапыгский, Узун-Сукский, Курумысский, Коленский и др. — характеризуются сложным составом и зональным строением; центральные части их сложены гранитами, которые к контактам постепенно сменяются грациодоритами, диоритами и иногда габбро. К массивам третьей группы относятся Буйбинский, Тукулукский, Комжарский, массив Березового Таскыла и др. Они являются сложными многофазными интрузиями, в составе которых участвуют породы от габбро до аляскитовых гранитов. В некоторых массивах (например Буйбинском) встречаются щелочные граниты и сyenиты, но количество их невелико. Количество фаз и количественные соотношения пород различного состава в разных массивах различные. Породы первых фаз всегда наиболее основны. В большинстве массивов второй и третьей групп преобладают биотитовые порфиroidные граниты, аналогичные породам в массивах первой группы.

Характерными чертами гранитов являются их порфиroidность (февокристаллы анортотлаза или ортоклаза достигают 2—4 см), а также больший идиоморфизм кварца к калинатровому полевому шпату.

Химизм джойского комплекса типичен для пород нормального ряда. От близких по составу пород более ранних комплексов они отличаются большей ролью калия и связью с комплексом рудопоявлений молибдена, вольфрама, олова, висмута и ниобия, практически не встречающихся с гранитами большепорожского и маньского комплексов. С массивами джойского комплекса, кроме того, связаны рудопоявления меди, свинца и серебра.

Булквинский комплекс представлен Булквинским и Сыдыгским массивами в крайней северо-восточной части Западного Саяна, в области сочленения структур его со структурами Восточного Саяна и Северо-Восточной Тувы. Оба массива приурочены к зоне пересечения Северо-Саянского и Куртушибинского глубинных разломов. По отношению к складчатым структурам кембрийских и ордовикских отложений они дискорданти и являются типичными представителями послескладчатых интрузий.

Интрузии булквинского комплекса имеют размеры в несколько десятков квадратных километров. Форма их воронкообразная. Контакты с вмещающими породами резкие, секущие. Контактный метаморфизм вмещающих пород выражается в образовании зоны пироксен-плагноклазовых, биотит-плагноклазовых, актинолит-эпидотовых и других роговиков. Ширина зоны ороговивания — несколько сот метров.

Возраст комплекса определяется прорыванием Булквинским массивом позднекембрийской — раннеордовикской свиты, а по данным Ю. М. Коллеганова, С. П. Боброва и других исследователей, и ордовикской свиты. Верхняя возрастная граница комплекса не установлена.

В массивах булквинского комплекса развиты оливиниты, пироксениты, троктолиты, габбро, габбро-иориты, анортозиты, габбро-диориты. В Булквинской интрузии преобладают лейкократовые породы, в Сыдыгской — больше распространены ультраосновные, что, вероятно, связано с большей глубиной ее эрозионного среза.

Характерной чертой Булжинской интрузии является хорошо выраженная первичная расслоенность, с мощностью слоев от 1 см до первых метров. В верхней 3-километровой части вертикального разреза массива развиты преимущественно анортозиты и троктолиты. Нижняя часть сложенная перемежающимися оливиновыми габбро, габбро-анортозитами и габбро-поритами. Внутренняя структура тела чашеобразная, с падением первичной слоистости к центру его и с горизонтальным залеганием слоев в центре. Формирование Булжинской интрузии протекало в условиях гравитационного фракционирования твердой фазы. Характерной чертой является свежесть пород, незначительное проявление процессов метаморфизма и метасоматоза.

Химизм пород (см. рис. 47) булжинского комплекса характеризуется недосыщенностью кремнекислотой, высоким содержанием кальция, алюминия и титана, что выражается в основном плагиоклазе (до битовнита и анортита), наличии титаномагнетита. Элементы-примеси: марганец, никель, кобальт, титан, ванадий, хром, цирконий, медь, галлий, цинк, барий, скандий.

Титан в породах Булжинской интрузии концентрируется в плагиоклазе, титаномагнетите, менее — в роговой обманке. Наиболее высокие содержания рудных минералов наблюдаются в нижней части разреза интрузии, в меланократовых разновидностях габбро-поритов, габбро и оливиновых габбро.

Горный Алтай

Горный Алтай представляет собой западную часть каледонид (см. рис. 41, зоны VI, XVII—XXI) Алтае-Саянской области. В каледонском тектоно-магматическом цикле выделяют: 1) поздний протерозой — средний кембрий — доинверсионная ранняя стадия и складчатые интрузии времени замыкания зон ранней стабилизации, 2) поздний кембрий — силур — средняя инверсионная стадия замыкания зон поздней стабилизации и 3) девон — ранний карбон — поздняя постинверсионная стадия развития каледонид с наложенной герцинской активизацией (см. табл. 11).

В срединных массивах в пределах каледонид обнажаются более древние магматические породы, относящиеся к байкальскому тектоно-магматическому циклу. В восточной части Теректинского (VII) выступа позднепротерозойский интрузивный комплекс представлен двумя массивами гранитоидов — Турундинским и Бертекемским. К этому же комплексу условно относят мелкие акмолитовые тела Чульчинского и Телецкого (VI) выступов. Интрузии согласны с вмещающими их сланцами, ороговикованными и местами мигматизированными. Среди отложений, более молодых, чем теректинская свита, интрузии не встречаются. Абсолютный возраст гранитоидов по определениям аргоновым методом 560—616 млн. лет (Н. И. Полевая, ВСЕГЕИ и др.). Турундинский и Бертекемский массивы сложены диоритами и кварцевыми диоритами (первая фаза), мясо-красными диоритовыми гранитами и кварцевыми диоритами (вторая фаза), аляскитами и плагиогранит-порфирами (третья фаза).

Поздний протерозой — средний кембрий

От позднего протерозоя до середины кембрия происходили излияния основных лав и внедрялись гипербазиты, габбро, кварцевые диориты и плагиограниты.

Вулканические излияния происходили в геосинклинальных прогибах Бийско-Катунской (XIX), Уйменско-Лебедской (XVII), Восточно-Алтайской (XIII, южная часть) и Алуинско-Чуйской (XVIII) структурно-формационных зон. Эффузивы слагают не менее четверти разреза отложений позднего протерозоя — среднего кембрия, чередуясь с известняками,

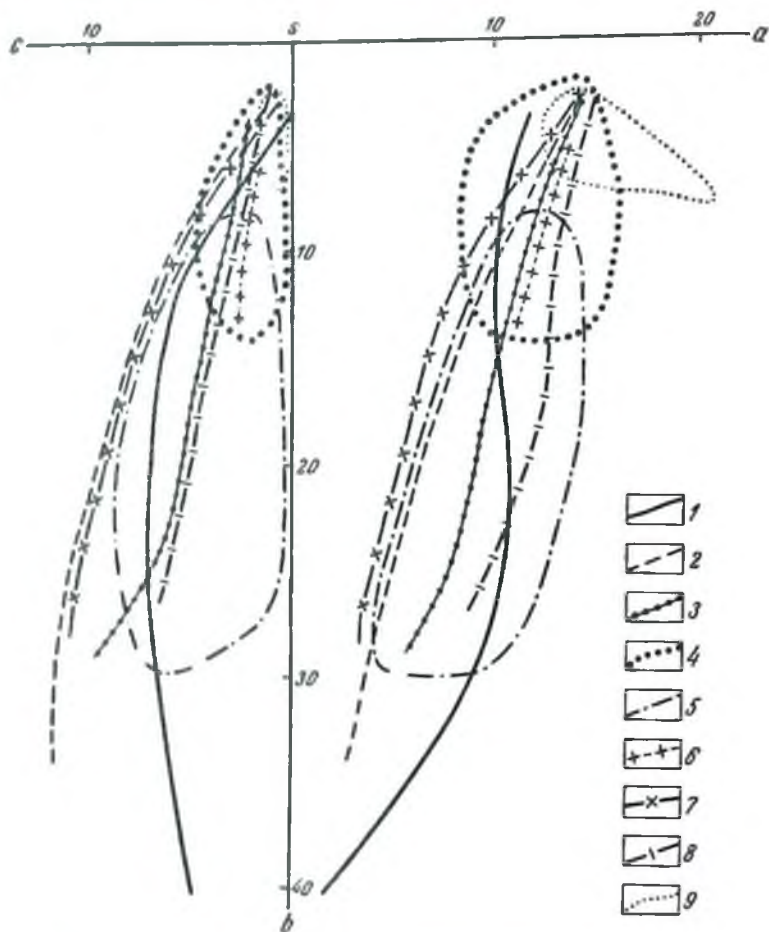


Рис. 18. Вариационные поля магнитических комплексов Горного Алтая

1 — спилит-диабазовый, 2 — кварц-порфит-плагиогристовый (сараконитский), 3 — гранит-гранодиоритовый, 4 — литиит-порфиритовый, 5 — андезит-порфиритовый, 6 — гранитовый, раннедевонский, 7 — дворит-гранодиоритовый, среднедевонский, 8 — гранитовый позднедевонско-рашкенарботовый, 9 — гранит-граносиенитовый позднезвезский

песчаниками, сланцами и туфами. Они представлены диабазовыми порфиридами, спилитами, андезитовыми порфиридами, кератофирами, дацитовыми порфирами и др.; преобладают основные породы. Среди вулканогенных толщ наблюдаются дайки, силлы, реже штоки разнообразных по составу пород — от микрогаббро до гранит-порфиров. Эффузивы бедны щелочами, с преобладанием натрия над калием, а также имеют повышенное содержание полевошпатовой извести. Эти породы относятся к спилит-диабазовой формации. С ними ассоциирует медное оруденение.

Несколько позднее образуется гипербазитовый комплекс мелких вытянутых тел серпентинитов (по дунитам и пироксенитам), приуроченных к глубинным разломам. В Горном Алтае известны Терехтинский, Телецкий, Чульчинский, Курайский, Кавак-Тайгинский и Северо-Алтайский гипербазитовые пояса. Интрузии их прорывают ранне-среднекембрийские и не встречаются среди более молодых отложений.

Средний состав пород комплекса отвечает составу дунитов по Дэли, но с более низким содержанием щелочей и несколько повышенными количествами кремнезема и железа. С ними ассоциируют проявления хризотил-асбеста, хромита, платины, никеля, талька и др.

В конце среднего кембрия формируется кварцдиорит-плагногрантовый саракоклинский комплекс. Это крупные (десятки и сотни квадратных километров) массивы Бийско-Катунской и других (XIX и др.) структурно-формационных зон ранней стабилизации, по В. А. Унксову (1958), вытянутые в простирании вмещающих позднепротерозойских, ранне- и среднекембрийских толщ, которые они ороговиковывают и скарпируют. Верхняя возрастная граница комплекса определяется налеганием на Саракоклинский массив тремадокских отложений, в базальных конгломератах которых встречена галька гранитов. Абсолютный возраст плагногранитов 484—418 млн. лет (аргоновый метод по породе; ВСЕГЕИ).

Формирование кварцдиорит-плагногрантового комплекса связано с салаирской фазой складчатости в конце среднего кембрия.

Массивы сложены габбро, габбро-норитами, кварцевыми габбро, габбро-диоритами, кварцевыми диоритами, реже пироксенитами (первая фаза, составляющая около 20%), плагногранитами, гранодиоритами, биотит-роговообманковыми гранитами (вторая фаза — около 80%).

Химический состав пород во многом близок составу среднекембрийских вулканогенных образований. Характерно низкое содержание щелочей при резком преобладании натрия над калием, повышенное содержание кальция и несколько повышенное количество кремнезема по сравнению со средними составами пород по Дэли (рис. 48).

С кварцдиорит-плагногрантовым комплексом ассоциируют гистеромагматические месторождения титана и железа (с первой фазой), а также скарновые и гидротермальные месторождения золота и железа (со второй фазой).

Поздний кембрий — силур

Магматизм позднего кембрия — конца силура проявился в интрузивной форме; лишь на очень ограниченных участках Восточно-Алтайской и Холзуно-Чуйской структурно-формационных зон известны излияния ордовикских андезитов.

Единственный интрузивный силурийский гранит-гранодиоритовый комплекс развит в пределах структурно-формационных зон, собственно геосинклинальное развитие которых закончилось в силуре. Интрузии имеют размер в сотни квадратных километров и вытянутую форму с извилистыми контактами. Вмещающие породы ороговикованы вдоль разломов, под влиянием кремненатрового метасоматоза превращены в гранитоподобные породы и мигматиты. Массивы комплекса размещаются среди кембрийско-раннеордовикских отложений (горноалтайская серпа), реже среди отложений протерозоя; местами прорывают и отложения силура, а сами прорываются гранитами девонского сютхольского комплекса. Возможно, что ряд интрузий имеют более древний возраст и связаны с тектонической фазой на границе тремадока и аренига.

Абсолютный возраст гранитов колеблется в пределах 454—283 млн. лет при подавляющем большинстве значений 390—330 млн. лет (аргоповый метод, валовые пробы, реже — определения по биотиту; ВСЕГЕИ, ИАН СССР).

Интрузии многофазны и сложены диоритами (первая фаза), гранодиоритами, биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами, реже плагиогранитами (вторая фаза). Первая фаза проявлена слабо. Средний химический состав всех пород комплекса соответствует составу гранодиоритов.

С сибурийскими гранитами связаны пегматитовые проявления мусковита и редких металлов, а также гидротермальные медно-молибденовые месторождения.

Девон — ранний карбон

Магматизм этого времени отличается многообразием эффузивных и интрузивных проявлений. Интенсивность его объясняется активизацией региона под воздействием развивающейся соседней Зайсанской геосинклинали.

В Горном Алтае эффузивная деятельность с образованием субвулканических интрузий продолжается в течение всего девона. В начале девона преимущественное развитие получают андезитовые порфириты, сменяемые к середине девона липаритовыми порфирами и в конце — базальтовыми порфиритами. Широко распространены гранитовые и диорит-гранодиоритовые интрузии.

Андезитовые излияния приурочены главным образом к прогибам и внутренним впадинам, но встречаются и вблизи глубинных разломов, где они содержат одиночные маломощные прослои спилитов. Общая мощность осадочно-вулканогенной толщи андезитового состава 2000—2500 м, из них около 1500 м приходится на эффузивы и туфы. Туфы составляют около 30—40% всех вулканогенных образований. Петрохимически породы близки к средним типам по Дэли и лишь вблизи крупных расколов, в Уйменской и Курьинно-Коргонской зонах, несколько отклоняются к щелочному ряду. Аналогичный состав и химизм имеют и трещинные субвулканические интрузии — силлы, дайки, корни излияний.

Липаритовые эффузивно-субвулканические комплексы на Горном Алтае имеют преимущественно среднедевонский возраст, формируясь одновременно с их аналогами в Зайсанской геосинклинали. Исключение составляет лишь Уйменская впадина, в северной части которой кислые вулканогенные толщи условно относятся к франскому ярусу. Мощность толщ 2—3 км, иногда до 5 км вблизи глубинных разломов и в непосредственной близости к древним жерловинам. Покровные образования представлены грубообломочными туфами, туфолавами, игнимбритами, отчасти короткими потоками лав. Пирокластические образования составляют около 80% вулканогенных.

В наземных условиях — Уйменско-Лебедская (XVII) зона, южная часть Курьинно-Коргонской (XXI) зоны и другие зоны — в девоне образуются чисто вулканогенные толщи. В прибрежно-морском мелководье и вулканических архипелагах (Курьинно-Коргонская и Алуиско-Чуйская зоны) 25—30%, а в отдельных участках до 80% представлены туффитами и осадочными породами, приуроченными к верхней части разреза.

Для кислых пород липаритового комплекса характерно высокое содержание кремнезема, пониженное значение характеристики c , нормальная, иногда повышенная величина a . Незначительно распростра-

ненные умеренно кислые, средние и основные породы близки к средним составам по Дэлл. Субвулканические и гипабиссальные интрузии среди липаритовых толщ представлены небольшими некками, силлами и дайками, а также значительных размеров (до 50 км²) интрузиями в центральных частях древних кальдер. Они же встречаются и в краевых частях поднятий, примыкающих к прогибам.

Коматитичность вулканогенных и интрузивных образований подчеркивается их составом. Интрузии сложены главным образом аляскитами, лейкократовыми плагногранитами, аналогичными по составу липаритам и кварцевым кератофирами. В интрузивных и эффузивных породах встречаются одни и те же аксессуарные минералы — циркон, флюорит, барит, апатит и др., элементы-примеси — свинец, цинк и др. Они сходны по характеру аутометасоматических преобразований и имеют одинаковый возраст. Как эффузивы, так и субвулканические интрузии характеризуются общими металлогеническими чертами. В приразломных зонах с кварц-кератофировыми толщами связаны гидротермально-осадочные, а с сопровождающими их гипабиссальными интрузиями контакто-метасоматические железорудные месторождения (Попов, 1964). Повсеместно на Горном Алтае с субвулканическими интрузиями ассоциируют золото-полиметаллические рудопроявления.

Известны три интрузивных комплекса этого времени — раннедевонский, среднедевонский и позднедевонский — раннекарбонный.

Раннедевонский комплекс гранитов развит лишь в Восточно-Алтайской структурно-формационной зоне. Он представлен сравнительно крупными (сотни квадратных километров) дискордантными интрузиями овальной формы, приуроченными к разрывным нарушениям. Интрузии прорывают протерозойские, ордовикские и раннедевонские отложения и ороговиковывают их, а гальки гранитов содержатся в толщ отмерзших среднего девона (Аксугская зона Западного Саяна). Интрузии сложены биотитовыми и двуслюдяными порфирированными, реже равномерно-зернистыми гранитами. Характерным является развитие аутометаморфизма — мусковитизации и грейзензации. Химический состав гранитов характеризуется высоким содержанием кремния и щелочей при равном или часто преобладающем отношении калия к натрию. В Туве с подобными интрузиями связана оловорудная и вольфрамовая минерализация.

Раннедевонский комплекс относится к формации гранитов и лейкогранитов.

Среднедевонский комплекс умеренно кислых гранитоидов приурочен либо к поднятиям, либо к краевым частям пригеосинклинальных прогибов и внутренних впадин. Интрузии поднятий представляют собой крупные тела (сотни квадратных километров) неправильной формы. Они сложены габбро, габбро-диоритами, диоритами (первая фаза); гранодиоритами, биотит-роговообманковыми гранитами, плагногранитами (вторая фаза); аляскитовыми гранитами (третья фаза); резко преобладают породы второй фазы. Интрузии прогибов и впадин являются мелкими телами (единицы — десятки квадратных километров) пестрого состава с преобладанием пород габбро-диоритового, диоритового, гранодиоритового ряда. Массивы вытянуты вдоль разломов, обрамляющих впадины и прогибы.

Гранитоиды среднедевонского комплекса локализуются среди отложений позднего кембрия, ордовика, раннего и среднего девона, вызывая их ороговикование и изредка скарирование. Интрузии прорваны гранитами позднедевонско-раннекаменноугольного комплекса. Два определения

абсолютного возраста гранитов дали 360 и 279 млн. лет (аргоновый метод, валовые пробы; лаборатория ЗСГУ).

По данным В. П. Нехорошева (1958) и В. А. Кузнецова (1963, 1964), ряд массивов, отнесенных к среднедевонскому комплексу, являются пермскими и сопоставляются с производными зменногорского комплекса Русного Алтая.

Химический состав пород среднедевонского комплекса отличается от средних составов пород по Дзали повышенным содержанием щелочей и повышенным полевошпатовой извести (см. рис. 48). Натрий преобладает над калием, но не столь резко, как в породах кембрийского габбро-плагногранитового комплекса. Средний состав пород отвечает среднему составу гранодиоритов, что позволяет отнести комплекс к диорит-гранодиоритовой формации. С этим комплексом связаны полиметаллические месторождения (Тычинский, 1963).

Позднедевонский — равнекампепугольный комплекс гранитов распространен в различных структурно-формационных зонах Горного Алтая. Он представлен крупными (сотни квадратных километров) дискордантными массивами, связанными с разломами регионального значения. Массивы локализованы главным образом среди флишеидных толщ кембрия — раннего ордовика, в меньшей мере — среди терригенных отложений ордовика и вулканогенно-осадочных образований среднего девона. На контактах с интрузиями терригенные и эффузивные породы орговикованы, а карбонатные — мраморизованы и скарнированы.

Возраст комплекса не древнее середины девона; верхний предел его не установлен. Значения абсолютного возраста, полученные арговым методом, колеблются от 363 до 313 млн. лет; два определения свинцовым методом дали 372—350 млн. лет и два гелиевым — 375—340 млн. лет (аргоновый метод — по слодам и валовым пробам, свинцовый метод — по монациту и поликразу, гелиевый — по магнетиту; лаборатория ВСЕГЕИ, РИАН). Эти данные соответствуют концу девона — началу карбона. Имеются определения, давшие более молодой возраст, что объясняется, по-видимому, метасоматозом. Существует явная точка зрения на возраст этих гранитов. В. А. Кузнецов и В. П. Нехорошев считают их позднепалеозойскими, по-видимому, пермскими, объединяя их в калибинский комплекс вместе с интрузиями близких по составу гранитов Зайсанской складчатой системы. В. С. Домарев и др. (1959) часть этих интрузий (Восточный Горный Алтай) относят к досреднедевонским.

В формировании интрузий устанавливаются три фазы: первая фаза — габбро, габбро-диориты, диориты; вторая фаза — биотитовые, реже биотит-роговообманковые равномернозернистые и порфиридные граниты, гранодиориты (гибридные породы), двуслодявые и мусковитовые граниты (продукты автотасоматоза); третья фаза — аплитовидные граниты и гранит-порфиры. Резко преобладают породы второй фазы.

Средний химический состав комплекса (см. рис. 48) наиболее близок среднему составу гранитов по Дзали, отличающаяся повышенным содержанием кремния и повышенным полевошпатовой извести. Комплекс является представителем гранитовой формации.

С гранитами позднедевонско-равнекарбового комплекса генетически связано редкометальное орудешение различных типов (рудосные анограниты, пегматиты, скарны, гидротермальные жилы и штокверка).

Карбон

Магматические проявления намюра и моложе известны на ограниченных площадях в виде небольших интрузий основного, среднего и субщелочного состава. Эффузивы совершенно отсутствуют.

Поствизейский комплекс малых интрузий габбро, диоритов и днабазов развит преимущественно вдоль границ Алуйско-Чуйской, Уйменско-Лебедской и других структурно-формационных зон. Интрузии представлены дайками, реже штоками. Они прорывают отложения середины и конца девона и позднедевонско-раннекаменноугольные граниты. Верхний возрастной предел не установлен. Условно их можно отнести к карбону (вероятно, к его середине), они одновременны с поствизейскими движениями в сопредельной Зайсанской системе.

В составе комплекса установлены габбро-пироксениты, габбро-диабазы, диабазы, диориты, андезитовые порфириты, реже кислые породы: гранит-порфиры, граптофиты и др.

С интрузиями связаны проявления актинолит-асбестовой, ванадий-титановой, кобальтовой и полиметаллической минерализации.

Поствизейский комплекс малых интрузий гранитов и гравосиенитов проявлен лишь в пределах Катунской и Уйменско-Лебедской структурно-формационных зон. Это штокообразные, лакколитоподобные и дайковые тела сравнительно небольших размеров (единицы, реже первые десятки квадратных километров). Все они тесно связаны с зонами разломов. Интрузии субщелочного состава прорывают отложения кембрия и девона (среднего и позднего), а также интрузии позднедевонско-раннекаменноугольного комплекса. Таким образом, возраст их, вероятнее всего, каменноугольный, чему не противоречат и определения абсолютного возраста: 270, 310, 315 млн. лет (аргоновый метод: ВСЕГЕН, РИАН). Однако некоторые исследователи относят интрузии субщелочного состава к комагматам поздне- и среднедевонских эффузивов.

Интрузии комплекса сложены щелочными гранитами, гравосиенитами, кварцевыми сиенитами, сиенитами, гранит-порфирами и сиенит-порфирами. Из всех магматических образований Горного Алтая эти породы наиболее богаты щелочами при почти равном содержании натрия и калия и наиболее бедны кальцием и ферритскими компонентами.

Субщелочным интрузиям сопутствует барит-флюоритовая минерализация.

Кузнецкий Алатау

В истории геологического развития Кузнецкого Алатау (см. рис. 41, зоны VIII, XXII—XXIV) выделяют два тектоно-магматических цикла: протерозойский и ранне-среднепалеозойский.

Протерозой

Протерозойский магматизм начинается проявлением спилит-кератофировой формации ранних стадий развития геосинклинали. Интрузивные образования этой стадии представлены тебинским комплексом гнейсовидных диоритов, габбро-диоритов, габбро-амфиболитов. Небольшие вытянутые штоки этого комплекса устанавливаются в пределах Томского выступа, а также в центральной части Кузнецкого Алатау (в бассейне рек Кибраса, Верхней и Нижней Терси).

По-видимому, к образованиям средних стадий принадлежит томский гранитовый комплекс. В нем выделяют две разновидности гранитов — ходские и сливенские, соответствующие двум фазам. Более ранними и преобладающими являются ходские биотит-роговообмакковые диориты, гранодиориты и граниты, встречающиеся также в виде ксенолитов в сливенских порфиридных биотит-мусковитовых гранитах. Последние отличаются неравномерным развитием порфиробластов микроклина, содержащих обильные включения кварца и плагиоклаза. Для томского комплекса характерны вытянутые штоки, насыщенные телами аплитов и пермититов, согласных с гнейсовидностью вмещающих гранитов. Петрохимически породы томского комплекса характеризуются пересыщенностью глиноземом и кремнекислотой; отмечается пониженная щелочность в сравнении со средними значениями по Дэли. Ряд разновидностей гранитов имеет калиевый характер.

С томским комплексом генетически связаны проявления мусковита, золота, редкометалльных минералов и олова.

Поздний протерозой — ранний кембрий

В позднем протерозое на территории Алтае-Саянской области происходило заложение каледонской геосинклинали. В пределах Кузнецкого Алатау происходило формирование крупных зон, различающихся как режимом развития, так и временем их замыкания, складчатости и магматизма (Кузнецов, 1960; Иванова, 1963). Такими зонами являются: а) область ранней стабилизации — конец среднего и начало позднего кембрия, которой соответствует Батеневская структурно-формационная зона; б) область поздней стабилизации — конец ордовика и начало силура — Балыксыно-Мартайгинская структурно-формационная зона (см. табл. 11, 12).

Недостаточная изученность кембрийских спилит-кератофировой и андезит-порфиритовой формаций не позволяет охарактеризовать их в достаточной мере. Установлено, что спилит-кератофировая формация раннего кембрия развита только в Балыксыно-Мартайгинской структурно-формационной зоне; намечается ее связь с глубинными разломами, ограничивающими, с одной стороны, выступы докембрия, а с другой — структурные зоны и подзоны. Для формации типичны спилиты, диабазы, кварцевые кератофиры, переслаивающиеся с пирокластическими породами.

Андезит-порфиритовая формация раннего и среднего кембрия развита преимущественно в Балыксыно-Мартайгинской и меньше в Батеневской зонах. В ее составе преобладают андезитовые и диабазовые порфириты, близкие по химизму к средним значениям по Дэли.

Интрузивный магматизм этого времени проявился формированием ранне-среднекембрийского субвулканического буюского комплекса габбро, габбро-диабазов, габбро-диоритов и диоритов. Характерной чертой его интрузий является слабая дифференцированность и тесная генетическая связь с эффузивными образованиями спилит-кератофировой и андезит-порфиритовой формаций. Массивы представлены пластовыми телами, слагаемыми, реже небольшими штоками. Субвулканический характер пород подтверждается широким развитием порфировых структур и наличием слабо раскристаллизованного стекловатого базиса. В составе пород преобладают плагиоклаз (андезит-лабрадор) и вторичная тонковолокнистая уралитовая роговая обманка; присутствуют эпидот, альбит, хлорит и магнетит. Характерно зеленокаменное изменение пород, автометаморфическая аль-

Схема развития каледонского магматизма Кузнецкого Алатау

Возраст	Стадия	Батеневская структурно-формационная зона ранней стабилизации		Стадия	Валкиспско-Мартайгинская структурно-формационная зона поздней стабилизации		
		Эффузивные комплексы	Интрузивные комплексы		Эффузивные комплексы	Интрузивные комплексы	
Девон	Постиверсионная	Тейский комплекс Субщелочные и щелочные гранит-порфиры, граносиенит-порфиры Эффузивный комплекс — липариты					
		Ордовик	Силур	Постиверсионная	Инверсионная	Горячегорский Щелочные габброиды, шпалиты, ургиты Патынский Габбро, оливиновые габбро, нефелиновые породы Тигертышский Каленые граниты, графиты	
Сорский Граниты, грапосиениты Булак-Кульский Субщелочные сиениты, нефелиновые сиениты, нефелиновые диориты Когтахский Габбро, оливиновые габбро, монокситы	Мартайгинский Пироксениты, габбро, диориты: кварцевые диориты, плаггиограниты, гранодиориты, граптодиориты граниты, базальты, сиениты						
Поздний кембрий	Инверсионная	Улень-тупинский Габбро, монокситы, диориты, диорит-сиениты; граптодиориты, плаггиограниты, граниты		Доинверсионная			
Ранний и средний кембрий	Доинверсионная	Бюйский комплекс Габбро, габбро-диабазы, габбро-диориты, диориты				Салаинский Гипербазиты	
		Андезит-порфировый			Андезит-порфировый; спилит-кератофировый		

битизация и окварцевание. Контактное воздействие интрузий выражается в ороговковании и окварцевании вмещающих пород.

С бюйским комплексом связывают месторождения золота и рудопроявления хрома, кобальта, никеля, железа и ванадия.

Замыкание геосинклинали, в зоне ранней стабилизации наступившее в конце среднего и начале позднего кембрия, сопровождалось

формированием многофазных интрузий складчатого улень-туимского комплекса габбро-диорит-спенитового и гранодиорит-гранитового состава. Это крупные интрузии батолитовых размеров и сложного строения. Они вытянуты в северо-восточном и субширотном направлениях согласно с простираем складчатых структур Батевевокой структурно-формационной

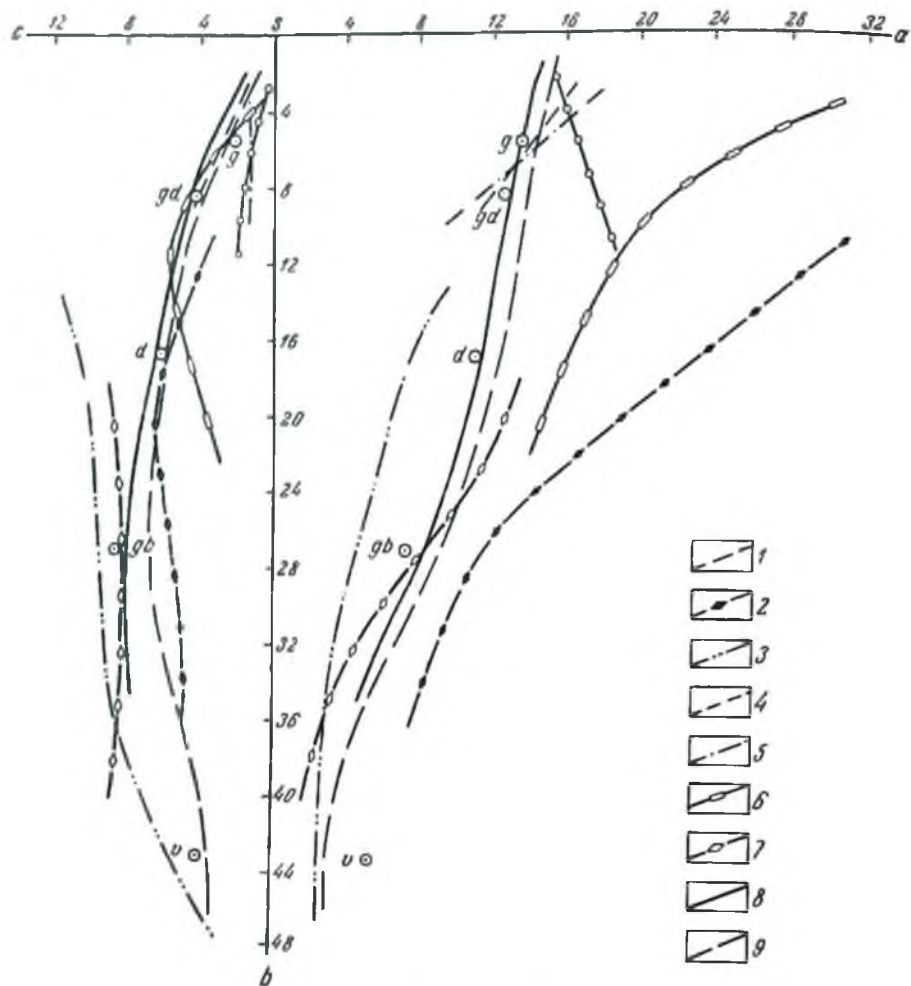


Рис. 49. Интрузивные комплексы Кузнецкого Алатау:

1 — тейский, 2 — горячегорский, 3 — патынский, 4 — тигертышский, 5 — сорский, 6 — буланкульский, 7 — ногтахский, 8 — мартайгинский, 9 — улень-туимский; средние значения по Дали: g — гранит, gd — гранодиорит, d — диорит, gb — габбро, v — верлит

зоны. Наблюдается региональная разобщенность массивов первой фазы формирования комплекса, сложенных основными и средними породами, и существенно гранитоидными массивами второй фазы. Первые приурочены к осевой части зоны, вторые локализуются в ее периферических частях. Отмечаются и массивы, сложенные породами обеих фаз (собственно Улень-Туймский массив).

Средне-позднекембрийский возраст улень-туимского комплекса определяется тем, что его интрузии прорывают среднекембрийские вулкано-

генно-осадочные толщи, а сам прорваны субщелочными сиенитами булан-кульского и гранитами сорского комплексов. Возраст комплекса определяется временем инверсии и складчатости в Батеневской зоне. Определение абсолютного возраста пород улень-туимского комплекса аргоновым методом дает 566 млн. лет для монцонитов первой фазы и 488—499 млн. лет для гранодиоритов второй фазы, т. е. согласуется с кембрийским возрастом.

Характерной формой интрузий являются аккордантные тела. В массивах обеих фаз отмечается зональное строение; по периферии развиты основные породы, постепенно переходящие к центральным частям в более кислые. Зональность связана с контактной магмой при образовании интрузий.

Породы первой фазы представлены габбро, габбро-диоритами, диоритами, монцонитами, сиенит-диоритами и щелочноземельными сиенитами. Для состава более основных из этих пород характерно постоянное присутствие наряду с авгитом железисто-магнезиальной роговой обманки, а для диоритов — наличие в качестве главного цветного минерала авгита. Для первой фазы особенно типичны контактация и гибридность.

В крупных батолитовых массивах второй фазы существенно гранодиоритового состава подчиненное развитие имеют плагиограниты и граниты.

Петрохимическая характеристика пород комплекса показывает: а) повышенную щелочность при ясно выраженном натровом характере, б) широкие вариации в содержании полевошпатовой извести при пониженном значении s в сравнении со средними по Дэлп, в) пересыщенность гранитов глиноземом (рис. 49).

С улень-туимским комплексом связаны месторождения железа, вольфрама, меди, свинца, молибдена и золота.

Поздний кембрий — силур

Постинверсионная стадия развития в зоне ранней стабилизации начинается с позднего кембрия или начала ордовика. В эту стадию в пределах Батеневской структурно-формационной зоны формируются интрузии когтахского комплекса габбро и монцонитов, трещинные тела субщелочных сиенитов булан-кульского комплекса и крупные интрузии гранитов и граносиенитов сорского комплекса.

Ордовикский когтахский комплекс представлен дискордантными, воронкообразными слабо расслоенными интрузиями. Абсолютный возраст его пород по биотиту равен 430 млн. лет, что соответствует ордовика. В составе комплекса преобладают ольвиновые габбро, габбро-монцониты, подчиненное развитие имеют авгитовые сиениты и пироксениты. Ряд исследователей отмечают многофазный характер когтахского комплекса. Особенностью его пород является очень основной плагиоклаз (до битовинита), моноклиновый пироксен ряда титан-авгита и эпимагматический биотит, также титанистый.

Петрохимическая характеристика комплекса показывает несколько повышенную щелочность при значениях s , близких к средним по Дэлп.

С когтахским комплексом связаны титаномagnetитовые рудопроявления.

В булан-кульский, условно ордовик-силурийский, комплекс выделены мясо-красные лейкократовые субщелочные и щелочные сиениты, а также серия разнообразных нефелиновых и нефелинсодержащих пород. Уста-

навивается пространственная и генетическая связь нефелиновых пород с массивами первой фазы синиверсионного улень-туимского комплекса (Станкевич, 1962).

Субщелочные и щелочные сиептиты булаи-кульского комплекса образуют мелкие штоки и тела трещинного типа, а нефелиновые породы — согласные залежи и своеобразные неправильные «зоны», контролируемые тектоническими нарушениями.

В формировании комплекса отчетливо устанавливаются два этапа: 1) интрузия субщелочных (реже щелочных) сиептитов; 2) калинатровый метасоматоз, паложенный как на субщелочные сиептиты, так и на боковые породы, являющиеся образованиями первой фазы улень-туимского комплекса. Генетическая связь с улень-туимским комплексом устанавливается по наличию постепенных переходов от нормальных пород к щелочным нефелинсодержащим метасоматитам.

Для булаи-кульского комплекса типичны субщелочные, щелочные и нефелиновые сиептиты, нефелиновые диорит-сиептиты, нефелинсодержащие диориты и тералиты. Особенности их состава: замещение нефелином калинатрового полевого шпата (микроклина) и плагиоклаза; в ряду цветных минералов характерны переходные сериы: титан-авгит — эгирин-авгит, роговая обманка — баркевикит, железисто-магнезиальные двухслойные биотиты — железистые однослойные низкотемпературные биотиты. Альбитизация предшествует нефелинизации.

Петрохимический булаи-кульский комплекс отличается от средних типов по Дзюи пониженной щелочностью и низким содержанием фемических компонентов при резко повышенном содержании полевошпатовой извести.

Ордовикско-силурийский возраст комплекса определяется тем, что субщелочные сиептиты рвут образования синиверсионного средне-позднекембрийского улень-туимского комплекса и в свою очередь прорываются гранитами сорского комплекса.

Верхняя (додевонская) возрастная граница устанавливается по прорыванию нефелиновых пород булаи-кульского комплекса дайками порфиритов — аналогов порфиритов раннего девона. Данные абсолютного возраста (509—525 млн. лет для субщелочных сиептитов, 453 и 320 млн. лет для нефелиновых сиептитов), полученные по валовым пробам, отражают сложное гетерогенное происхождение пород комплекса, поскольку второе и третье значения характеризуют уже возраст метасоматически-измененных образований.

С породами булаи-кульского комплекса связаны мелкие редкометалльные рудопроявления.

Постинверсионный гранитоидный магматизм в Батеневской структурно-формационной зоне представлен сорским ордовикско-силурийским комплексом. Это крупные штоки, лополиты и дайкообразные трещинные тела гранитов, граносиептитов и аляскитовых гранитов. Массивы однофазны. Разнообразие пород связано с дифференциацией и кристаллизацией на месте. Контактное воздействие интрузий на вмещающие породы выражается интенсивным окварцеванием.

Для всех пород (за исключением аляскитовых гранитов) характерно постоянное преобладание плагиоклаза (олигоклаза) над микроклином.

Петрохимическая характеристика сорского комплекса показывает его повышенную щелочность при общем натровом характере, низкое содержание цветных компонентов, пересыщенность глиноземом и низкое содержание полевошпатовой извести (кислый плагиоклаз).

Ордовикско-силурийский возраст сорского комплекса определяется тем, что его тела прорывают образования улень-туимского комплекса, а также субщелочные слениты булан-кульского комплекса. С другой стороны, гравослениты и граниты сорского комплекса встречены в гальке конгломератов раннего девона. Определения абсолютного возраста по зольным пробам дают широкие колебания значений — от 485 до 306 млн. лет, охватывающие время от конца кембрия и начала ордовика до девона.

Существенно иной характер имеет интрузивный магматизм в области поздней стабилизации, в Балыксинско-Мартайгинской структурно-формационной зоне. В доскладчатую стадию здесь сразу за буйским комплексом формируется салацкий гипербазитовый комплекс среднего кембрия. Он представлен небольшими массивами, размещение которых контролируется глубинными разломами вдоль восточной границы протерозойских Томского и Терсинского выступов (см. рис. 41). Это вытянутые тела, площадью до 60 км², штоко- и линзообразной формы с отчетливо секущими контактами с вмещающими породами. Состав комплекса: дуниты, перидотиты, пироксениты и серпентиниты. Для ряда массивов отмечается зональность с развитием по периферии серпентинитов, сменяющихся в центральных частях перидотитами и пироксенитами.

Для химизма пород салацкого комплекса характерна бедность щелочами, кальцием и богатство магнием.

Среднекембрийский возраст интрузий салацкого комплекса определяется тем, что они прорывают отложения раннего и среднего кембрия, а галька их серпентинитов отмечается в базальных конгломератах позднего кембрия — ордовика.

С салацким комплексом связаны рудопроявления хромита и асбеста.

Замыкание геосинклинали и складчатость в Балыксинско-Мартайгинской структурно-формационной зоне, наступившие в ордовике, сопровождались формированием многофазных интрузий складчатого мартайгинского комплекса пироксенит-габбро-диоритового, кварцдиорит-плагиогранитового и гранодиорит-гранитового состава. Это крупные аккордантные тела и штоки с характерным зональным строением, с основными породами в периферических частях и более кислыми в центральных частях тел. Краевым зонам массивов свойственны гнейсовидные текстуры, параллельные контактам массивов и общему структурному плану интрузии.

Формирование мартайгинского комплекса протекало в три фазы: первая — пироксениты, оливковые нориты, габбро-нориты, габбро-диориты, диориты и моноклиты; вторая — кварцевые диориты, гранодиориты, реже плагиограниты и граниты; третья — аляскитовые граниты, кварцевые слениты, кварцсодержащие слениты и реже гранодиориты.

Габбро представлены как пироксеновыми, так и роговообманковыми разновидностями, в которых часто присутствуют биотит, калиевый полевой шпат и кварц. Очень характерны офитовая и пойкилофитовая структуры, чем они отличаются от габбро улень-туимского комплекса. Диориты, как правило, роговообманковые с биотитом, кварцем и микроклином. Для гранодиоритов и плагиогранитов особенно характерны постепенное присутствие моноклинового пироксена (авгита), резко ксеноморфный калиевый полевой шпат (в гранодиоритах) и волнистогаснущий кварц.

Петрохимическая характеристика пород мартайгинского комплекса свидетельствует о повышенной щелочности всей серии в сравнении со

средними по Дэлэ, о натровом характере и повышенном содержании полевошпатовой павести.

Ордовикский возраст комплекса определяется прорыванием его интрузиями отложений раннего ордовика и тем, что они прорываются калиевыми гранитами сизурійского тигертышского комплекса, а также тем, что его породы присутствуют среди гальки конгломератов вулканической толши раннего девона. Имеется одно определение абсолютного возраста гранодиоритов Центрального массива по блотипту (520 млн. лет), не согласующееся с его геологическим возрастом.

С мартайгнским комплексом связаны главнейшие золоторудные месторождения Кузнецкого Алатау.

Постинверсионная стадия развития зоны поздней стабилизации начинается с позднего ордовика и начала сизура. Интрузивный магматизм этой стадии представлен тигертышским комплексом калиевых гранитов сизурійского возраста.

Крупный Тигертышский плутои приурочен к области стыка двух структурно-формационных зон Кузнецкого Алатау и в общем региональном плане размещается в основании прямого угла, образованного смыканием двух различных направлений складчатых структур региона (Станкевич, 1963). Для комплекса типичны слабая дифференцированность и исключительно однородный состав. Это преимущественно крупнозернистые порфировидные блотиптовые калиевые граниты, в которых калиевый полевой шпат (промежуточный криптопертитовый ортоклаз) преобладает над плагиоклазом (олигоклаз-алезином). Подчиненное развитие имеют порфировидные блотипт-роговообманковые граниты, гранодиориты и граuosениты.

Петрохимическая характеристика тигертышского комплекса: калиевый характер его пород; низкое содержание феррических компонентов; переизобильность калиевого, столь типичной для сорского комплекса, ит; нормальные «гранитовые» значения характеристики с.

Массивы тигертышского комплекса прорывают отложения позднего кембрия — ордовика и гранодиориты мартайгнского комплекса, а сами прорываются малыми интрузиями субщелочных гранит-порфиров девонского тейского комплекса. Абсолютный возраст калиевых гранитов тигертышского комплекса по блотипту равен 403 млн. лет, что согласуется с их геологическим возрастом.

С тигертышским комплексом связаны рудопроявления молибдена.

Девон

В раннем девоне в пределах зоны поздней стабилизации каледонид Кузнецкого Алатау интрузивный магматизм проявился патынским комплексом габбро, перидотитов, пироксенитов и в меньшей мере нефелин-содержащих пород. Массивы комплекса размещаются в пределах или вблизи разломов, ограничивающих грабен-синклинальные структуры девонских межгорных впадин. С. С. Ильенко (1960) указывает на синхронность патынского комплекса зонам разломов, определившим обособление в девоне Минусинской впадины от ее складчатого обрамления.

Для патынского комплекса характерны гипабиссальные условия формирования массива. Типичны воронкообразная форма тел, расчлененность и ритмичное чередование различных разновидностей габбро, а также широкое развитие полосчатой и трахитоидной текстур.

Петрохимически в сравнении со средними значениями по Дэлси характерны повышенная щелочность и высокое содержание полевошпатовой извести. Повышено и содержание титана, что объясняет связь с комплексом титаномагнетитовых месторождений.

Щелочной магматизм в зоне поздней стабилизации представлен девонским горячегорским комплексом щелочных габброидов, приуроченным к участкам, характеризующимся геантиклинальным развитием с позднего кембрия. Отмечается пространственная и, возможно, генетическая связь с эффузивами раннего девона, среди которых проявляются щелочные разновидности. По данным В. Н. Крягина и В. Н. Кулакова, в Базырском своде Чебаково-Балахтинской впадины раннедевонские базальтовые и андезитовые порфириты содержат горизонты фоволитовых порфиров и анальцимовых базальтов.

Определения абсолютного возраста уртитов Кня-Шалтырского массива (388 млн. лет по данным А. М. Прусевича и 310 млн. лет по определению Н. И. Полевой, ВСЕГЕИ) подтверждают девонский возраст комплекса.

Массивы горячегорского комплекса — мелкие крутопадающие штоки и дайки. Изометричные интрузии часто характеризуются сложным асимметрично-зональным строением, связанным как с многофазным формированием тел, так и с проявлением щелочного метасоматоза.

Для комплекса типичны породы как нормального ряда (габбро, оливиновые габбро), так и крайне ультращелочные породы (уртиты). Широко развиты образования промежуточного ряда — тералиты, эссекиты, шюлит-уртиты, полевошпатовые уртиты. Наиболее поздними проявлениями комплекса являются нефелиновые сиениты.

Состав пород комплекса связан с преобладающей подвижной нефелин — титан-авгит — плагиоклаз. Отсутствие щелочных видов минералов, а также пониженная щелочность нефелина и его содержание в нем кальция нашли свое отражение в петрохимической характеристике пород (пониженная щелочность и высокие значения характеристики e в сравнении со средними по Дэлси).

Породы горячегорского комплекса (уртиты, тералиты) служат источником глиноземного сырья.

Различия в характере магматизма зон ранней и поздней стабилизации каледонид Кузнецкого Алатау, наиболее резко проявившиеся в средней и частью в поздние стадии развития подвижного пояса, в раннем девоне уже полностью сnivelировались вследствие общей выравниваемости тектонического режима зон. В это время формируется общий для обеих зон субвулканический тейский комплекс субщелочных и щелочных гранит-порфиров и граносиенит-порфиров. Это малые интрузии трещинного типа и штоки, пространственно и генетически связанные с крупными разрывными нарушениями, а также с палиниями кислых эффузивов фельзитового состава (Тейский район и бассейн р. Кара-Тас). Многие исследователи указывают на наличие постепенных переходов от гранит-порфиров ортофирового типа апикальных частей интрузий к эффузивным ортофирам раннедевонского возраста.

В составе пород тейского комплекса преобладают субщелочные и щелочные гранит-порфиры и граносиенит-порфиры.

Петрохимически породы характеризуются повышенной щелочностью с преобладанием калия над натрием и высоким содержанием полевошпатовой извести. Хорошо устанавливается девона.

С тейским комплексом связаны железорудные месторождения тейского типа.

Рассмотрение каледонского магматизма Кузнецкого Алатау позволяет подчеркнуть, что он тесно связан с историей развития двух крупных зон, являющихся областями ранней и поздней стабилизации.

Минусинская впадина и ее обрамление

С первой половины девона, а местами уже с конца силура в северной части Алтае-Саянской области развивается интенсивная эффузивная деятельность в формирующихся поздних наложенных впадинах, характерным представителем которых является Минусинская (см. рис. 41, XXV). Она делится на Северо-Минусинскую (Чулымско-Енисейскую или Чебаково-Гылахтинскую) и Южно-Минусинскую котловины. Назаровская депрессия включена в Северо-Минусинскую, а Сыдо-Ербийнская — в Южно-Минусинскую котловины.

В Минусинской впадине эффузивы сосредоточены в краевых ее частях и по границе с внутренними поднятиями, замещаясь, по данным бурения, к центру лагуно-морскими красноцветными осадками. Такое распределение эффузивов объясняется приуроченностью их к разломам, ограничивающим впадину.

Преобладающий основной состав эффузивов — базальтовых и диабазовых порфиритов сменяется андезитовыми порфиритами в менее погруженных участках (южная часть Чулымско-Енисейской и юго-западная часть Южно-Минусинской впадины). Андезитовые порфириты, кроме того, распространены, по данным И. В. Лучицкого (1960), в основании раннедевонских разрывов Минусинского прогиба, сменяясь выше основными породами.

В некоторых частях прогиба как среди эффузивов, так и среди сопряженных с ними субвулканических образований и малых интрузий встречаются трахибазальты, трахиандезиты, трахдациты (район Копьева, Таштыпа и др.) и прослойки фанолитовых порфиров и анальцимовых базальтов в пределах Базырского свода. Состав пород девонской вулканогенной серии, по данным И. В. Лучицкого, иллюстрируется диаграммой (рис. 50).

Интрузивные образования девона имеют гранодиоритовый и граносиенит-гранит-порфиритовый состав. Эти интрузии тельбесского и тейского комплексов, с которыми связаны крупные железорудные месторождения Горной Шории и Кузнецкого Алатау.

Следует отметить, что интрузии западной части Горной Шории и Кузнецкого Алатау (Пустыгский и другие массивы) приобретают гранодиоритовый состав вследствие активизации каледонских структур в герцинское время.

В районе восточного обрамления Минусинского прогиба наблюдаются интрузии щелочных гранитов, щелочных и нефелиновых сиенитов сайбарского комплекса производных гранитовой магмы, описание которых приводится в очерке «Магматизм Восточного Саяна».

К интрузиям, связанным с развитием межгорных впадин, но распространенным и в пределах окаймляющих их горных сооружений, относится группа малых субвулканических интрузий и жерловых заполнений, сопряженных с эффузивами. Они представлены основными, средними, кислыми, субщелочными и щелочными породами — диабазами, габбро-диабазами, габбро-диоритами, диоритами, трахибазальтами и трахи-

андезитами, эссекситовыми порфиридами, трахидацитами, нефелиновыми долеритами.

Во вторую такую же группу отнесены сложноподифференцированные интрузии габбро-сиенитового ряда, производные базальтовой магмы. Эта группа включает титаноносные пироксениты и габбро расслоенных интрузий патынского комплекса и связанные с ним граносиениты и сиениты. С интрузиями патынского комплекса сходны расслоенные воронкообразные интрузии древнего габбро-сиенитового комплекса.

Выделенного В. Н. Довгалем, В. И. Богиньковым (1965) в Кундатской структурно-формационной зоне северной части Кузнецкого Алатау (Больше-Таскыльский и другие массивы). Это свидетельствует о том, что в зонах ранней стабилизации, к которым относится и Кундатская структура, магматизм, характерный для поздних стадий развития, наблюдался уже в конце кембрия, тогда как в зонах поздней стабилизации они относятся к девону.

В особую группу образований в районе Минусинской впадины и ее обрамления отнесены щелочные интрузии горячегорского комплекса, сложенные пироксенитами, габбро-анортозитами, тешенитами, берешитами, горячитами, уртитамми, тералитами, ийолитами, нефелиновыми сиенитами (массивы Горячегорский, Кня-Шалтырский, Кургусуюльский и др.). Химический состав этих пород также представлен на диаграмме (см. рис. 50).

Для представителей горячегорского комплекса отмечается вероятная связь со щелочными эффузивами — эссекситовыми диабазами и диабазовыми порфиридами.

По мнению И. В. Лучницкого и др., горячегорский комплекс имеет девонский возраст. В. В. Богацкий (1964) относит его к посткаледонским образованиям.

Д. И. Мусатов в районе севернее с. Боград наблюдал прорыв дайкой тералитовых сиенит-порфиров анальцимовых долеритов, сходных с долеритами, рвущими отложения пермо-карбона в районе Копьевской антиклинали. Таким образом, по Д. И. Мусатову, не исключена возможность

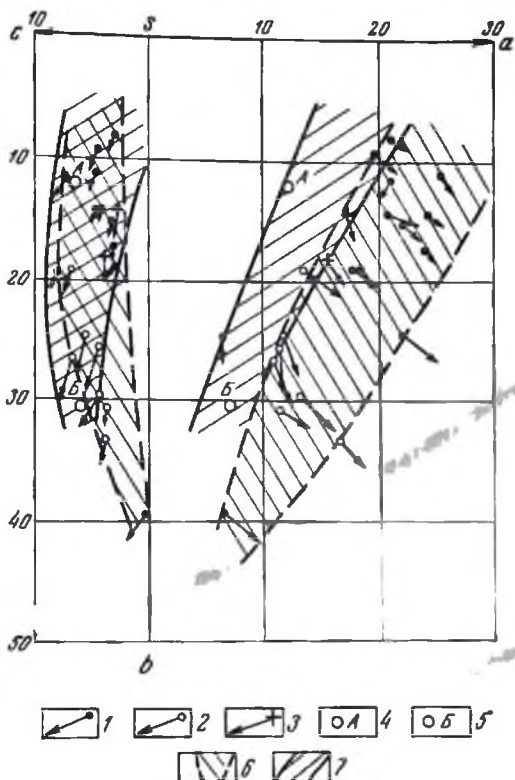


Рис. 50. Породы Минусинского межгорного прогиба. По И. В. Лучницкому (1960 г.)

1 — трахибазальты, эссекситовые диабазы, трахидацелериты; 2 — трахидезиты, эссекситовые порфириды; 3 — тешенит-пироксениты, тешениты, берешиты, горячиты, феоциты, нефелиниты; 4 — андезит; 5 — базальт; 6 — вариационное поле щелочных пород; 7 — вариационное поле щелочноземельных пород девонской вулканогенной серии

того, что по крайней мере часть пород горячегорского комплекса принадлежит к дифференциатам долеритов позднепалеозойско-мезозойского возраста.

Бесомненно, последевоинские магматические проявления Минусинской впадины, установленные работами Я. С. Эдельштейна, А. Н. Чуракова в др., описаны П. В. Лучицким (1960), Н. А. Охалкиным и В. Л. Чубугиной (1960, 1961), В. В. Богацким (1964) и др.

В южной части впадины известны лишь дайки габбро-диоритов и диоритов, рвущих отложения позднедевоинско-раннекарбонового возраста.

В северной ее части магматические породы рвут образования позднего девона, карбона и перми в районах Копьева, Солгонского кряжа и оз. Шира.

Форма интрузий — пологие пластовые тела (мощностью до 100 м и более), дайки (протяженностью в сотни метров, мощностью от нескольких метров до 10—15 м), пекки (до 100 м в поперечнике). Последные сосредоточены главным образом по периферии Копьевского поднятия.

Для базальтовых заполнений некков характерно наличие угловатых обломков размером от нескольких миллиметров до 25—30 см, мергелистых пород, кремнистых известняков, перидотитов. Н. В. Лучицкий отмечает близость этих тел к трубкам взрыва.

Н. А. Охалкин и В. Л. Чубугина в Северо-Минусинской котловине описали дайки эссекитовых диабазов и тешевито-пироксенитов, а также тела овального сечения кимберлитоподобных пород.

Все эти образования приурочены к разломам или флексуорообразным перегибам в средне- и позднепалеозойских толщах. Трубки взрыва в центральной части сложены базальтами с перидотитовыми включениями, по периферии — вулканическими брекчиями с лимбургитовым и щелочно-пикрит-базальтовым цементом.

В породах трубок взрыва встречаются перидотитовые включения, присутствуют гранаты пироповой группы и хромдиопсид.

Последевоинские магматические проявления, по И. В. Лучицкому, имеют триасовый или пермский возраст. В. В. Богацкий считает, что щелочные основные и ультраосновные породы формируются в промежуток времени от поздней перми до раннего мела. Вместе с тем он относит их к образованиям, синхронным щелочным ультраосновным интрузиям Сибирской платформы.

Салаир

Салаирский кряж в структурном отношении представляет собой антиклинорий краевой части Алтае-Саянской складчатой области на границе с герцинидами Зайсанской складчатой системы (см. рис. 41; XXVII).

Кембрий

Наиболее древние раннестадийные проявления магматизма в Салаире относятся к раннему кембрию и приурочены к зонам глубоких расколов. Эффузивы кератофир-спилит-диабазовой формации с подчиненными осадками (кремнистые породы, известняки, вулканические терригенные отложения) образуют толщу мощностью 2500 м в северной половине кряжа, где она широкой полосой прослеживается вдоль окраины Салаира от с. Черешанова на западе до г. Гурьевска на востоке. На юге кряжа она известна по рекам Чумышу, Ангуреку, в районе сел Локоть, Поповичи, Карагай и др. В составе формации различаются лавы и туфы кварцевых кератофиров, кератофиров, спилитов, альбитизированных андезит-ба-

зальтовых и базальтовых порфиритов. Субвулканическая фация представлена силлами, дайками, мелкими штоками диабазов, диабазовых порфиритов, плагиогранит-порфиритов, кварцевых кератофиров, развитыми в поле распространения эффузивов.

Характерно многократное переслаивание пород различного состава: в северной и северо-восточной частях Салаира преобладают кислые эффузивы и их туфы, в южной равноденное или преобладающее развитие имеют основные. Породы подверглись зеленокаменному изменению, особенно на севере кряжа; в Северо-Восточном и Юго-Восточном Салаире они сохраняют первичные структуры и реликты первичных минералов.

Петрохимически породы формации принадлежат двум группам: андезит-базальт-базальтовой и липарит-дацитовой: по содержанию щелочей они близки известково-щелочной серии Дали с преобладанием натрия над калием.

С формацией связана полиметаллическая минерализация.

Вулканизм завершается внедрением плагиогранитов, слагающих мелкие штоки (до 1 км², редко больше) в пределах развития кератофир-спилит-диабазовой формации (реки Золотуха, Ларионова, Неня, Малая Бахта, д. Новая Малиновка и др.), которую они прорывают. Возраст интрузий раннекембрийский. Галька плагиогранитов содержится в конгломератах раннего кембрия.

Следующая мощная вспышка вулканизма произошла в среднем кембрии. Очаги вулканизма этого времени связаны с зонами крупных разломов. Продукты вулканизма, принадлежащие формации базальтовых порфиритов, вместе с подчиненными терригенными образованиями и известняками образуют толщу мощностью до 2500 м. Субвулканическая фация представлена дайками и силлами диабазов, диабазовых порфиритов, крупнолестовых андезитовых порфиритов. Характерно большое количество проклястических, часто грубообломочных пород, которые местами преобладают над лавами.

Накопление толщи происходило сначала в наземных условиях, позднее в подводных, а местами — в условиях вулканического архипелага островов.

В восточной части кряжа породы подверглись зеленокаменному изменению с сохранением первичных структур и реликтов минералов; по рекам Уру, Калтыраку, Бирюле они часто превращены в зеленые сланцы.

Петрохимически по относительному количеству щелочей и полевошпатовой извести устанавливаются породы, близкие средним типам по Дали, и образования с повышенной щелочностью и пониженным содержанием полевошпатовой извести. Натрий обычно резко преобладает над калием.

С этой базальт-порфиритовой формацией связана медная минерализация.

Комплекс ультраосновных и основных пород среднекембрийского возраста образует цепь разобщенных на значительные расстояния массивов, приуроченных к зонам глубинных разломов и названных П. М. Волоховым (Шивус, Кузнецов, Волохов, 1958) Салаирским поясом гипербазитов. Пояс размещается в южной части Салаира, где его массивы рвут базальт-порфиритовую формацию среднего кембрия. Верхний возрастной предел интрузии определяется по наличию галек ультраосновных пород в базальтных конгломератах ордовика (р. Аламбай, выше устья Разломной и в среднем течении р. Угловой).

Интрузия образуют мелкие ливейновытянутые пластиннообразные тела. Исключение составляют Северо-Тогульский массив, достигающий в длину 10 км при поперечнике 0,5 км. Контактного воздействия на вмещающие породы не наблюдается. Массивы сложены серпентинитами, среди которых крайне редко обнаруживаются реликты перидотитов и прорекситов (вебстериты или диаллазиты).

В контакте с более молодой габбровой интрузией по серпентинитам развиваются актинолитовые, актинолит-талльковые, талльковые, талльк-карбонатные и карбонатные породы. С этой гипербазитовой формацией связаны месторождения таллька и асбестовая минерализация.

В пространственной связи с гипербазитовой формацией находятся мелкие тела амфиболитовых габбро и диабазов среднекембрийского или, возможно, начала позднекембрийского времени. Площадь распространения их шире, чем у гипербазитов; они известны и на севере кряжа. Массивы габбро и диабазов рвут ранне-среднекембрийские толщи в Северо-Тогульский массив гипербазитов. Верхний возрастной предел их определяется наличием гальки габбро и габбро-диабазов в конгломератах ордовика (р. Алабай, выше устья р. Разломной и др.). Это вытянутые, согласные тела и неправильные штоки, площадь которых не превышает первых сотен метров.

Вулканические проявления позднего кембрия известны у восточной окраины с. Арияичева, юго-западнее с. Красного, по р. Хомутиной у с. Горскино и в других местах. Они представлены преимущественно туфами андезитовых порфиритов и альбитофиров, при подчиненном развитии таких же лав. Вулканические породы переслаиваются с подчиненным количеством терригенных образований. Суммарная мощность тех и других не превышает 600 м. Это формация андезитовых порфиритов ранних стадий развития геосинклинали.

Ордовик, силур, девон

В раннеордовикское время произошла складчатость, после которой в остаточных прогибах накапливались известково-терригенные толщи. Магматическая деятельность этого времени, соответствующая средним стадиям развития подвижной зоны, была незначительной. Среди ордовикских конгломератов известны лишь маломощные пачки туфов с единичными прослоями кварцевых альбитофиров (пос. Горный, р. Чумыш восточнее р. Ельцовки). Туфы альбитизированных андезитовых порфиритов встречаются среди флишеидных толщ Орлиногорской антиклинали. В силурийских отложениях известны туфы альбитофиров. Интрузивные образования этого времени представлены мелкими массивами габбро-диабазов. Они распространены довольно широко в северной половине кряжа и приурочены к зонам тектонических нарушений в толщах раннего палеозоя до ордовика включительно. Верхний возрастной предел их не установлен. Габбро-диабазы слагают дайки, пластовые тела, штоки, лакколиты площадью не более 2—3 км². Наибольшими из них являются массивы гор Мохнатой, Малиновой и восточнее д. Серебрянковой.

Габбро-диабазы и диабазы автометаморфизованы. Воздействие их на вмещающие породы незначительно и выражается в альбитизации и эпидотизации. В единичных случаях отмечаются скарны и роговики.

К девонским образованиям, заканчивающим формирование каледонид, относится субщелочная интрузия. Единственный массив ее (гора Барсуки) находится в среднем течении р. Томь-Чумыша. Он прорывает

сланцы с прослоями мергелей силурийско-девонского (?) возраста. Верхний возрастной предел не установлен. Массив сложен монцититами, габбро, мангеритами, нордмаркитами, опдалитами. Он имеет акмолитообразную форму, с развитием основных, бедных калиевым полевым шпатом пород по периферии и постепенной сменой к центру более кислыми породами, богатыми калиевым полевым шпатом. Вмещающие породы в контакте превращены в плагиоклаз-проксеновые роговики, а на некотором расстоянии от контакта наблюдается лишь эпидотизация мергелистых пород.

В среднем девоне на Салапре сформировались Бердская наложенная впадина и Прикузбасский прогиб, в которых проявился магматизм герцинского времени. Наиболее равные образования его относятся к живетскому веку и установлены в Прикузбасском прогибе на восточной окраине Салапра — от г. Прокопьевска до с. Желтоногина и далее на юго-запад вдоль р. Чемы. Эти проявления совершенно не изучены; известно лишь что в северной части кряжа встречаются толщи небольшой мощности, сложенные базальтовыми и андезитовыми порфиритами и их туфами. На востоке кряжа развиты альбитизированные базальтовые и андезит-базальтовые порфириты, переслаивающиеся с вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами с редкими прослоями известняков. Мощность толщи около 600 м.

Интрузии гранитоидов герцинского возраста наиболее распространены на Салапре. Это массивы площадью до 100—125 км² и многочисленными мелкими телами и дайками. Выделяются три группы массивов: северная (район деревень Уланово, Верхняя Цылинская, Нижняя и Верхняя Коурак, Старо-Гутово и др.), центральная (деревни Елбаны, Выдринск, Ново-Дресвянка, с. Залесово и др.) и южная (села Еланда и Горюхино). Форма тел гранитоидов не выяснена; вероятно, это штоки. В основании их развиты роговообманковые кварцевые диориты и гранодиориты с порфиритовой текстурой, насыщенные ксенолитами, шпизами. Центральные части массивов сложены роговообманково-блотитовыми двуполевошпатовыми гранитами и более кислыми гранитами. В породах наблюдается незначительная серицитизация, сосюритизация, реже пятнистая альбитизация, иногда хлоритизация блотита.

Массивы секутся дайками аплитов, диоритовых порфиритов, кварц-диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиритов. Редко встречаются кварцевые жилы, иногда хрусталоносные (Бабыя Гора).

Вмещающими породами служат чаще всего сланцевые толщи позднего девона и раннего карбона, в экзоконтактах превращенные в роговики различного состава. В единичных случаях встречаются скарированные известняки. Верхний возрастной предел интрузии не установлен.

Согласно определениям аргоновым методом (Н. И. Полевая, ВСЕГЕИ) гранодиорит Никольского массива имеет абсолютный возраст 300 млн. лет, двуполевошпатовый гранит Жерновского (Залесовского) массива — 235 млн. лет.

С интрузией связаны золото и вольфрамовая минерализация.

Довольно широкое распространение имеют на Салапре дайки и штоки плагиогранитов, плагиогранит-порфиритов и альбит-порфиритов, приуроченные к тем же структурам, что и интрузии гранитоидов. Характерной чертой их является интенсивная мусковитизация. Вмещающими породами, также являются сланцевые толщи позднего девона и раннего карбона, которые в контакте с массивами испытывают слабые изменения. Верхний возрастной предел интрузий не установлен. Взаимоотношения интрузий

плагногранитов и гранитоидов также не установлены. Не исключено, что плагнограниты являются поздней фазой интрузии гранитоидов.

Более молодые проявления магматизма на Салапре неизвестны.

Томь-Кольванская зона

Кембрий

Томь-Кольванская зона (см. рис. 41, XXVIII) является частью герцинской Зайсаяской складчатой системы, заложившейся на каледонском Алтае-Саянском складчатом основании, которое вскрывается в ее окраинной геосинклинальной структуре (Буготакская, Митрофановская, Ордынская антиклинали). Магматические проявления фундамента представлены основными и средними порфиритами и пирокластическими породами среднего кембрия.

Девон и карбон

К наиболее ранним магматическим проявлениям собственно Томь-Кольванской герцинской структуры относятся вулканогенные образования живетского возраста (ранняя стадия формирования подвижного пояса). Эти образования сосредоточены главным образом в окраинной геосинклинальной зоне и в меньшей степени в зонах прогибов (главного и краевого). Породы представлены диабазовыми, пироксеновыми андезитовыми порфиритами, альбитофирами и кварцевыми альбитофирами. К краевой антиклинальной зоне и к зоне краевого прогиба приурочены более кислые породы, к главному прогибу — преимущественно основные породы.

Вулканогенные образования ассоциируют с морскими терригенными породами и известняками и составляют около половины толщи общей мощностью 1750 м. Субвулканитические проявления представлены силлами и дайками андезитовых порфиритов, реже диабазов и альбитофиров. Тела их известны в антиклинальной зоне живетских осадочно-вулканогенных свит. Особенно много их в Буготанской антиклинали. Мощности тел не превышают 6—8 м.

Далее в Томь-Кольванской складчатой зоне внедрялись массивы гранитов на месте ее главного прогиба. Распространены они в районе г. Новосибирска на юге и до устья р. Ояша на северо-востоке.

Граниты рвут песчано-сланцевые толщи позднедевонско-раннекарбонного возраста. Верхний возрастной предел их определяется пересечением гранитов дайками долеритов предположительно триас-юрского времени. Массивы представляют собой конкордантные акмолитообразные тела размером до 100—150 км². Они сложены порфировидными биотит-роговообманковыми гранитами (Новосибирский, Мочищенский, Дубровлянский массивы); реже встречаются тела биотитовых пегматоидных гранитов с подчиненным развитием в них роговой обманки (Кольванский, Барлакский массивы).

Массивы биотит-роговообманковых гранитов характеризуются обильными шлирами и ксенолитами частично переработанных вмещающих пород и нередко заметной гнейсовидной текстурой. Контакты массивов извилистые; вмещающие породы в контакте превращены в гнейсы и кристаллические сланцы.

Массивы биотитовых пегматоидных гранитов характеризуются однородным составом. Вмещающие породы превращены в биотитовые и диопсидовые роговикки и окварцованы.

Взаимоотношения между телами гранитов разного состава не установлены. Предполагается, что они принадлежат к одной двухфазной интрузии, причем к ранней фазе относятся биотит-роговообманковые, а поздней — биотитовые пегматоидные граниты.

Гранитовые массивы второй фазы содержат аплит-пегматитовые жилы и неправильные обособления, содержащие кварц, турмалин, флюорит, берилл, топаз. Нередки кварцевые жилы с вольфрамтовым, касситеритовым оруденением, сульфидами, молибденом, топазом.

Мезозой

Наиболее молодой магматизм Томь-Кольванской зоны проявляется в послескладчатую стадию ее развития в виде даек и редко штоков долеритов, эссексит-долеритов, монцонитов, развитых в районах Новосибирска и Томска (Кутоллин, 1962; Иванов, 1956). Возраст их предположительно триас-юрский. Дайки имеют мощность от 1 до 10 м, реже до 20—50 м. Вмещающими являются песчано-сланцевые толщи позднего девона — раннего карбона и герцинские интрузии гранитоидов. Первые на контакте с ними несколько ороговикованы.

Химические анализы показывают, что долериты близки к среднему долериту по Дэли, но отличаются от него повышенным содержанием щелочей.

Кузнецкий прогиб

Кузнецкий прогиб (см. рис. 41, XXVI) является крупной тектонической структурой, заложившейся на каледонском складчатом основании. Магматические проявления фундамента, а также наиболее ранние (девонские) вулканические образования прогиба, обнажающиеся на границе Кузбасса с окружающими его каледонскими складчатыми сооружениями Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Салаира и герцинидами Томь-Кольванской зоны, описаны в соответствующих разделах.

Поздний палеозой — мезозой

Магматизм этого времени в Кузнецком прогибе изучен В. А. Кутоллиным (1963 г.). Им выделены два комплекса: позднепалеозойский и триасовый. К позднепалеозойскому комплексу относятся дайки и силлы долерит-монцонитов и монцонитов, встречающиеся среди угленосной балахонской серии средне-позднекарбонного возраста по окраинам Кузбасса и в Томь-Усинском, Завьяловском, Мрасском, Крапивинском и других районах. Тела внедрились в пермское время и вместе с отложениями балахонской серии сматы в складки в предтриасовое время. Силлы имеют мощность от 10 до 120 м и протяженность до 40 км. Дайки, при мощности до 25 м, прослеживаются до 8 км по простиранию. Контактные изменения вмещающих пород незначительны. В аргиллитах и алевролитах появляются обильный серпидит и биотит, угли превращаются в антрацит.

Среди долерит-монцонитов различаются кварц-оливиновые, кварцевые, пегматоидные долерит-монцониты, кварцевые монцониты, кварцевые

долеритовые порфириты, порфиридные кварцевые долерит-монциты и др.

В. Л. Кутолли большую роль в образовании пород этого комплекса отводит глубинной дифференциации, глубинной ассимиляции и кристаллазной дифференциацией в камере массивов.

По химизму породы позднепалеозойского комплекса по сравнению со средними типами характеризуются повышенным содержанием щелочей ($a = 9,4 - 12,7$; $n = 60-74$), пониженным количеством полевошпатовой плавны ($c = 2,3-3,8$, реже $4,3-5,3$), высоким отношением $a : c$ ($1,81-5,38$) и $f' : m'$ ($1,83-6,26$).

В Заломненской депрессии к раннепермскому времени относится формирование маломощных прослоев туфов кислого состава. Источники их неясны.

Мезозойский комплекс формируется в условиях молодой платформы и представлен покровами базальтов, горизонтами туфов, силлами и дайками микродолеритов. Эти образования приурочены к мальцевской серии триасового возраста и слагают в центральной части Кузбасса так называемую «мелафировую подкову». Наиболее ранними образованиями этого комплекса являются продукты извержений вулканов центрального типа, представленные туфами базальтов. Позже происходят извержения трещинного типа, давшие обильный лавовый материал. Вулканические породы переслаиваются с алеволитами, песчаниками, конгломератами.

Количественные соотношения между вулканогенными и осадочными образованиями изменчивы. При мощности толщи 1500 м на отдельных участках вулканический материал занимает до 90% разреза (р. Терсь выше р. Кайлота), на других — около 10% (р. Томь, гора Сосновая). Состав вулканогенных пород однообразный: это кайнозойские базальты, различающиеся между собой структурами и фенокристаллами.

Субвулканические образования представлены силлами и дайками микродолеритов. Верхний возрастной предел их определяется по наличию гальки в юрских конгломератах Бунгаракской мульды. Дайки и силлы имеют зональное строение, обусловленное различной степенью раскристаллизации пород тела. Мощность силлов от 2 до 25 м, мощность даек обычно не превышает первых метров.

В химическом отношении мезозойский комплекс по сравнению со средними типами пород характеризуется повышенным содержанием щелочей ($a = 6,8-10,2$; $n = 71-85,7$), пониженным количеством полевошпатовой плавны ($c = 3,2-6,9$, чаще всего $5,0-6,14$); отношение $a : c = 1,28-3,52$; $f' : m' = 1,31-2,21$.

Мезозойский комплекс тесно связан с развитием трапсов Сибирской платформы.

ЗАБАЙКАЛЬЕ

Забайкалье представляет собой область сопряжения трех разновозрастных складчатых систем, прилегающих с юго-востока к протерозойскому обрамлению Сибирской платформы (Байкальской складчатой области): 1) восточной ветви Алтае-Саянской раннепалеозойской складчатой области, заложенной на байкальском складчатом основании и тектонически активизированной в позднем мезозое — кайнозое, 2) северо-западной части Монголо-Охотской средне-позднепалеозойской (герцинской) складчатой области, вторично вовлеченной в геосинклинальное развитие в мезозое, 3) юго-западной ветви Становой складчатой

системы, интенсивно переработанной герцинскими и мезозойскими тектоно-магматическими процессами (рис. 51). В их пределах выделяются структурно-формационные зоны, представляющие собой крупные блоки земной коры, разделенные системами разломов преимущественно северо-восточного, реже северо-западного простирания и перемещенные на различные вертикальные уровни. Блоковое строение отчетливо фиксируется различием гравитационных и магнитных геофизических полей.

В раннепалеозойской складчатой области выделяются: 1) Джидинская и 2) Уда-Курбихнская геосинклинальные зоны, разделенные Хамар-

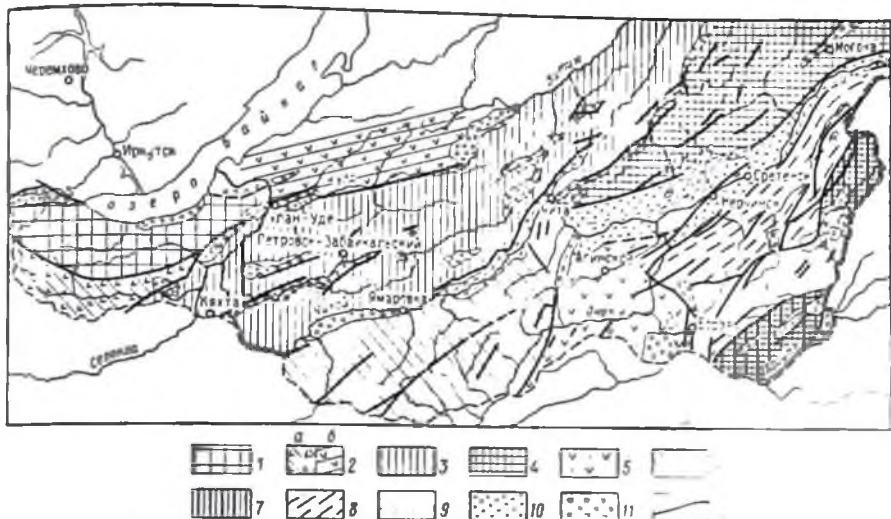


Рис. 51. Схема тектонического районирования Забайкалья

Байкальская складчатая область: 1 — Хамар-Дабанская зона; восточная часть Алтае-Саянской складчатой области. 2 — Джидинская (а) и Уда-Курбихнская (б) геосинклинальные зоны; 3 — Хилок-Нерчинская геоантиклинальная зона; юго-западная часть Становой складчатой системы; 4 — Нерча-Амазарская геосинклинальная зона, Монголо-Охотская складчатая область. Палеозойский структурный ярус 5 — Агинская центральная геосинклинальная зона, 6 — Даурская периферическая зона, 7 — Урулюнгуйская и Уровская геосинклинальные зоны (области раннепалеозойской стабилизации); мезозойский структурный ярус 8 — Шилки-Газымурская Центральная геосинклинальная зона, 9 — Приаргунская периферическая геосинклинальная зона, 10 — Шилки-Игодинская периферическая геосинклинальная зона; постгеосинклинальные структуры. 11 — надвешенные впадины; 12 — главные разломы и границы между структурно-формационными зонами

Дабанским протерозойским блоком, 3) Хилок-Нерчинская геоантиклинальная зона. К последней примыкает Нерча-Амазарская зона, являющаяся юго-западным флангом Становой складчатой системы.

В Монголо-Охотской складчатой области на большей части территории обнажены структуры средне-позднепалеозойского основания, а местами докембрийский фундамент; мезозойский структурный ярус, сформированный в позднепермское — раннеюрское время, сохранился главным образом в пределах Восточного Забайкалья.

В средне-позднепалеозойской складчатой области обособились следующие структурно-формационные зоны: 1) Агинская эвгеосинклинальная, 2) Даурская и 3) Уда-Аргунская периферические миеосинклинальные зоны, 4) Урулюнгуйская геоантиклинальная зона (срединный массив). Завершение геосинклинального режима в них происходило не одновременно, что и привело к различию и разновозрастности магматических образований герцинского цикла.

Формации и комплексы восточной вет

Тектоно-магматический цикл	Стадия	Возраст	Джидлийская зона		Уда-	
			Вулканогенные и вулканогенно-интрузивные формации	Интрузивные формации		
Мезозойско-кайнозойская активизация	Неоген-четвертичный	Базальт-андезитобазальтовая Щелочных базальтоидов — цежейская свита и белозерский субвулканический комплекс			Базальт-андезитобазальтовая Щелочных базальтоидов — цежейская свита и белозерский субвулканический комплекс	
	Ранний мел — неоген					
	Поздняя юра — ранний мел	Трахитбазальт-андезитовая — хилкокская свита			Трахитбазальт-андезитовая хилкокская свита	
	Поздняя юра	Трахитбазальт-трахитовая — ичтумуская свита и комплекс субвулканических интрузий			Трахитбазальт-трахитовая — ичтумуская свита и комплекс субвулканических интрузий	
	Средняя юра					
	Ранняя юра					
	Герцинская активизация и связи с разлитием Монгольско-Хуанхейской складчатой области	Средний — поздний триас(?)	Трахитларитовая — цагапхунтейская свита	Снегит-гранитовая щелочная — куналейский комплекс	Кислых гранитов малых глубин — гуджирский комплекс	Трахитларитовая — цагапхунтейская свита Базальт-ларитовая — хамнигадайская, чернопровская свиты
		Поздняя пермь — ранний триас	Базальт-ларитовая — тамшрская и чернопровская свиты			
		Пермь				
		Средний девон — ранний карбон				
Калодонский	Позднепермская	Средний — поздний кембрий		Графит-гранодиоритовая — джидлийский комплекс		
	Интерспинная					
	Дошпермская	Ранний кембрий	Спилитовая, спилит-диабазовая, кварц-кераитофровая	Гипербазитовая — цакирский комплекс		

Курбисная зона		Хилок-Нерчинская зона	
Интрузивные формации		Вулканогенные и вулкано-генно-интрузивные формации	Интрузивные формации
		Щелочных базальтоидов	
		Субщелочная базальт-андезито-базальтовая(?) Трахибазальт-андезитовая — хилокская свита	
		Трахибазальт-трахитовая — ичетуйская свита и комплекс субвулканических интрузивов	
Сленит-гранитовая щелочная — куналейский комплекс	Кислых гранитов малых глубин — гуджирский комплекс	Трахиллипаритовая — цаган-хунтейская свита Базальт-липаритовая — тамгирская, чернояровская свиты	Щелочная — купалейский комплекс Кислых гранитов малых глубин — гуджирский комплекс Габбро-гранодиорит-гранитовая — бичурский, куларинский, шаргаловский комплексы
			Кислых графитов — хавгильский комплекс
Гранит-гранодиоритовая — джидинский комплекс			Расслоенных базитов — монотойский комплекс Шовых гранитов — малханский комплекс Габбро-плагнографитовая — увгинский, джидинский, нягодийский комплексы
		Эффузивы неясной формационной принадлежности	

В мезозойское время в связи с заложением на жестком палеозойском основании поздне триасовой — раннеюрской геосинклинали обособились новые структурно-формационные зоны: 1) Газимурская центральная геосинклинальная зона (перекрывающая Унда-Аргунскую структурно-формационную палеозойскую зону), 2) Шилка-Ингодинская и 3) Приаргунская периферические зоны.

В позднем мезозое — кайнозое на всей территории Забайкалья формируются многочисленные палеогенные впадины, закладывающиеся на тектонических швах, разграничивающих различные структурные блоки, выполненные континентальными угленосными, реже вулканогенными отложениями.

Картина магматизма Забайкалья очень сложна; многие вопросы геологии — стратиграфии, литологии, тектоники — до сих пор недостаточно разработаны. Выделяются следующие тектоно-магматические циклы: 1) раннепротерозойский; 2) позднепротерозойский (байкальский); 3) раннепалеозойский (каледонский); 4) средне-позднепалеозойский (герцинский); 5) мезозойский (киммерийский); 6) кайнозойский.

Восточная ветвь Алтае-Саянской складчатой области (Юго-Западное и Северо-Западное Забайкалье)

Вопросами магматизма этой территории занимались многие исследователи: Л. М. Афанасьев, В. И. Арсентьев, А. А. Арсеньев, И. В. Белов, Ф. К. Волколаков, Ю. П. Деньгин, Д. Жалсобои, Ю. В. Комаров, Л. А. Козубова, П. М. Клевенский, И. Е. Луненок, М. Л. Лурье, Н. П. Михин, П. И. Налетов, А. А. Нечаева, В. А. Новиков, В. А. Обручев, Е. В. Павловский, Е. Н. Смолянский, Л. И. Салоп, Д. Д. Сагалуев, А. Н. Флоренсов, П. М. Хренов, К. А. Шалаев, А. Д. Щеглов и др.

Проявление тектоно-магматических циклов в пределах разных структурных зон отражено в табл. 13.

Протерозой

Раннепротерозойские магматические образования выделяются условно, к ним относят битун-джидинскую свиту глубокометаморфизованных эффузивов, амфиболитов и зеленых сланцев, а также комплекс залегающих среди них интрузий основного и ультраосновного состава — габбро, пироксениты.

Позднепротерозойский (байкальский) магматизм выделяется также до некоторой степени условно, так как точных данных для установления его возраста нет. К позднему протерозою относят рассланцованные кварцевые порфиры, альбитофиры и метаморфизованные эффузивы основного и среднего состава, нередко преобразованные в амфиболиты и зеленые сланцы; они распространены в Заганском, Малханском, Яблоновом хребтах и в междуречье Уды и Курбы прорваны раннепалеозойскими гранитами. К позднему протерозою еще недавно относили боргойскую свиту в Джидинской зоне, сложенную фельзит-порфирами, кварцевыми порфирами и их туфами, пересланцованными с метаморфизованными осадочными породами. В последнее время в связи с находками перм-триасовой фауны в сходных толщах кислых эффузивов протерозойский возраст боргойской свиты отрицается.

Интрузивный магматизм представлен крупными складчатыми и позднекладчатыми плутонами габбро-диоритов, диоритов, гранодио-

ритов, граноспелитов и гранитов, объединяемых в различные интрузивные комплексы. Некоторые исследователи (Н. И. Фомин, М. Л. Лурье, С. В. Обручев и др.) считают основные породы самостоятельным комплексом, но большинство относит их к ранним фазам хамар-дабанского сложного интрузивного комплекса.

В юго-западной части Хилок-Нерчинской зоны (в Заганском хребте) и в ее северо-восточной части (Нерча-Каренгское поднятие) на больших площадях обнажены гнейсовидные граппты и гранодиориты, являющиеся, по-видимому, выступами протерозойского фундамента. Такого рода образования отмечаются в виде крупных останцов среди более молодых — раннепалеозойских гранитоидов джидинского комплекса.

Ранний палеозой

Раннепалеозойские магматические образования широко развиты на рассматриваемой территории. Их выделение стало возможным после находок фаунистически охарактеризованного кембрия в Джидинской и Уда-Курбинской зонах. Наиболее характерны образования, относящиеся к ранним стадиям развития раннепалеозойской складчатой области.

Раннекембрийскими являются эффузивы спилит-диабазовой и кварцкратофировой формаций, широко развитые в Джидинской и Уда-Курбинской зонах, где они переслаиваются с терригенными и карбонатными отложениями. Суммарная мощность толщи достигает 3500—5500 м. Насыщенность разреза эффузивами варьирует в широких пределах. Преобладают диабазовые порфириты, спилиты, авгитовые и роговообманковые апдезитовые порфириты. Территориально разобщенно встречаются альбитофиры, кварцевые альбитофиры, липаритовые порфириты и их туфы. Для всех пород характерны альбитизация, хлоритизация, опилитизация и карбонатизация.

В Хилок-Нерчинской зоне выделяется катаевская толща, сложенная порфиритами, диабазами и их расчлененными разностями.

К эффузивам близок по возрасту цакирский гипербазитовый комплекс, относящийся к дунит-перидотитовой формации. Формирование гипербазитов и пегматитов эффузивов приурочены к зонам глубинных разломов. Интрузии цакирского комплекса — небольшие штокообразные и линзовидные тела площадью до 15—20 км². В Джидинской зоне они образуют полосу северо-западного направления, в которой насчитывается до 50 массивов: Хангар-Ульский, Хамар-Худинский, Цакирский и др.

С цакирским комплексом связаны рудопроявления хрома и никеля, а также асбест, магнезит и тальк. Возраст интрузий определяется тем, что они прорывают отложения нижнего кембрия, а сами прорываются гранитоидами раннепалеозойского джидинского комплекса.

Более поздние магматические образования, весьма разнообразные по составу, вызывают большие споры в определении их возраста, расчленении на комплексы и установлении их последовательности. Одни исследователи (П. И. Налетов и др.) объединяют все разнообразие пород от габбро до аляскитов в один многофазный джидинский интрузивный комплекс; другие (Е. Н. Смолянский) выделяют кроме сложного джидинского комплекса еще два, предшествующих ему, — габбровый и диорит-грапидиоритовый. В выделении фаз джидинского комплекса также имеется много противоречий. П. И. Налетов выделяет три фазы: 1) габбро, диориты, кварцевые диориты до плагиогранитов; 2) сенииты, кварцевые

сипелиты, граносипелиты и моцзониты; 3) биотитовые порфиридные граниты и аляскинты. Интрузии джидинского комплекса, иногда достигающие 1—2 тыс. км², широко развиты в Джидинской и Уда-Курбинской зонах и сопровождаются мощными зонами контактово-замещающих пород — роговиков и скарпов.

Л. А. Козубова на основании систематических исследований на территории Малханского, западной части Яблонового хребта и правобережья Хилка предлагает иное расчленение раннепалеозойского интрузивного магматизма, выделяя четыре самостоятельных комплекса: 1) игодинский комплекс габбро, 2) джидинский комплекс диоритов и 3) уйгивский комплекс плагногранитов, относящихся к габбро-плагногранитовой формации. Четвертый комплекс — малханский — объединяет шовные граниты. Такое расчленение раннепалеозойского интрузивного магматизма принято в настоящем очерке.

Неясное положение занимает моностойский комплекс габбро, выделенный П. И. Налетовым и А. Д. Щегловым и, возможно, относящийся уже к послескладчатым образованиям геосинклинальных поднятий или зон ранней консолидации. Впервые основные интрузии на территории Западного Забайкалья описаны Ю. П. Деньгиным и И. В. Лучицким. П. И. Налетов (1962) и А. Д. Щеглов (1963) назвали комплекс габброидов моностойским. Однако установлено, что габбро Моностойского хребта представляет собой образования иного типа, чем описываемые в Малханском и Яблоновом хребтах, и имеют, по-видимому, более молодой возраст. В отличие от них Л. А. Козубова назвала раннепалеозойский комплекс габбро игодинским. В него предлагается включить и кручининские габбро, раннепалеозойский возраст которых теперь определен (И. Н. Фомина, 1961 г.).

Игодинские габбро территориально приурочены к выходам рассланцованных эффузивов и тесно ассоциируют с джидинскими диоритами и уйгивскими плагногранитами, содержащими ксеполиты габбро. Габбро, как правило, сохранились в крупных блоках-ксенолитах среди более поздних гранитоидов. Размеры блоков достигают 150 км².

В формировании комплекса устанавливаются две фазы: первая фаза — слагающие массивы разнообразные породы группы габбро, габбро-пориты, ольвиниовые и роговообманковые габбро; вторая фаза — жильные породы ультраосновного состава: ольвиниты, перидотиты и горнблециты. Петрографические, петрохимические и геохимические данные показывают принадлежность пород к производным основной магмы.

Игодинские габбро — типичные образования ранней стадии развития раннепалеозойской складчатой области и являются самым ранним членом габбро-плагногранитовой формации.

Джидинские диориты распространены широко. Они прорывают гнейсы и эффузивы предположительно протерозойского возраста и ассоциируют с телами габбро и плагногранитов. Морфологию массивов установить трудно, так как они разбиты на блоки и интрузивны более молодыми гранитами. Размеры их достигают первых сотен квадратных километров. Главной фазой комплекса являются кварцевые диориты; диориты появляются, как правило, в эндоконтакте массивов; гранодиориты занимают подчиненное положение. Жильная фация — дайки диабазовых и диоритовых порфиритов и лампрофиров.

Для минерального состава пород характерна бедность их цветными минералами и повышенное для кварцевых диоритов содержание кварца.

На петрохимической диаграмме Заварицкого эта особенность диоритов подчеркивается невысоким значением параметра b по сравнению со средним типом кварцевых диоритов по Ноккольдсу и Дэли. Джидинские диориты сформировались, по-видимому, в процессе складчатости и являются следующим за габбро членом габбро-плаггиогранитовой формации. Возраст комплекса определяется прорыванием отложений нижнего кембрия в бассейне р. Джиды и трансгрессивным налеганием на них континентальных отложений нижнего карбона.

Углицкие плаггиограниты развиты в пределах Хилок-Нерчинской структурной зоны, но многие массивы их еще не выявлены. Плаггиограниты всюду ассоциируют с ингодинскими габбро и джидинскими диоритами и представляют собой последний член раннепалеозойской габбро-плаггиогранитовой формации. Массивы плаггиогранитов вытянуты согласно простиранию вмещающих пород. Ориентировка гнейсовидности в них и других совпадает. Гнейсовидная текстура и бласты в породах обычных.

Интрузии плаггиогранитов сформировались в две фазы: первую представляют гранодиориты, вторую, главную, — плаггиограниты. Раннепалеозойский малханский комплекс гранитов впервые выделен сотрудниками ВСЕГЕИ. Первоначально он считался комплексом нерасчлененных гранитов протерозойского — раннепалеозойского возраста. Раннепалеозойский возраст его был позднее обоснован Л. А. Козубовой. Однако и в настоящее время нет уверенности в том, что в его составе присутствуют строго одновозрастные образования.

Малханские граниты слагают самые крупные массивы в Хилок-Нерчинской зоне и могут быть отнесены к формации гранитовых батолитов. Кроме крупных размеров для них характерно: а) сохранение и повторение внутренней структурой массивов (полосчатостью) структуры вмещающих гнейсов; б) интенсивная гранитизация в контакте с ними вмещающих пород, в том числе и джидинских диоритов; в) мелкозернистое до среднезернистое сложение пород, гнейсовидная текстура; г) однообразие минерального состава с некоторым уклоном от нормальных гранитов к меланократовым и лейкократовым; д) однообразие в петрохимической характеристике пород: все они пересыщены глиноземом, имеют приблизительно одинаковые содержания калия и натрия и несколько варьирующее значение параметра b ; е) жильная фация их представлена обильными пегматитами и аплитами.

О магматической природе малханских гранитов свидетельствует наличие их апофиз с резкими секущими контактами во вмещающих ингодинских габбро и джидинских диоритах. Генезис малханских гранитов продолжает вызывать споры. Одни исследователи относят их к формации шовных гранитов, другие — к образованиям типа гнейсовых куполов. Поэтому и отнесение их к определенной магматической формации является условным.

Моностойский интрузивный комплекс имеет сравнительно небольшое распространение в хребте Моностой, на границе двух разнотипных структурно-формационных зон. Интрузии его слегка вытянуты в северо-восточном, или широтном, направлении; площадь их не превышает 20—150 км². Это массивы Убукунский, Хободольский, Верхне-Сутойский, Арсентьевский и др. Характерной особенностью их является зональное или кольцевое строение. Они формируются в две фазы: первая — габбро, прроксениты, перидотиты, косьбиты, анортозиты (преобладают лейкократовые габбро и анортозиты); вторая — сиениты типа ларвикита и тенсбергита.

Возраст комплекса неясен. Установлена только нижняя его граница прорыванием метаморфических и интрузивных пород протерозойского возраста. Строение массивов свидетельствует о спокойной тектонической обстановке их образования в условиях стабилизировавшегося блока. Отнесение их к раннепалеозойскому магматическому циклу является условным.

С интрузиями монотойского комплекса связана пльменит-магнетитовая минерализация.

Поздний палеозой — ранний мезозой

Позднепалеозойские — раннемезозойские магматические образования развиты преимущественно в пределах Хилок-Нерчинской геосинклинальной зоны, частично распространяясь в Уда-Курбильскую, и генетически связаны с герцинскими тектоно-магматическими процессами Монголо-Охотской складчатой области. Это типичные проявления ксеногенного магматизма, возникающего в зонах завершённой складчатости или ранней консолидации, обрамляющих более молодую складчатую область.

Они представлены трещинными интрузиями микроклиновых гранитов послеравискампоугольного возраста, сложной серией позднепермских — раннетриасовых наземных эффузивов и приповерхностных, реже гипабиссальных интрузий, состав которых эволюционирует от более основных до кислых, субщелочных и щелочных пород. Наиболее ранним проявлением позднепалеозойского (герцинского) магматизма в Хилок-Нерчинской зоне являются микроклиновые граниты хангильского комплекса. Характерными особенностями комплекса, по данным Л. А. Козубовой, являются: трещинный тип плутонов, существенно калиевый характер гранитов, порфировидное сложение — наличие крупных кристаллов розового микроклина, обилие пегматитовых и аплитовых жил. Особенности хангильских гранитов сближают их с порфировидными микроклиновыми гранитами условно позднепалеозойского возраста, выделенными ранее в пределах Монголо-Охотской складчатой области (Защкойской зоне) под названием даурского комплекса. В противоположность хангильским интрузиям даурского комплекса обладают значительно более крупными размерами. Калиевый характер хангильских гранитов резко выделяет их среди всех предшествующих раннепалеозойских интрузивных пород Хилок-Нерчинской зоны, имеющих отчетливо выраженные черты натровой серии.

На всей территории Хилок-Нерчинской и частично Уда-Курбильской зон распространены наземные эффузивы и приповерхностные интрузии, возраст которых датируется от поздней перми — раннего триаса до середины триаса, а возможно, и несколько моложе. Генетические соотношения интрузий и эффузивов изучены совершенно недостаточно, но анализ имеющихся данных говорит о том, что они являются комагматическими «парами», относящимися к базальт-диабазитовой и трахидиабазитовой формации. Об этом свидетельствует их пространственное положение, петрохимическая близость и имеющиеся геохимические данные.

Наиболее ранними являются эффузивы тампирской пермо-триасовой и черновяровской раннетриасовой свит. Тампирская свита сложена кислыми лавами — лавитовыми порфирами, плагиопорфирами, переслаивающимися с туфами, песчаниками и сланцами, содержащими растительные остатки. Мощность свиты колеблется от первых сотен метров до 1 км

и более. Черноярская свита сложена преимущественно базальтовыми, реже андезит-базальтовыми порфиритами и их туфами. Силлы и дайки диоритовых порфиритов, микродиоритов и диабазов, секущие кислые лавы тамирской свиты, по-видимому, генетически связаны с черноярскими эффузивами. Мощность свиты того же порядка, что и тамирской. Эффузивы обеих свит относятся к базальт-липаритовой формации.

Среди эффузивов установлены интрузии различного состава, которые изучались Л. А. Козубовой (1962—1964 гг.) в юго-западной части Хилок-Нерчинской зоны и описаны под названием шарагольского комплекса габбро, кударинского комплекса гранодиоритов и бичурского комплекса гранитов. Генетические соотношения их с эффузивами не выяснены.

Шарагольские габбро залегают в виде даек, линейновытянутых трещинных массивов и штоков размером до $10-15 \text{ км}^2$ преимущественно среди эффузивов тамирской и черноярской свит. Структура и вещественный состав габбро вследствие гипабиссальных условий формирования довольно разнообразны. Отмечаются нормальные габбро, амфиболовые и оливковые габбро-нориты, габбро-диабазы, диориты; преобладают нормальные и амфиболовые габбро. Текстура пород массивная или директивная. Весьма характерно наличие реликтов анортита в плагиоклазе, по-видимому, интраклеточных образований. Анортит разлагается и обрастает лабрадором. Не менее типична пойкилоофитовая структура, подчеркивающая гипабиссальный характер интрузии.

В западной части Малханского хребта Л. А. Козубовой в 1959 г. выделен кударинский комплекс пород преимущественно гранодиоритового состава, образовавшийся в раннем мезозое. Это, несомненно, магматические образования. Они слагают массивы трещинного типа, имеют отчетливые эруптивные контакты с вмещающими эффузивами и гранодиоритное сложение эндоконтактовых участков. В формировании комплекса отмечаются две фазы: первая фаза — порфировидные среднезернистые гранодиориты, вторая фаза — мелкозернистые гранодиориты и гранодиорит-порфиры. Для кударинского комплекса типичны: 1) территориальная приуроченность массивов к полям пермо-триасовых эффузивов, 2) гипабиссальный характер интрузии, 3) гранодиоритовый состав пород (в сравнении со средними по Дзэли), 4) порфировидное сложение (в порфировидных выделениях — преимущественно белый плагиоклаз), 5) альбитизация, 6) высокое содержание скандия. Возраст кударинского комплекса определяется прорыванием черноярской и тамирской свит. Гранодиориты прорываются в свою очередь интрузиями бичурского и куналейского комплексов.

Бичурский комплекс выделен в 1959 г. Л. А. Козубовой из нерасчлененного джидинского комплекса. Название комплекса предложено ею же. Массивы бичурских гранитов территориально приурочены к выходам пермо-триасовых и триасовых эффузивов и почти всюду ассоциируют с телами шарагольских габбро, кударинских гранодиоритов, щелочных куналейских гранитов и лейкократовых гранитов гуджирского комплекса. Массивы вытянуты в северо-восточном направлении, имеют размер от 50 до 150 км^2 . Сюда относятся Бичурский, Шергольдживинский, Живдоковский и другие массивы. Главная фация — порфировидные граниты. В эндоконтакте иногда образуются неравномервозернистые граносиениты. Жильные породы — гранит-порфиры, аплиты.

Возраст комплекса определяется прорыванием его телами эффузивов тамирской свиты; верхний возрастной предел — прорыванием его тел щелочными сиенитами куналейского комплекса, который перекрыт

осадочно-вулканогенной хилокской свитой верхней юры. Для бичурского комплекса характерны небольшие размеры массивов, гипабиссальные условия образования, отсутствие негматитов в жильной фации, порфиридная структура пород, альбитизация.

Следующими по возрасту являются эффузивы цаган-хунтейской свиты, относящиеся к субщелочной трахиллипаритовой формации, и интрузии кувалейского комплекса, принадлежащие щелочной сиенит-гранитовой формации. Цаган-хунтейская свита, широко распространенная в Хилок-Нерчинской и Уда-Курбинской зонах, сложена трахитами и трахитовыми порфирами, фельзитами, перлитами и туфами и содержит редкие небольшие по мощности горизонты туфогенно-осадочных пород.

Тесно связанные с эффузивами штокообразные субвулканические тела сандиевых порфиров, сиенит-порфиров и граносиенитов являются, по-видимому, подводящими каналами. Мощность свиты колеблется от сотен метров до 1,5—2 км.

Интрузивный аналог цаган-хунтейских эффузивов — кувалейский комплекс — впервые описан А. Л. Арсеньевым на территории Цаган-Хунтейского и Цаган-Хуртейского хребтов и П. В. Луцицким на территории Малханского хребта как фациальная разновидность «палеозойского битолита». П. Н. Налетов обосновал мезозойский возраст комплекса и назвал его малокувалейским. Позднее был доказан раннемезозойский возраст многих массивов, относившихся ранее к палеозою. В настоящее время к кувалейскому комплексу относятся две группы массивов — субщелочных и щелочных пород. Для субщелочных интрузий устанавливаются две фазы формирования: первая фаза (главная) — субщелочные граниты, граносиениты и кварцевые сиениты; вторая фаза — субщелочные мелкозернистые граниты, граносиениты, гранит-порфиры, граносиенит-порфиры.

Для щелочных интрузий также наблюдаются две фазы формирования: первая фаза (подчиненная) — субщелочные сиениты в сиенитовых массивах и субщелочные граниты в гранитовых массивах; вторая фаза (главная) — щелочные сиениты в сиенитовых массивах и щелочные граниты в гранитовых массивах. Жильная фация: в массивах субщелочных пород — кварцевые порфиры, граносиенит-порфиры, аплиты; в щелочных массивах — арфведсонитовые гюрорудиты, сельсбергиты, сиенит-порфиры, щелочные аплиты. Обе группы образовались одновременно и являются, по-видимому, следствием фациальных различий в глубинном магматическом очаге.

Характерной особенностью кувалейских гранитоидов, как и всех раннемезозойских интрузивных пород, является своеобразный порядок образования некоторых минералов, обнаруживающих прерывистость (стадийность) в кристаллизации магмы. Субщелочные гранитоиды в этом отношении аналогичны бичурским и отличаются от последних: отсутствием порфиридных выделений калинатрового полевого шпата, более кислым плагиоклазом второй генерации и более далеко зашедшим процессом альбитизации. В щелочных гранитах также намечается многостадийность в кристаллизации магмы, установленная для значительной части кристаллов калинатровых полевых шпатов и роговых обманок.

Наиболее широко субщелочная трахит-липаритовая и щелочная гранитовая формации развиты в Хилок-Нерчинской зоне, причем устанавливается некоторая закономерность как в соотношениях между эффузивными и интрузивными фациями, так и в их составе. На юго-западе зоны (в районе Боргойской впадины) эффузивы почти неизвестны, а интрузии

представлены небольшими телами снейтов и нефелиновых снейтов, часто сопровождаемых дайками сёльвсбергитов. К северо-востоку в бассейне левобережья р. Уды увеличиваются площади развития эффузивов и размеры интрузивных тел. В составе последних наряду с снейтами развиты граноснейнты и щелочные граниты с эгирином и арфведсонитом. В верховьях р. Уды и на водоразделе Уды и Хилка площади развиты щелочные и аляскитовые граниты, а среди интрузий наиболее широко распространены щелочные и аляскитовые граниты. На северо-восточном окончании зоны, в междуречье рек Витима и Нерчи, преобладают интрузивные породы, которые здесь представлены преимущественно щелочными эгириновыми и арфведсонитовыми гранитами и очень редко граноснейптами. Эффузивные породы, встречаемые на ограниченных площадях, по составу относятся к субщелочным фельзит-порфирам, их лавобрекчиям и туфам.

Ряд массивов щелочных гранитов, в частности Дутулурский, располагаются в области сочленения Хплок-Нерчинской и Нерча-Амарзарской зон.

Некоторые исследователи (Щеглов, 1965; Чупров, 1963) выделяют еще ходжертуй-шалотский подкомплекс, который развит главным образом в Хплок-Нерчинской зоне. Он представлен мелкими интрузиями лейкократовых кварцевых снейтов и аляскитов, с которыми связаны мелкие месторождения молибдена.

Близкими по времени к вышеописанным являются, вероятно, небольшие гипабиссальные трещинные интрузии гуджирского комплекса, представленные аляскитовыми гранитами, гранит-порфирами и фельзит-порфирами, наиболее распространенными в Джидинской зоне, где с ними связана молибденовая и вольфрамовая минерализация. Интрузии этого комплекса известны также в Уда-Курбинской и Хилок-Нерчинской зонах. По данным Е. Н. Смолянского и П. И. Малетова (1963) интрузии гуджирского комплекса прорывают ичегуйскую свиту (среднеюрская), т. е. резко оторваны по времени от кувалейского комплекса. Комплекс впервые описан и назван П. И. Малетовым.

Мезозой и кайнозой

Последующая геологическая история региона связана с процессами тектонической активизации, наступившей после длительного покоя консолидированной складчатой области. Возникающие глубокие разломы делают возможным поступление магматического материала из все более глубоких зон земной коры. Преимущественным развитием пользуются наземные вулканические формации — производные базальтовых магм. Здесь установлены: 1) трахит-трахибазальтовая формация, 2) формация щелочных базальтоидов и 3) базальтовая формация.

В Джидинской, Уда-Курбинской и Хилок-Нерчинской зонах в позднем мезозое, средней и поздней юре развиты эффузивы и субвулканические тела трахит-трахибазальтовой формации. Наиболее широко эти образования распространены в северном борту Боргойской впадины, где они ранее были известны под названием петропавловской свиты и относились к пермо-триасу. Обнаружением органических остатков установлен среднеюрский возраст свиты; она получила название ичегуйской. Свита сложена базальтами, трахибазальтами, трахиандезитами, трахитами, трахитовыми и трахилапаритовыми порфирами. Покровы лав переслаиваются с горизонтами песчаников, алевролитов и аргиллитов, содержащих отпечатки насекомых. Общая мощность свиты колеблется от первых сотен метров до 1—2 км.

Субвулканические тела, штоки и дайки имеют различный состав; это оливиновые долериты, трахидолериты, микродиориты, монцонит-порфиры, сиенит-порфиры и граносиениты. Формирование субвулканических тел и излияния эффузивов связаны с протяженными разломами.

Стратиграфически выше залегают эффузивы позднеюрской хилокской свиты, представляемые только основными породами: трахибазальтами, трахибазальтовыми и трахиандезитовыми порфиритами. Эффузивы слагают верхнюю часть разреза и подстилаются континентальными грубообломочными терригенными отложениями.

После некоторого периода покоя, в равнин мелу, после накопления угленосных толщ, возобновилась магматическая деятельность, отчетливо контролируемая разрывными нарушениями, обрамляющими наложенные впадины. Она дала формацию щелочных базальтоидов, которая включает как эффузивные породы цежейской свиты, так и субвулканические и гипабиссальные тела белозерского интрузивного комплекса. Среди эффузивов цежейской свиты отмечаются трахибазальты, нефелиновые и анальцимовые базальты и туфы комендитового состава. Мощность свиты невелика — десятки и первые сотни метров. Отложения ее распространены на незначительной площади. Субвулканические и гипабиссальные тела белозерского комплекса сложены бакакитами, лимбургитами, трахидолеритами, эссекитами, кринитами, тешенитами, гленмуиритами, камптонитами, пуласкитами, тингуаитами, бостонитами, комендитами. Наиболее широко щелочные базальтоиды распространены в Джидинской зоне, в меньшей степени — в западной части Хилок-Нерчинской зоны.

С этой формацией генетически связана флюоритовая минерализация (Щеглов, Розипов, 1963).

Наиболее молодые проявления вулканизма, относящиеся к неоген-четвертичному времени, представлены базальтовой формацией, которая развита преимущественно в Джидинской и отчасти в Уда-Курбинской зонах. По составу это нормальные известково-щелочные базальты и андезит-базальты. Они образуют покровы, занимающие большие площади, мощностью несколько сот метров. Кроме лав, в небольшом количестве присутствуют туфы. Излияния — трещинного и центрального типа. В ряде мест отмечены вулканические аппараты. Наиболее молодые излияния базальтов относятся к антропогену.

Юго-западная ветвь Становой складчатой системы (Северо-Восточное Забайкалье)

Нерча-Амазарская геосинклинальная зона, находящаяся к востоку от р. Нерчи, охватывает территорию верховьев р. Олёкмы и левых притоков р. Шилки и ограничивается на юге системой разломов и тектонических блоков, в которых заложены отложения среднего и позднего палеозоя, а также позднего триаса и ранней юры. В тектоническом отношении эта территория является западной ветвью зоны Становика, переработанной палеозойскими и мезозойскими тектоно-магматическими процессами, генетически связанными с развитием Монголо-Охотской складчатой области. Вследствие интенсивных поднятий и размытия на больших площадях обнажены структуры протерозойского фундамента.

Почти полное отсутствие осадочных отложений создает большие трудности в определении возраста магматических образований. Этим объясняются крайне противоречивые суждения о возрасте более древних — домезозойских магматических комплексов (табл. 14).

Формации и комплексы Перча-Амазарской зоны юго-западной ветви
Становой складчатой области

Тектоно-магматический цикл	Стадия	Возраст	Вулканоогенные и вулканогенно-платузные формации	Интрузивные формации
Герцинская и киммерийская активизация в связи с развитием Монголо-Охотской складчатой области		Ранний мел — всогеи(?)	?	
		Поздняя юра — ранний мел	Субщелочная базальт-андезит-базальтовая	
		Поздняя юра	Андезит-трахибазальтовая — белоурмский комплекс	Щелочных гранитов — перчуганский комплекс Диорит-гранодиорит-гранитовая гибридная — аму-джикавский комплекс Кислых гранитов — чоп-гольский комплекс Гибридная габбро-мондицит-гранодиоритовая — амалявский комплекс
		Ранняя — средняя юра		
		Трпас	?	Снепунт-гранитовая щелочная — каледонский комплекс
		?		
Каледонский(?)	Инверсионная	Ранний палеозой(?)	?	Гранит-гранодиоритовая — олёкминский комплекс
	Доинверсионная		?	Габбро-перидотитовая(?) — урумский комплекс

Протерозой

Протерозойские или позднепротерозойские (?) образования представлены биотитовыми и лейкократовыми гнейсовидными гранитами и плагиогранитами. Они образуют неправильные тела и тесно ассоциируют с толщами мигматитов, гнейсов и кристаллических сланцев, обнажаясь в поднятых блоках фундамента (Торгинский, Куенгинский, Могочинский и др.).

К протерозойскому циклу многие исследователи относят редкие тела амфиболитов и серпентинитов.

Ранний палеозой

Возраст интрузивных образований раннепалеозойского цикла еще недавно считался средне- и позднепалеозойским. Но бесспорных доказательств его раннепалеозойского возраста и теперь нет.

Выделяются три последовательно формирующихся комплекса: 1) урюмский комплекс габброидов, который сопоставляется с ингодинским комплексом Хилок-Нерчинской зоны. 2) комплекс диоритов и кварцевых диоритов — аналог джидинского комплекса в поньянни Л. А. Козубовой и 3) олёмкинский комплекс гранитоидов.

Габброиды урюмского комплекса слагают небольшие массивы (до 20 км²) и ксенолиты в диоритах и гранитах, т. е. развиты незначительно. Наиболее часты амфиболлизированные габбро, реже наблюдаются оливковые габбро и габбро-перидотиты.

Гнейсовидные диориты и кварцевые диориты образуют обширные тела в верховьях левых притоков р. Шилки. Они прорывают отложения позднего протерозоя и раннего кембрия и перекрыты (?) отложениями условно среднего палеозоя. Наиболее распространены лейкократовые кварцевые диориты, но присутствуют и плагиограниты. Гнейсовидность является, по-видимому, вторичной и связана с динамометаморфизмом (катаклаза, бластез). Она ориентирована по простиранию тектонической зоны.

Гранитоиды олёмкинского комплекса развиты на громадных площадях хребта Олёмкинского Становика от бассейнов Черного и Белого Урюмов до верховьев Олёмки и Туягира. В гранитах содержатся ксенолиты габбро и кварцевых диоритов. Граниты сходного облика присутствуют среди гальки конгломератов чапинской свиты условно среднепалеозойского возраста. Однако ввиду малой изученности последней и спорности определения ее возраста раннепалеозойский возраст гранитов остается дискуссионным. Сходные с олёмкинскими граниты отмечаются в верховьях р. Витима (И. Ф. Победаш), где они прорывают отложения раннего кембрия(?). Аналогичные граниты, по данным В. Т. Беличенко, Ю. В. Комарова, П. М. Хренова и Ю. Чернова, прорывают нижнекембрийские отложения в бассейне р. Уды.

Судя по площади распространения, олёмкинские гранитоиды слагают очень крупные биотитовые тела. Некоторые исследователи указывают на наличие нескольких фаз комплекса, но этот вопрос еще недостаточно выяснен. Среди гранитов выделяются биотитовые, амфибол-биотитовые и двуслюдяные разновидности. Наблюдается некоторая зональность в их распределении. В бассейнах Черного и Белого Урюмов преобладают амфибол-биотитовые, переходящие в граптодиориты, и биотитовые граниты. Центральная часть Олёмкинского Становика сложена биотитовыми и двуслюдяными гранитами, причем последние приурочены к осевым частям хребта. Гранитоиды олёмкинского комплекса разнообразны по облику, но обычно порфировидны и массивны. Тела их формировались, вероятно, в сводах крупных антиклинорных структур в отличие от маяханских «шовных» гранитов.

Мезозой

Мезозойские интрузивные и интрузивно-эффузивные образования широко развиты в Нерча-Амазарской зоне. Расчленение их на комплексы, установление их последовательности и возраста еще недостаточно обосновано и поэтому в их трактовке имеются значительные разногласия.

Наиболее ранними являются два интрузивных комплекса — аманянский (диориты, диорито-сиениты, граптодиориты и амфибол-биотитовые граниты) и чонольский (биотитовые и лейкократовые граниты и граптодиориты). Эти комплексы выделены В. И. Шульдинером (1960 г.). Некоторые

исследователи (А. Ф. Озерский и др.) считают все раннемезозойские гранитоиды фазами единого амананского комплекса.

Интрузии амананского комплекса слагают около 20% площади и образуют крупные (до 200—700 км²) массивы, обычно сложной — лапчатой, грубокрястообразной формы. Размещение их подчинено тектоническим нарушениям — «скрытым» разломам, диагональным и поперечным к наиболее протяженным северо-восточным разломам. В амананском комплексе выделяются две сближенные во времени фазы: первая фаза — равномернозернистые кварцевые диориты, реже диориты и монцититы, слагающие периферические части интрузии; вторая фаза — порфировидные амфибол-биотитовые гранодиориты, реже граниты и гранит-порфиры, образующие ядро интрузий.

Жильные породы представлены маломощными дайками мелкозернистых биотитовых гранитов, аплитов и аплит-пегматитов.

Чонгольский комплекс представлен массивами слабопорфировидных биотитовых и лейкократовых гранитов, в приконтактных частях — лейкократовыми гранодиоритами или аплитовидными гранитами. По размерам и распространенности массивы чонгольских гранитоидов соизмеримы с массивами амананского комплекса, однако чонгольский комплекс изучен гораздо слабее и не всегда выделяется при картировании. В некоторых гранитовых телах, представляющих собой, вероятно, апикальные части массивов, обильно представлена жильная фаза — сахаровидные аплиты, пегматиты, линзовидные кварцевые жилы.

Зоны контактово-измененных пород и пегматиты содержат нередко небольшие концентрации молибдена, вольфрама, олова.

Выяснение возраста амананского и чонгольского комплексов крайне сложно, так как вмещающими породами для них служат почти исключительно докембрийские гранитоиды. Лишь в единичных случаях интрузии соприкасаются с раннемезозойскими отложениями. К северо-востоку от Читы гранитоиды, относимые к амананскому комплексу, прорывают триасовые эффузивно-осадочные отложения. В Амазарском районе породы амананского комплекса перекрыты морскими отложениями южной — средней юры. Суждения о возрасте амананского комплекса часто базируются на данных абсолютного возраста, которые указывают на границу триаса и юры или раннюю юру.

Позднекембрийские магматические образования характеризуются меньшими масштабами и большим разнообразием проявлений. В. В. Павлова объединяет их в три комплекса: белоурюмский интрузивно-эффузивный, нерчуганский субщелочной интрузивный и амуджиканский интрузивный. Взаимоотношения между этими комплексами недостаточно ясны и вопрос о последовательности их формирования в настоящее время не разрешен. Кроме этих трех комплексов Г. В. Александров установил развитие эффузивов субщелочной трахибазальтовой формации, являющихся наиболее молодыми магматическими проявлениями.

Породы белоурюмского комплекса пользуются довольно широким распространением. Эффузивы представлены андезитами и трахиандезитами, дацитами и трахидацитами, лопаритами и трахилларитами; интрузии — диорит-порфирами, гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами и грапосенит-порфирами. Покровные фации образуют цепочки выходов, вытянутые вдоль крупных дизъюнктивных нарушений восток-северо-восточного, реже широтного или северо-западного простираний. Наиболее значительные выходы приурочены к прибортовым частям позднекембрийских впадин. Мощность покровов до 600 м; прослоев

осадочных пород почти нет, лишь местами в низах толщи наблюдаются базальные конгломераты или тонкие прослойки песчаников. Роль пирокластических образований не слишком велика, но повышается в верхних частях разреза, где наряду с туфами отмечаются игмбриты.

Наиболее ранние продукты эффузивной деятельности — андезиты в пределах зоны проявлены локально, образуя небольшой (до 150 м) мощности покровы в низах некоторых толщ. Лишь вблизи зоны Монголо-Охотского разлома андезиты преобладают и имеют мощность до 400 м. Наибольшее площадное распространение среди пород комплекса имеют кислые эффузивы — дациты и особенно лшариты. Покровы первых имеют мощность до 200 м, вторых до 400—450 м. Формирование эффузивных покровов происходит в нормальной последовательности, но отдельные покровы различаются большей или меньшей ролью субщелочных пород. Субвулканические интрузии представлены дайками, клиновидными телами, штоками. Их форма и расположение подчинены северо-западным или северо-восточным направлениям, обычно диагональным и поперечным к ориентировке площадей развития покровных фаций. Порядок внедрения пород разного состава соответствует изменению состава эффузивной толщи вверх по разрезу. Как и в покровах, ведущая роль принадлежит кислым породам субщелочного ряда. Характерной чертой белоурюмского комплекса является относительно большая роль в его составе субвулканических интрузий, особенно для кислых и субщелочных фаз.

Амуджиканский или амуджикано-сретенский интрузивный комплекс — сложный, многофазный и очень специфичный. Наиболее полная петрографическая характеристика его дана М. Б. Бородаевской (1956). В ранние фазы формировались породы диоритового и гранодиоритового состава, обычно мелкопорфировидной или кривитовой структуры (первая фаза), и гигантопорфировидные граниты и гранит-порфиры (вторая фаза). Породы этих фаз слагают штоки, сложной формы тела и довольно крупные (до 300 км²) массивы. Поздние фазы представлены преимущественно дайками, внедряющимися в обратной последовательности: лейкократовые гранит-порфиры, меланократовые гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры, кварц-ортоклазовые и кварцевые диоритовые порфириты («гибридные порфиры» по М. Б. Бородаевской), порфириты и диабазы. Для всей серии даек характерно наличие крупных вкрапленников ортоклаза и кварца, степень коррозии которых в поздних фазах увеличивается, а количество убывает до исчезновения. С дайками парагенетически связано молибденовое и золотое оруденение.

Интрузии амуджиканского комплекса группируются в локальных зонах. Наиболее крупная полоса их прослеживается от бассейна верхнего течения Тунгира через верховья Черного Урюма и Желтуги до изгиба р. Шилки. В этой полосе северо-восточного простирания располагаются Буюрихтинский, Малый и Большой Ченденские, Амуджиканский, Карачачинский, Ералгинский и Сретенский массивы. Простирание всей полосы отражено в директивных структурах отдельных интрузивных тел. Дайковые пояса в пределах этой полосы занимают секущее положение (широтное или северо-западное), но не выходят далеко за ее пределы. В другой локальной зоне — Сырыгичи-Жирекенской — массивы комплекса имеют меньшие размеры и петрографически менее разнообразны. Это небольшие, обычно однофазные штоки гранодиоритов или крупнопорфировидных гранит-порфиров и немногочисленные более поздние дайки диоритовых (не «гибридных») порфиритов.

Возрастное положение амуджиканского и белоурюмского комплексов является дискуссионным. Наибольшее сомнение вызывает отнесение к первому из них пород, объединенных в первую фазу. Выяснение их взаимоотношений является ближайшей задачей исследователей Нерча-Амазарской зоны.

Более молодые интрузии нерчуганского комплекса распространены к востоку от р. Ульдурги, преимущественно в осевой зоне Олёмнинского Становика (они неизвестны к юго-востоку от Черного и Белого Урюмов). Это редкие массивы, иногда довольно больших размеров (до 250 км²), сложенные щелочными гранитами и граноспеллитами и пространственно тяготеющие к полям развития белоурюмского эффузивно-интрузивного комплекса; являясь наиболее поздними, они, вероятно, завершают формирование всей позднемезозойской серии пород. Нерчуганский комплекс существенно интрузивный (щелочные эффузивы почти неизвестны). В некоторых массивах проявлена зональность: центральные их части сложены эгириновыми, арфведсонитовыми или рибекитовыми гранитами, краевые — субщелочными разновидями.

Наиболее молодые магматическими образованиями Нерча-Амазарской зоны являются эффузивы субщелочной трахибазальтовой формации, описанные впервые Г. В. Александровым. Они установлены в разрезах Улдургинской и Белоурюмской впадин, где они залегают выше отложенный раннего мела, образуя покровы мощностью от 10 до 110 м. Кроме покровных разновидей отмечаются дайки и малые тела эссексит-диабазов. Характерной особенностью пород эффузивного комплекса является высокое содержание щелочей, сумма которых достигает 7—8%. Количество натрия и калия примерно одинаково.

Монголо-Охотская складчатая область

Вопросами магматизма этой обширной территории занимались многие исследователи: А. А. Арсеньев, К. В. Барабашев, М. Б. Бородаевская, О. Н. Белоусова, Ю. А. Библин, Л. П. Бондаренко, Т. М. Дембо, Ю. И. Деньгин, А. Н. Ефимов, В. В. Павлова, Л. А. Козубова, О. Д. Левинский, Р. В. Лесняк, И. В. Лучицкий, Е. А. Нечаева, М. С. Нагябина, Ж. Н. Рудакова, С. М. Синица, И. Г. Рутштейн, Н. А. Фогельман, А. Д. Тимофеевский, И. Н. Фомин, И. Н. Тихомиров, Н. И. Тихомиров, Г. А. Шатков, И. Н. Томсон, Д. М. Шилин, Н. В. Шталь, А. Д. Щеглов и многие другие.

Сложная история геологического развития забайкальской части Монголо-Охотской складчатой области, асинхронность герцинской инверсии в разнотипных структурно-формационных зонах и нивеллирование этих различий в мезозойское время обусловили большое своеобразие магматических образований территории (табл. 15).

После магматизма ранних стадий (средний палеозой), наиболее полно представленного в Агинской эвгеосинклинальной зоне, магматические формации инверсионной стадии проявляются последовательно сначала в Уда-Аргунской периферической зоне (Восточное Забайкалье) в связи с частичным замыканием среднепалеозойского геосинклинального прогиба, а затем в северо-западной краевой зоне — Даурской, где в поздней перми завершилось развитие вторичного позднепалеозойского геосинклинального прогиба. Магматические комплексы — послевизейские и позднепермские — имеют определенное сходство.

Формации и комплексы Монголии.

Темно-магматический цикл	Стадия	Возраст	Даурская зона		
			Вулканогенные и вулканогенно-интрузивные формации	Интрузивные формации	
			Киммерийский		Ранний мел — веоген (?)
Позднелерсонная	Поздняя юра — ранний мел	Субщелочная базальт-андезит-базальтовая — быришская свита			
	Средняя юра	Андезит-дацит-липаритовая — джаргалантуйская свита			Кислых гранитов — харалгинский комплекс Диорит-гранодиорит-гранитовая — сохондинский комплекс
Герцинский		Триас		Щелочных сиенитов и гранитов — куналейский комплекс	
		Инверсионная	Пермь	Гранит-гранодиоритовая — олеугуйский и ныринский комплексы Габбро-плагиогранитовая — всинский комплекс	
			Поздний карбон		?
		Доинверсионная	Девон — ранний карбон	Базальтовых и андезитовых порфиритов	?
Слаур					
Каледонский		Позднелерсонная	Ранний палеозой		
				Шовных гранитов — малханский комплекс	
		Доинверсионная	Поздний докембрий — ранний палеозой		

Структурно-формационные зоны	
Агяисная зона	
Вулканоогенные и вулканогенно-интрузивные формации	Интрузивные формации
?	
Субщелочная базальт-андезит-базальтовая — двамбулакский комплекс	
Трахиандезит-базальтовая — трахилипаритовая	<p>Кислых гранитов средних глубин — кукульбейский комплекс</p> <p>Гибридная габбро-монцит-гранодиоритовая — шахтаминский комплекс</p> <p>Шовных гранитов — цаган-олуевский комплекс</p>
Базальтовых и андезитовых порфиритов — уртуйская и устьборзинская свиты	
Спилитовая, спилит-диабазовая и кварц-кератофировая оновская свита(?)	
Спилит-диабазовая — кулиндинская свита	Габбро-перидотитовая(?)

Тектоно-магматический цикл	Стадия	Возраст	Структурно-		
			Газимурская (Унда-Аргунская) зона		
			Вулканогенные и вулканогенно-интрузивные формации	Интрузивные формации	
Киммерийский		Ранний мел — неоген (?)	?		
	Постниверсионная	Поздняя юра — ранний мел	Субщелочная базальт-андезит-базальтовая		
		Поздняя юра	Гранит-липаритовая — бугданский и шерловогорский комплексы	Гранитовая — кукульбейский комплекс	Гибридная габбро-монцитов-гранодиоритовая — шахта-мильский комплекс
		Средняя юра	Трахиплезит-базальтовая — трахилипаритовая	Шовных гранитов — цаган-олуевский комплекс	
Герциский		Трвас			
	Иниверсионная	Перь			
		Поздний карбон		Гранит-гранодиоритовая — верхневудинский и газимурский комплексы	
				Габбро-плагиогранитовая — тайнипский комплекс	
Доинверсионная	Девон — ранний карбон				
	Силур				
Каледонский	Постниверсионная	Ранний палеозой	Липаритовая (наземная)		
	Иниверсионная			Гранитовая — урулюнгуйский комплекс	
	Доинверсионная	Поздний докембрий — ранний палеозой	?	?	

Формационные зоны			
Шялка-Игодинская зона		Урулюгуйская зона	
Вулканогенные и вулканогенно-интрузивные формации	Интрузивные формации	Вулканогенные и вулканогенно-интрузивные формации	Интрузивные формации
?		Базальт-андезитобазальтовая — релъжвиский комплекс	
Субщелочная базальт-андезитобазальтовая		Субщелочная андезитобазальт-липпаритовая — абагайтүевский комплекс	
Трахиплеанитобазальтовая — трахилиппаритовая	Кислых гранитов средних глубин — кукульбейский комплекс Гибридная диорит-гранодиоритгранитовая — средненский комплекс	Латит-трахидицитовая — куйтунский комплекс Гранит-липпаритовая — уругуйский комплекс	
	Гранит-гранодиоритовая — оленгуйский комплекс(?)		
			Гранит-гранодиоритовая — верхне-улчинский и кличнинский комплексы Габбро-диоритовая
		Липпаритовая (наземная)	
			Гранитовая — урулюгуйский комплекс
Спилит-диабазовая — кулиядинская и джарольская свиты	Габбро-перидотитовая	Спилит-диабазовая — быркинская свита	Габбро-перидотитовая — талманский комплекс

Позднепротерозойские магматические образования сохранились в виде разобщенных участков, преимущественно в блоках фундамента или в антиклинальных структурах. Наиболее древней является раннегеосинклинальная вулканогенно-осадочная толща — кулиндинская и онойская свиты, — развитая вдоль восточной окраины Агинской зоны и прослеживающаяся далее вдоль рек Унды и Шилки в верховья Амура, где она выделяется под названием джарольской свиты. Это сложнодислоцированные диаметаморфизованные образования спилит-диабазовой и кварц-кератофировой субформаций (диабазовые и андезитовые порфиры, кварцевые кератофиры и липаритовые порфиры) суммарной мощностью около 6—8 км. Возраст отложений, не содержащих определяемых органических остатков, условно принимается позднекембрийским или раннепалеозойским. Кулиндинская свита, базальные горизонты которой не установлены, сложена метаэффузивами, переслаивающимися с кварц-серпичитовыми, кварц-серицит-хлоритовыми сланцами, микрокварцитами и горизонтами известняков. Преобладающими в разрезе являются метаэффузивы. В онойской свите, согласно налегающей на кулиндинскую, количество эффузивного материала меньше. Мощность покровов эффузивов и туфов колеблется от десятка метров до нескольких сот метров. Количество вулканогенного материала уменьшается вверх по разрезу и сокращается в западном направлении, по мере удаления от Шилка-Агинского глубинного разлома.

К области развития кулиндинской свиты, вдоль восточной окраины Агинской зоны тяготеют мелкие тела, пластовые и секущие, амфиболитизированные габбро и габбро-диабазы, а также серпентиниты. Они прослеживаются далее в северо-восточном направлении и значительно развиты в верхнем течении р. Шилки вблизи Сретевска. Впервые их картировал и описал В. К. Полетаев. Это доскладчатые интрузии гипербазитовой формации, образующие согласные с вмещающей эффузивно-осадочной толщей резко вытянутые тела.

В пределах Урулюнгуийской зоны установлены кислые и основные лавы и их туфы в составе наиболее древних толщ — условно позднепротерозойского — раннепалеозойского возраста. Местами в пределах площадей развития эффузивов наблюдаются субвулканитические тела кварцевых порфиров. Эти вулканогенные отложения впервые описал В. А. Мелноранский в районе Нерчинского завода, а позднее выделили Н. Ф. Шинкарев и Н. В. Шталь в Кличкинском хребте. Мощность вулканогенно-осадочной толщи достигает 2,0—2,5 тыс. м; объем вулканогенного материала в толще не уточнен; кислые и основные лавы большей частью пространственно разобщены.

Одновременно с основными лавами внедрялись пластовые и секущие тела талманского комплекса, развитые вдоль северных склонов Кличкинского хребта и сложенные габбро, габбро-диабазами, пироксенитами, нередко серпентинизированными. Размер тел не превышает 3—5 км². Так же как эффузивы основного состава, они образуют пояс субпиротного простираения, прослеживающийся на 100 км. Особенностью пластовых тел является, как это установил Н. Ф. Шинкарев (1957), первичная расслоенность, выражающаяся в чередовании полос более лейкократового и меланократового состава, которые располагаются параллельно поверхностям интрузивных тел. Внедрение тел происходило при почти горизонтальном залегании вмещающей толщи, т. е. до складчатости.

Магматические образования, относящиеся к инверсионной стадии раннепалеозойского тектоно-магматического цикла, наиболее полно представлены в Урулюнгуйской зоне — урулюнгуйский комплекс гранитов, а также в Даурской зоне, где их выделил А. Н. Ефимов. Батолитовые тела урулюнгуйского комплекса приурочены к ядрам крупных автиклиналей в Урулюнгуйской зоне и в бассейне р. Урова в Северном Приаргунье. Наиболее крупные интрузии приурочены к водоразделам рек Аргуни и Урулюнгуя (Урулюнгуйский массив), Аргуни и Урова (Ишагинский массив) и к водоразделу Урюмкана и Урова (Плюсинский массив). Характерны складчатое становление интрузий, широко проявленные мигматизация и гранитизация вмещающих толщ, интенсивный калиевый метасоматоз и возникновение гнейсовидных фаций. Мощность зон мигматизации достигает 2—3 км.

В формировании комплекса устанавливаются две фазы: первая фаза — существенно калиевые граниты; вторая фаза — калинатриевые граниты с повышенным содержанием щелочей. Характерно большое количество аплитовых и пегматитовых жил, связанных с гранитами первой и второй фаз.

Возраст урулюнгуйского комплекса определяется интрузивными соотношениями его гранитов с вмещающими позднепротерозойскими — кембрийскими отложениями и тем, что они прорываются позднекаменноугольными гранитами верхнеурдунского комплекса.

В пределах Даурской зоны раннепалеозойские магматические образования развиты в блоках фундамента вдоль Чикой-Ингодинского шва, отчленяющего Даурскую зону от Хилек-Нерчинской. Эти граниты сходные с породами малханского комплекса. По данным А. Н. Ефимова (1960а), среди них выделяются: а) гнейсовидные биотитовые гранитоиды, плагиограниты и граносиениты; б) гнейсовидные биотитовые мелкозернистые граниты и прорывающие их средне- и крупнозернистые лейкократовые граниты. Гнейсовые текстуры пород конформны складчатым структурам вмещающих осадочно-метаморфических толщ. Контакты с последними нерезкие: эндоконтактная зона интрузии переполнена крупными ксенолитами, а вмещающие породы подвергаются фельдшпатизации и мигматизации.

К раннепалеозойскому циклу, возможно, следует относить и те интрузии, на которые с размывом налегают отложения, считавшиеся ранее пермскими, а теперь относимые к позднему девону — раннему карбону.

В юго-восточной части Даурской зоны обнажены отложения позднепротерозойской — раннепалеозойской оновской свиты, содержащие покровы измененных эффузивов, описание которых приведено выше.

Средний — поздний палеозой

Средне-позднепалеозойский магматический цикл начинается с формирования в пределах Агинской эвгеосинклинальной зоны толщ эффузивов, пластующихся с фаунистически охарактеризованными отложениями усть-борзинской (ранний — средний девон) и уруйской (ранний карбон) свит. Вулканогенные отложения этих свит также тяготеют к зоне Шилка-Агинского глубинного разлома. Несмотря на сильный дислокационный метаморфизм, особенно затронувший нижние горизонты отложений, эффузивы отчетливо диагностируются. В усть-борзинской свите развиты спилиты, диабазовые порфиры, кератофиры и их туфы

и горизонты кремнистых сланцев. Мощность покровов от десятков до сотен метров. В ургуйской свите преобладают базальтовые и андезитовые порфириды; горизонты их прослеживаются на 2,5—3,0 км.

Близким к эффузивам по времени формирования и генетически родственным им является комплекс интрузий габбро, пироксенитов, диоритов и плагиогранитов и жильных габбро-диабазов и диорит-порфиридов. Массивы его расположены вдоль восточной и северо-западной окраины Агинской зоны. Размеры интрузий 30—40 км². Они метаморфизуют отложения ургуйской свиты нижнего карбона; соотношения с пермскими отложениями не установлены.

Плагиограниты образуют вдоль восточной окраины Агинской зоны тела, вытянутые в меридиональном направлении и большей частью диагометаморфизованные. С ними ассоциируют дайки и мелкие тела диорит-порфиридов.

Наиболее молодые палеозойские магматические образования Агинской зоны представляют собой мелкие тела лейкократовых гранитов, которые являются, возможно, заключительной фазой формирования комплекса габбро-плагиогранитовой формации. Эти интрузии мало изучены и петрохимические черты их не выявлены.

Магматические формации инверсионной стадии развития, относящиеся к постплазийской складчатости и ко времени перехода многооси-клинальной зоны к геоантиклинальному типу развития, наиболее распространены в пределах собственно Восточного Забайкалья — в Унда-Аргунской периферической зоне. Они объединяются в следующие интрузивные комплексы: а) тайпийский — габбро-диоритовый, б) газимурский — кварцдиорит-гранодиоритовый, в) верхнеундинский гранитовый. Последние два комплекса относятся к гранодиорит-гранитовой формации.

Наиболее ранним является тайпийский комплекс интрузий габбро, диоритов, кварцевых диоритов и плагиогранитов. Они слагают массивы размером по более 50—60 км² и имеют незначительное распространение. Возраст их устанавливается в ряде участков (Цугуловский массив и рифы Газимурского завода), где они прорывают отложения визейского возраста. Массивы Газимуро-Заводского района описаны И. В. Лучицким, который установил в них кроме габбро и диоритов также перидоты и присгеймиты, серпентиниты и сенинты. В восточном обрамлении Ундинской впадины В. К. Полетаев описал массивы крупнозернистых гнейсовидных диоритов и кварцевых диоритов. Значительно менее развиты встречающиеся совместно с ними плагиограниты, содержащие меньшее количество роговой обманки и большее кварца. В Цугуловском массиве присутствуют те же разновидности пород: кварцевые диориты, диориты, роговообманковые габбро.

С некоторыми массивами связана контактовая железорудная минерализация.

Газимурский комплекс объединяет крупные, по-видимому, соскладчатые интрузии, достигающие площади в несколько тысяч квадратных километров. Они развиты вблизи эвгеосинклинальной зоны, соприкасаясь с вулканогенными толщами кулундской и олонской свит (массивы Улятуйский и Теленгуйский), и отсутствуют в юго-восточной многооси-клинальной зоне. Преобладающими породами комплекса являются гранодиориты, переходящие местами в плагиограниты, и в эндоконтактных зонах — диориты и кварцевые диориты. Небольшим развитием в комплексе пользуются граниты, принадлежащие ко второй фазе комплекса. Характерно наличие в породах директивных структур

и полосчатых текстур, обусловленных чередованием более меланократовых и более лейкократовых разностей.

Жильные породы представлены мелкозернистыми биотитовыми гранитами и гранодиоритами.

В формировании массивов значительную роль играли процессы гибридизма, отчетливо проявленные в зонах эндоконтактов. Вмещающие породы преобразованы в сланцеватые роговики андалузит-биотит-кварцевого состава. Мощность контактовой зоны достигает 2 км.

Возраст газимурского комплекса устанавливается по наличию ксенолитов с нижнекарбоневой фауной (турне и визе) и прорыванию его пород гранитами верхнеундинского комплекса. Последние перекрыты отложениями пермского (позднепермского?) возраста.

Граниты верхнеундинского комплекса распространены в Восточном Забайкалье наиболее широко. Комплекс назван по Верхне-Ундинскому массиву, изученному В. К. Полетаевым. Граниты слагают крупные тела сложного строения в ядрах антиклиналей, занимая площади в тысячи квадратных километров. Они развиты в Нерчинском, Газимурском, Кукульбейском, Урюмканском, Чупинском и других хребтах. Наиболее крупные массивы: Верхне-Ундинский, Кутомарский, Каданский и др. Становление массивов происходит в несколько фаз, что отмечается всеми исследователями: первая фаза — биотитовые, реже амфибол-биотитовые, резкопорфировидные граниты, в эндоконтакте переходящие в гранодиориты; вторая фаза — равномернозернистые биотитовые граниты; третья фаза — лейкократовые граниты и аляскиты.

Жильные породы — мелкозернистые граниты, аплиты и перматиты простого состава.

Контакты, с вмещающими породами резкие, порфировидные, хотя общая вытянутость массивов подчинена господствующему северо-восточному простиранию. Контактные ореолы достигают в ширину 1,5—2 км. Изменения вмещающих пород выражены в ороговикании и скарпировании. Скарны несут рудную минерализацию. Возраст верхнеундинского комплекса определяется прорыванием его породами массивов газимурского комплекса и налеганием на его породы отложений пермского (позднепермского?) возраста.

В Урулюнгуйской геоантиклинальной зоне отмечается развитие сходных интрузивных комплексов. Возраст их определяется по прорыванию ими урулюнгуйских гранитов и трансгрессивному налеганию на них базальных горизонтов нижнеюрских отложений (северные склоны Кличкинского хребта). По петрографическим чертам они хорошо сопоставляются с вышеохарактеризованными комплексами Унда-Аргувской зоны. Наиболее ранними являются интрузии, которые условно можно отнести к габбро-диорит-плагногранитовой формации. Они принадлежат двум последовательно формирующимся комплексам. Более ранними являются небольшие тела габбро-диоритового состава, размеры которых не превышают 7—10 км². Второй комплекс, выделенный нами под названием кличкинского, представлен массивами средних размеров (до 100 км²), сложенными плагногранитами, реже гранодиоритами и монцититами. Характерной особенностью пород является их порфировидное сложение и присутствие наряду с микроклином авортотлаза.

Позднепалеозойские магматические образования относятся к гранитовой субформации гранит-гранодиоритовой формации и хорошо сопоставляются с гранитоидами верхнеундинского многофазного комплекса Газимурской зоны. Это крупные тела, достигающие нескольких сот (до

тысячи) квадратных километров, согласные с господствующими северо-восточными структурами или приуроченные к разломам северо-западного простирания. Они установлены в Кличкинском и Аргунском хребтах. Массивы сложены биотитовыми, реже амфибол-биотитовыми гранитами. Последние развиты преимущественно в андоконтактных зонах, где отмечаются также гранодиориты, кварцевые диориты и спелиты. В формировании комплекса устанавливаются три или четыре фазы. Последние фазы — это кислые и ультракислые граниты, а также дайки аплитов, микрогранитов и пегматитов простого состава. Характерно отсутствие приконтактной мигматизации и преимущественное образование роговиков.

Завершается герцинский цикл в Урулюнгуйской зоне развитием роев даек диабазовых порфиритов; возрастное положение их недостаточно ясно. Известно только, что они пересекают все вышеперечисленные магматические комплексы и в других структурах Восточного Забайкалья являются домезозойскими.

Послепериерсонный магматизм, относящийся к позднему палеозою, проявлен слабо. Возможно, он еще недостаточно выявлен. К нему можно отнести гипабиссальный массив гранодиорит-порфиров в среднем течении р. Газимура. Размеры массива 50 км². Он прорывает Верхне-Удинский массив, и на нем трансгрессивно залегает акатуевская нижнеюрская свита.

В даурской зоне средне-позднепалеозойский магматизм проявлен широко распространенными интрузиями, как глубинными, так и гипабиссальными. Первые представляют собой крупные плутоны, сложенные преимущественно гранодиоритами, в андоконтакте переходящими в кварцевые диориты и диориты. Более поздними образованиями являются биотитовые граниты.

Эти интрузии ранее объединяли в единую «Большую Даурскую» интрузию (Н. И. Налетов) древнекимерийского возраста. Позднее Ю. П. Денъгин расчленил ее на несколько самостоятельных интрузивных комплексов: а) ивгодинский габбровый, б) асинский, объединяющий ассоциацию пород от диоритов до гранодиоритов, и в) даурский — собственно гранитовый комплекс. Всем этим комплексам придавался допермский, послерапнекарбонный возраст. После установления в юго-восточной части Даурской зоны отложений пермского возраста и выяснения интрузивных соотношений с ними Хамар-Тыринского массива все перечисленные выше интрузивные комплексы были объединены Н. И. Тихомировым в единый многофазный кыргисский комплекс, для которого им принимается раннемезозойский, пермо-триасовый возраст. В настоящее время обнаружение отложений раннеюрского возраста позволяет относить часть массивов не к кыргисскому комплексу, а считать более молодыми — юрскими. Не исключается возможность наличия и допермских послерапнекарбонных гранитов.

Породы кыргисского комплекса образуют крупные тела, достигающие нескольких тысяч квадратных километров. В становлении комплекса Е. В. Барабанев, Е. А. Беляков, А. Н. Ефимов, Н. П. Тихомиров и др. выделяют три или четыре фазы: первая фаза — диориты и кварцевые диориты (некоторые считают, что это краевая фация главной интрузивной фазы); вторая главная фаза — амфибол-биотитовые гранодиориты, нередко имеющие гнейсовидные текстуры и порфирировидные структуры; третья — гранодиориты и андезитовые граниты; в краевых фациях диориты и кварцевые диориты; четвертая — гранодиориты и граниты, более кислые, чем граниты третьей фазы.

Жильные образования принадлежат к двум этапам: первый этап — граниты, аплиты; второй — лампрофиры, диорит-порфириды, гранодиорит-порфиры.

Контактные изменения вмещающих пород наиболее мощны в связи с внедрением главной фазы — это мигматизация и ороговикование; мощность контактового ореола достигает 2—3 км.

Кыринский комплекс относится к гранодиоритовой субформации гранит-гранодиоритовой формации, характерной для инверсионной стадии.

Более молодые постинверсионные интрузии представлены в бассейне р. Олегуя несколькими массивами субщелочных гранитов и сиенитов, они описаны И. Н. Фоминим. Это породы, характерные для куналейского комплекса Хилок-Нерчинской геосинклинальной зоны, описание которой приведено выше.

Мезозой

Мезозойские магматические образования Монголо-Охотской складчатой области представлены интрузивными, интрузивно-вулканогенными и вулканогенными формациями базальтового и гранитового ряда постинверсионной стадии развития.

Изучением мезозойского магматизма занимались многие исследователи (О. П. Белоусова, Ю. А. Билибин, Л. Н. Бондаренко, В. Н. Бозерепко, Р. В. Лесняк, Б. И. Поляков, С. М. Сяница, И. С. Томсон, Н. В. Шталь и др.), поэтому в предлагаемых схемах расчленены и возрастная последовательность, как и в вопросах генезиса, имеется много противоречий. Исследования охватывали интрузивные образования, а изучение вулканизма началось только в 1960 г. (Н. В. Шталь и др.).

Мезозойский магматизм развивается в сравнительно узком интервале времени — после замыкания раннеюрского прогиба и до начала формирования угленосных отложений — кутинской свиты раннего мела. Это время складчато-глыбовых движений не только в зоне юрского прогиба, но и в консолидированных структурах его обрамления. Происходит обновление многих ранее существовавших разломов и заложение новых. Размещение магматических образований контролируется протяженными зонами нарушений разной глубины заложения, обладающими различной проницаемостью для магмы в разные отрезки времени. Этим объясняется образование магматических формаций двух генетических рядов (базальтовой и гранитовой), связанных с различными источниками магмы, находящимися на разных уровнях, а также пульсационный характер магматической деятельности.

Мезозойские магматические образования формируются в постинверсионную стадию развития региона и могут быть объединены в следующие формации: а) формацию шовных гранитов — интрузивную, б) трахиландзит-базальтовую — трахиландзитовую — интрузивно-вулканогенную, в) габбро-монцит-гранодиоритовую интрузивную гибридную, г) гранит-ляпаритовую интрузивно-вулканогенную, д) базальт-андезит-базальтовую субщелочную интрузивно-вулканогенную.

Формация шовных гранитов представлена цаган-олуевским комплексом крупных плутонов гранитоидов, размещение которых определяется протяженными тектоническими швами на границе разнотипных блоков фундамента. Площадь массивов достигает первых тысяч квадратных километров, и они имеют резко удлиненную форму. Таковы массивы Борщовочный, Цаган-Олуевский, Будюмканский и, возможно, другие,

еще не выявленные. Становление массивов происходит в несколько фаз. Первая фаза характеризуется интенсивной мигматизацией и гранитизацией вмещающих пород, при которых интрузивные тела не имеют резко выраженных контактов с вмещающими породами и несут отчетливые следы гибридации. В следующие фазы происходит образование обычных интрузивных тел с более определенными, нередко секущими контактами с вмещающими породами и с гранитоидами первой фазы. Наиболее распространенными породами комплекса, помимо пород первой фазы, представляющих не вполне гомогенизованными образованиями, являются порфиroidные биотитовые и широко развитые пегматитовые, лейкократовые и аплитовидные граниты, которые или присутствуют в первых в виде неправильных обособлений или образуют самостоятельные тела в дайки. Характерно обилие пегматитов и аплитов и почти полное отсутствие кварцевых жил.

Возраст комплекса определяется по активным контактам с раннеюрскими отложениями, вмещающими Цаган-Олуевский плутон. Генезис пород первой фазы и их возраст вызывают в последнее время дискуссию, так как было высказано суждение о значительном разрыве во времени между формированием первой и последующих фаз комплекса (Свицид, 1963).

В Агинской зоне к цаган-олуевскому комплексу относится Халаанский гранитовый массив. Его положение в зоне глубинного шва, разделившего в позднеюрское время Агинскую и Даурскую зоны, обусловило некоторые отличия, позволившие отнести его к формации повных гранитов. Массив резко вытянут в северо-восточном направлении — длина превышает ширину в 5—6 раз. Характерным отличием его является интенсивная переработка вмещающих толщ — их мигматизация и гранитизация. Формирование массива заканчивается образованием многочисленных пегматитовых жил.

С массивом связана незначительная редкометальная минерализация.

Трахиандезит-базальтовая — трахилипаритовая формация выделена Н. В. Шталь и другими геологами ВСЕГЕИ при изучении позднемезозойских вулканогенных образований Восточного Забайкалья. Установлена комагматичность эффузивов, объединенных А. Ф. Мушниковым в шадоросскую серию поздней юры, и так называемых «субвулканических интрузий» тальманского комплекса. Формация является полифациальной; в нее входят лавовые и туфовые покровы, экструзии, нейки и приповерхностные интрузии; нередко отмечаются игнимбриты. Все эти образования приурочены к тектоническим разрывам глубокого заложения, являющимся большей частью пограничными между разногипными структурно-формационными зонами или разнотипными блоками фундамента. Такие вулканотектонические структуры часто располагаются кулисообразно, образуя субпараллельно ориентированные участки (Клин-Николаевский и Александро-Заводский.) Обычно в них удается установить реликты древних вулканических аппаратов центрального типа.

Формация характеризуется большим разнообразием пород, начиная от трахибазальта и трахиандезит-базальта и кончая трахилипаритами и липаритами. Наиболее распространены породы промежуточного состава, такие, как латиты, трахиандезиты, кварцевые латиты. Их аналоги, слабые экструзии и присутствующие в виде жерловых фаций и приповерхностных интрузий (возможно, корвей вулканических построек), представлены монцонитами, сиенит-порфирами, граносиенит-порфирами, гранодиорит-порфирами реже гранит-порфирами. Значительно реже отмечаются более основные породы типа трахидолерита.

По возрасту эта формация относится к поздней юре, возможно частично захватывая и часть средней, если принимать во внимание единичные определения абсолютного возраста. По тектоническому положению ее проявление предшествует времени формирования наложенных впадин позднелюрского — раннемелового возраста.

Эффузивы и субвулканические тела, относящиеся к этой формации, имеют незначительное распространение в периферических частях Агинской зоны, наиболее нарушенных тектонически. Некоторые исследователи (Е. А. Беляков) отмечают субщелочной характер формации. Формирование лавы промежуточного состава — андезито-дациты и дациты — завершается липаритами. Присутствует значительное количество пирокластического материала, различное в разрезах отдельных участков.

К габбро-монцонит-гранодиоритовой (гибридной) формации (шахтаминскому комплексу) относятся гипабиссальные тела, сложенные габбро, монцонитами, сиенит-диоритами, гранодиоритами, граносиенитами и редко гранитами. Комплекс получил название по наиболее типичному представителю — Шахтаминскому массиву. Массивы комплекса образуют обычно цепочки тел, контролируемые единой разрывной структурой (Шахтама — Усть-Аленуй — Зола). Размеры массивов достигают 200—250 км². В становлении массивов устанавливается несколько фаз. Более ранние представлены габбро, монцонитами, сиенито-диоритами. Главная фаза имеет большей частью гранодиоритовый или граносиенитовый состав. Граниты редки. Характерна широко проявленная дайковая фаза, в которой отмечаются гранодиорит-порфиры, сиенит-порфиры, диорит-порфириты, гранит-порфиры и лампрофиры. Массивы небольших размеров имеют в основном породами только одной фазы. Более крупные массивы нередко имеют зональное строение (Запокровский массив). К шахтаминскому комплексу в Восточном Забайкалье относятся также Лугинский, Быстринский, Запокровский, Верхний и Нижний Голгатайский и другие массивы.

По петрографическим, петро- и геохимическим чертам и по геологическому положению шахтаминский комплекс имеет много общего с породами начала излияний трахиандезит-базальтовой формации и резко отличается от цаган-олуевского и описываемого ниже кукульбейского комплекса. По-видимому, и по времени формирования он близок породам начала излияний трахиандезито-базальтовой — трахиллипаритовой формации. Несколько «гранитоидный» оттенок, приобретаемый породами последней интрузивной фазы, связан, по всей вероятности, с процессами глубинной гибридации. К особенностям комплекса следует отнести характерные постмагматические процессы — образование кварц-турмалиновых пород и золото-молибдено-полиметаллическую минерализацию.

Интрузии шахтаминского комплекса пользуются значительным развитием также и в Агинской зоне. Они представлены трещинными телами, внедрение которых контролируется протяженными разломами глубокого заложения. Размеры массивов от нескольких десятков до 250 км².

Наиболее крупный массив комплекса — Бугунтуевский, менее крупные — Иккирийский, Уртугуйский, Шахалин-Норский и ряд других. Гипабиссальные условия формирования интрузий проявлены в структурных особенностях пород и в характере воздействия на вмещающие породы.

Интрузии кукульбейского комплекса обладают чертами, резко отличающими его от шахтаминского. Это представители формации кислых гранитов средних глубин. Интрузии этого комплекса распространены в Газимурской и Агинской зонах. Формирование массивов многофазно. Иногда

количество фаз достигает четырех (Дурулгуевский массив), чаще проявлены две-три фазы. Первая фаза (представлена не во всех массивах) — гибридные градиориты, биотитовые, порфиroidные; вторая фаза (главная) — порфиroidные лейкократовые биотитовые граниты, иногда с пегматоидными участками; третья фаза — мелкозернистые биотитовые граниты, слагающие менее крупные тела и дайки; четвертая — лейкократовые до аляскитовых граниты, нередко содержащие гранат. Размеры массивов достигают 250 км²; наиболее крупные в Агинской зоне — Дурулгуевский, Дульдургинский, Сахавайский, Адуя-Чолонский, в Газимурской — Сокуевский, Антоново-Горский, Олдадинский и др. Жильные образования представлены микрогранитами и широко развитыми аплитами и пегматитами, которые характеризуются сложной минерализацией. Типичны породы, автотасоматически измененные процессами грейзенизации и амазонизации. С интрузиями кукульбейского комплекса связана разнообразная редкометаллическая минерализация.

Контактные изменения вмещающих пород более значительны, чем вблизи массивов шахтапниского комплекса. Характерна интенсивная фельдшпатизация вмещающих пород и широкие ореолы контактовых роговиков. Возраст комплекса определяется условно как позднеюрский, что основывается на его геологическом положении и определении абсолютного возраста. Интрузии метаморфизуют раннеюрские осадочные толщи; соотношения с покровной фацией трахляндезит-базальтовой — трахилипаритовой формации непосредственно не установлены, хотя имеются высказывания о более молодом возрасте гранитов (И. Г. Рутштейн и др.).

Шерловогорский субвулканический комплекс представлен интрузивными кварцевыми порфирами и их эруптивными брекчиями. Геохимические особенности этих пород сближают их с породами кукульбейского комплекса, что позволяет утверждать их генетическое родство. Однако объединять их в один комплекс не целесообразно в силу резко различных условий образования. Последовательность формирования их также остается невыясненной.

К ассоциациям пород гранитового ряда относится гранит-липаритовая формация, объединяющая приповерхностные и гипабиссальные тела гранитов и гранит-порфиров, интрузивные и покровные липариты. Представителем этой формации является будаишский комплекс, развитый в Газимурской зоне. Гипабиссальные и приповерхностные тела гранитов и гранит-порфиров отчетливо тяготеют к протяженным разрывным зонам северо-восточного и северо-западного направлений. Массивы невелики по размерам, редко достигая 30—35 км². Наиболее крупные из них сложены мелкозернистыми гранитами, содержащими незначительную примесь биотита (Большой Кудиканский шток). Воздействие на вмещающие толщи крайне незначительно. Гранит-порфиры образуют мелкие тела, вытянутые по тектоническим разрывам. Характерно также присутствие эруптивных брекчий, слагающих эвдоконтактовые зоны массивов. Особенно примечательны в этом отношении Мало-Кудиканский массив.

Базальт-андезит-базальтовая субщелочная формация является наиболее молодой, преимущественно вулканогенной, реже вулканогенно-интрузивной и пользуется значительным развитием. Время ее формирования совпадает с началом образования наложенных впадин — поздняя юра — ранний мел, с временем накопления туфогенно-осадочных, континентальных отложений тургинской свиты. Для формации характерны андезит-базальты и базальты, с заметным субщелочным уклоном. Преобладают покровные фацции пород, сопровождающиеся малым количеством туфов.

Наряду с ними наблюдаются протяженные радиальные дайки, локализованные вблизи вулканических аппаратов центрального типа, а также приповерхностные пластовые тела, сложенные долеритами, офитовыми габбро и эссеквитами. Впервые эти проявления были установлены М. А. Иващенко и названы дамбулакским комплексом.

Такого рода ассоциации пород известны в пределах Шилка-Газимурской зоны Восточного Забайкалья (в Савва-Борзинской синклинали, в Удино-Данинской и Хара-Норской впадинах), а также в Агпийской зоне (в Дурулгуевской, Могойтуйевской впадинах и в районе Торейских озер). Породы этой формации характеризуются несколько повышенным содержанием щелочей, причем нередко преобладает окись калия. В минеральном составе пород отмечается присутствие калиевого полевого шпата. Возраст формации определяется переслаиванием эффузивов с отложениями тургинской свиты. Хорошо устанавливается ее более молодой по отношению к гранитам кукульбейского комплекса возраст: дайки шаровых базальтов прорывают граниты Дурулгуевского массива.

Мезозойские магматические образования Урулюнгуийской геосинклинальной зоны несколько отличаются от описанных выше, хотя имеют и значительные черты сходства. Они проявлены сложными интрузивно-вулканогенными формациями, производными гранитовой, трахибазальтовой и базальтовой магм. Полностью отсутствуют интрузии средних глубин, характерные для Шилка-Газимурской зоны. Магматические образования связаны с протяженными разломами, разграничивающими тектонические блоки фундамента.

Наиболее ранним является уртуийский комплекс приповерхностных интрузий, экструзий и маломощных лавовых потоков, относящихся к гранит-липаритовой формации. Наблюдаются глубоко размещенные вулканические аппараты центрального типа (массивы Куб-Уртуийский, Чер-Абагитуйевский и др.). Породы комплекса часто изменены постмагматическими процессами; в них широко проявлены серпцитизация, грейзенизация, турмалинизация и окварцевание. Характерной особенностью является высокое содержание среди элементов-примесей олова, количество которого превышает кларковое (Виноградов, 1962) в 10 и более раз. В измененных породах содержание олова достигает 0,3%. В минералах тяжелой фракции пород касситерит не установлен.

Латит-андезит-дацитовая формация в Урулюнгуийской зоне представлена куйтунским интрузивно-вулканогенным комплексом, который объединяет три фацialsные группы пород: вулканогенную, экструзивную и гипабиссальную. Они развиваются в единых вулкано-тектонических структурах и сходны по геохимическим, петрохимическим и другим чертам, являясь членами единого магматического ряда. Эффузивы представлены латитами, кварцевыми латитами, трахиандезитами, трахитами и дацитами. Они переслаиваются с туфами и игнимбритами и слагают покров общей мощностью до 500 м, который, по-видимому, является частью разрушенного стратовулкана, о чем свидетельствует периклиналиное залегание туфов и лав. Развитые в пределах Куйтунского района интрузивные тела резко выраженного гипабиссального облика являются комагматами переслаивания эффузивов и весьма вероятно, что некоторые из них представляют собой размытые подводные каналы. Наиболее ранними являются штоки и дайки (линейные и кольцевые), сложенные сиенит-диоритами, кварцевыми монцонитами, сиенит-порффирами, гранодиорит-порфирами. Более поздними, завершающими (?) развитие комплекса, являются граниты, гранит-порфиры и кварцевые порфиры, слагающие крупное интрузивное

тело и многочисленные дайки. Еще более молодыми являются дайки кварцевых диоритов, диорит-порфириров и лампрофиров, принадлежность которых к куйтунскому комплексу, строго говоря, не является доказанной.

Аналоги куйтунской ассоциации пород могут быть выделены и в пределах других участков Приаргунья после тщательного сопоставления имеющихся данных. Возраст обоих комплексов датируется тем, что они прорывают гравиты раннего и позднего палеозоя, а на них трансгрессивно налегают отложения маякской свиты (верхняя юра — нижний мел), являющейся аналогом тургинской. По данным абсолютного возраста уруйтинский комплекс значительно более древний, чем куйтунский.

Следующими по возрасту являются две формации. Одна из них развивается, по-видимому, почти синхронно с отложениями маякской свиты (верхняя юра — нижний мел) и перекрывается угленосной кутинской свитой нижнего мела — это субщелочная липарит-базальтовая формация, а вторая, более молодая, залегающая выше угленосного нижнего мела, — базальт-андезит-базальтовая.

Эффузивы субщелочной формации слагают в Урулюнгуйской зоне большие площади (более 5 тыс. км²). Вулканогенно-осадочные континентальные отложения выполняют пологие мульды и содержат туфы, игнибриты, покровы липаритов, дацитов и потоки андезит-базальтов. К ним тяготеют экзотрипы и субвулканические тела липаритов. Крупные вулканы центрального типа (Тулукуевский, Соктуй Милозанский и др.) находятся между мульдами или в их бортовых частях и приурочены к участкам пересечения крупных северо-восточных и северо-западных разломов. Соотношения объемов основных и кислых пород в формации: андезит-базальты, базальты, латиты 80—90%, дациты, липариты 10—20%. Характерными чертами формации являются: а) непрерывный ряд пород от субщелочных базальтов до липаритов, б) субщелочной характер пород, их промежуточное положение между породами Йеллоустонского парка и породами Этвы, ближе к последним, в) ритмичность вулканической деятельности.

С этой формацией парагенетически связаны эпитермальные месторождения флюорита, сурьмы, ртути и других металлов.

Эффузивы второй базальт-андезит-базальтовой формации значительно оторваны от первой по возрасту — их излияния начинаются после образования впадин, выполненных угленосными отложениями кутинской свиты нижнего мела. Эффузивы этого возраста установлены в Южно-Аргунской депрессии и имеют очень ограниченное распространение. Мощность покровов около 50 м. В них наименее резко выражен субщелочной характер. Возраст их условно принимается как ранний мел — палеоген. В покровах отмечаются следующие разновидности пород: андезитобазальты, базальты, гиалобазальты; наблюдаются также долериты, слагающие пластовые тела и дайки. Излияния их имеют, возможно, трещинный характер, так как вулканические аппараты не установлены.

Мезозойский магматизм Даурской зоны представлен широко развитыми интрузивными и вулканогенно-интрузивными комплексами, относящимися к формациям постинверсионных стадий. По ассоциациям пород они могут быть объединены с некоторой долей условности (в силу недостаточной изученности) в следующие формации: 1) андезит-липаритовая (андезитобазальт-липаритовая) интрузивно-вулканогенная, к которой принадлежат два комплекса — сохондинский (средняя — поздняя юра?) и эффузивы джаргалантуйской (позднеюрской) свиты — базальтовых и андезитовых порфириров, дацитов и липаритов; 2) формация кислых

гранитов средних глубин — асакан-шумиловский комплекс неясного (позднеюрского?) возраста; 3) липарит-гранитовая формация — харалгинский вулканогенно-интрузивный позднеюрский комплекс; 4) базальт-андезито-базальтовая формация — бырчинская свита (поздняя юра — ранний мел).

В сохондинском комплексе Ю. П. Деньгин выделял две фации: 1) гипабиссальную и субвулканическую и 2) эффузивную. Е. А. Беляков расчленил его образование на пять фаз: 1) гранодиорит-порфиры, 2) диорит-порфиры — штоки и покровы; 3) дацитовые порфиры, иногда слагающие покровы; 4) роговообманково-биотитовые гранит-порфиры; 5) дациты — интрузивные тела и покровы.

Морфология интрузивных тел сложная. Размеры их иногда достигают 150 км² (Сохондинский массив). Большая часть массивов — Баруинский, Акуп-Итиглинских гольцов и др. — не превышают 50 км². Большая часть их является, по-видимому, глубоко размытыми вулканическими аппаратами. Образования сохондинского комплекса прорывают гранитоиды кыринского комплекса и, по данным А. Н. Ефимова, Е. В. Барабашева и др., перекрыты эффузивами джаргалантуйской и бырчинской свит, которые условно относятся к средней — поздней юре. По мнению Ж. Н. Рудаковой, субвулканические и эффузивные образования бассейна р. Оленгуй генетически связаны с эффузивами джаргалантуйской свиты. Однако это еще не доказано. Близки по возрасту к сохондинскому комплексу и, возможно, связаны с ним генетически эффузивы джаргалантуйской свиты. Они слагают большие покровы, тяготеющие к западному борту Оюун Цэцэнской впадины, разграничивающей Даурскую и Агнскую зоны.

В джаргалантуйской свите, по А. Н. Ефимову, выделяются три толщи: 1) базальтовых порфиритов мощностью 55 м, 2) субвулканических эффузивов — около 200 м, 3) кислых эффузивов — около 325 м. Возраст джаргалантуйской свиты определяется тем, что она залегает на породах сохондинского и харалгинского комплексов и перекрывается эффузивами бырчинской свиты, возраст которой условно позднеюрский — раннемеловой.

В бырчинскую свиту объединяются покровы андезито-базальтов, оливковых базальтов, гиаобазальтов и долеритов. В Оюунской впадине они перекрыты нижнемеловыми угленосными отложениями.

Выделяемый некоторыми исследователями (Е. А. Беляковым, Н. Н. Чабан, Е. В. Барабашевым и др.) позднеюрский субвулканический комплекс, в который объединяют штоки и дайки плагиогранит-порфиров, гранит-порфиров и дацитовых порфиров, по-видимому, генетически связан с эффузивами джаргалантуйской свиты, а возможно, его следует относить совместно с последними к сохондинскому вулканогенному комплексу.

В неясных взаимоотношениях с эффузивами джаргалантуйской и бырчинской свит находятся интрузивно-эффузивные образования харалгинского комплекса. По представлениям Ж. Н. Рудаковой, в харалгинский комплекс следует объединять образования, резко различные по фациям глубинности: граниты средних глубин формирования (асакан-шумиловского комплекса по Ю. П. Деньгину), гипабиссальные субвулканические и экструзивные тела и эффузивы. Минералогические, петрографические, петрохимические и геохимические признаки подтверждают комагматичность этих образований. Возраст харалгинских гранитов является дискуссионным. Неясны взаимоотношения его с эффузивами джаргалантуйской свиты. Одни исследователи (Е. В. Барабашев, Е. А. Беляков) считают, что эффузивы ложатся на размытую поверхность харалгинских

гранитов, по мнению других (Ж. Н. Рудакова), граниты их прорывают. Соотношение их с эффузивами бирюцкой свиты также не установлено.

Харалгинский комплекс является рудоносным — с ним связаны многочисленные проявления оловорудной минерализации Даурской зоны.

По ряду признаков харалгинский комплекс может быть сопоставлен с кубульбейским гранитовым комплексом Восточного Забайкалья.

Наиболее молодыми магматическими проявлениями Даурской зоны являются раннемеловые — палеогеновые (?) базальты, установленные в Оюнской впадине. Они слагают маломощные покровы, развитые на незначительной площади.

Заключение

Приведенный обзор проявлений магматизма трех разновозрастных складчатых систем Забайкалья показывает закономерную смену определенных магматических формаций в соответствии с типом геологического развития крупных структурно-формационных зон или блоков земной коры. Основные черты развития магматических процессов отражены в таблицах 13, 14, 15, где сопоставлены главнейшие магматические формации в разновозрастных и разнотипных структурно-формационных зонах.

Магматические формации, характерные для ранних стадий развития складчатых областей, наиболее полно проявлены в байкальском и каледонском циклах, менее полно — в герцинском. Формации иверсионной стадии проявлены очень широко в каледонском и герцинском циклах. Для байкальского цикла характерно развитие магматических формаций с широко проявленными процессами метасоматоза; они наименее изучены.

Характерной особенностью позднемезозойского магматизма является полное отсутствие магматических формаций доинверсионной стадии развития. Преобладают вулканогенно-интрузивные формации двух генетических рядов — базальтового и гранитового. Проявление послениверсионного магматизма широко распространяется за пределы складчатой области в структуры ранее консолидированной территории, сохраняя при этом все специфические черты, включая и металлогенические.

КАЗАХСТАНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

ВВЕДЕНИЕ

Заключенный между Уральской складчатой системой, Тянь-Шаньской и Алтае-Саянской складчатыми областями, Восточный Казахстан характеризуется сложным и неоднородным тектоническим строением и представляет собой область сочленения разновозрастных и разнотипных складчатых систем: каледонской Северо-Тяньшаньско-Казахстанской, заложенной в позднем докембрии, консолидированной в девоне и местами активизированной в герцинское время, и двух герцинских — Джунгаро-Балханской и Зайсапской. В каждой из этих складчатых систем выделяются структурно-формационные зоны, отличающиеся как временем заложения и консолидации, так и характером и интенсивностью проявлений магматизма (рис. 52).

Наиболее полно и разнообразно магматизм развит в палеозойской истории Восточного Казахстана, в которой выделяются два тектоно-магматических цикла: каледонский — от позднего протерозоя до среднего

девона (продолжительность около 250 млн. лет) и герцинский — от силура до поздней перми — начала триаса (около 180 млн. лет).

Магматические комплексы каледонского цикла распространены в Северо-Тяньшаньско-Казахстанской складчатой системе; магматические

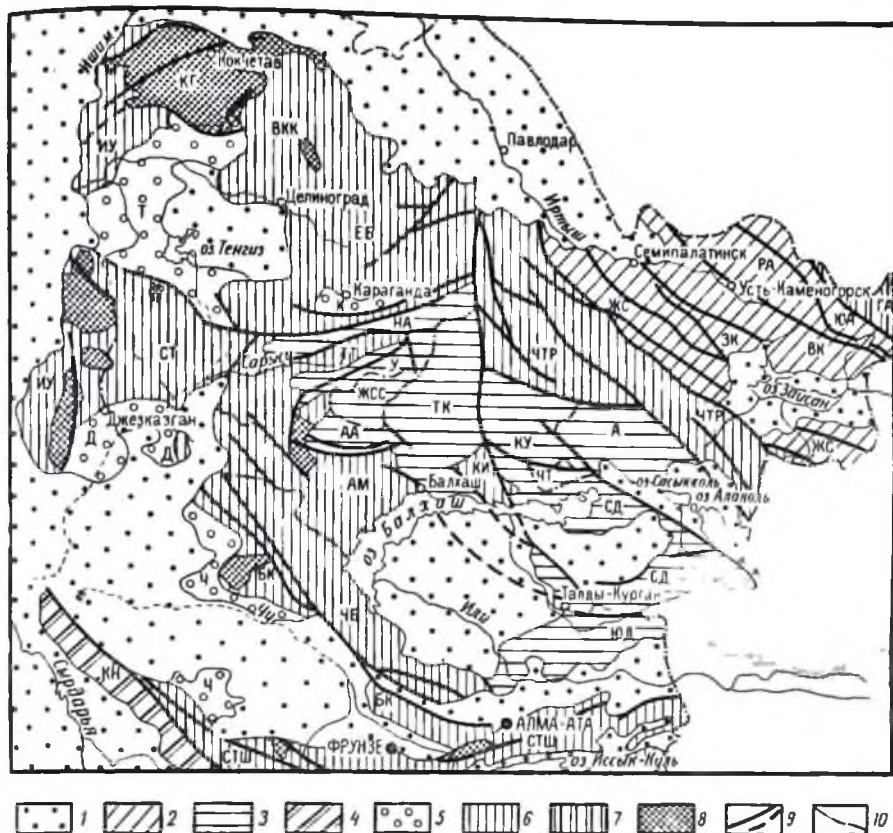


Рис. 52. Схема тектонического районирования Восточного Казахстана

1 — области развития мезозойских и кайнозойских отложений; 2 — Зайсанская герцинская складчатая система, структурно-формационные зоны: ЮА — Южно-Алтайская, РА — Рудно-Алтайская, ВК — Восточно-Кабдинская, ЗК — Западно-Кабдинская, ЖС — Жарма-Саурская; 3 — Джунгаро-Балхашская герцинская складчатая система, структурно-формационные зоны: ЮД — Южно-Джунгарская, СД — Северо-Джунгарская, ЧТ — Чулыштал-Тюлькүзүмская, ТК — Токтыкулская, КЭ — Калмык-Эмельская, А — Алакулская, ЖСС — Жаман-Сарысуевская, АА — Асвал-Аксоранская, У — Успенская, НА — Нуратинско-Айнасуевская; 4 — Северо-Тяньшаньская герцинская складчатая система, КН — Каратау-Нарынская структурно-формационная зона; 5 — средне- и позднекаледонские наложенные структуры на каледонском основании: Т — Тенизская, К — Карагандинская, Д — Джезказганская, Ч — Чувская; 6 — Северо-Тяньшаньско-Казахстанская каледонская складчатая область; структурно-формационные зоны: СТШ — Северо-Тяньшаньская, БК — Бетпацали-Кандыктаская, ЧВ — Чу-Балхашская, АМ — Атасу-Моштинская, КШ — Кзыл-Итмурудинская, ТТ — Тентурмеская, СТ — Сырсу-Тенизская, ЦУ — Циния-Улутауская, ВВК — Восточно-Кокчетавская, ЕБ — Ерменту-Бинаульская; 7 — Алтае-Саянская каледонская складчатая система; РА — Горно-Алтайская структурно-формационная зона; 8 — выступы докембрийского фундамента; КГ — Кокчетавская глыба; 9 — главные разломы; 10 — границы структурно-формационных зон

комплексы герцинского цикла развиты во внутренней — Джунгаро-Балхашской и в восточной — Зайсанской складчатых системах. В каледонидах полно развит магматизм ранних и средних стадий цикла и иногда несколько редуцирован магматизм поздних стадий. В герцинидах, напротив, слабо проявлен начальный (особенно интрузивный) магматизм и весьма полно

и разнообразно — магматизм поздних стадий. Между магматическими комплексами каледонских и герцинских складчатых систем устанавливается значительное сходство, что позволяет относить аналогичные комплексы каледонид и герцинид к единой магматической формации.

Магматические образования докембрия в Восточном Казахстане проявлены только в древних срединных массивах. Породы в них, как правило, метаморфизованы и установить их первичный состав и формационную принадлежность часто невозможно. Среди древних метаморфических образований развиты более молодые неметаморфизованные магматические породы, связанные с тектоно-магматической активизацией древних срединных массивов. Такие постконсолидационные магматические комплексы раннепалеозойского возраста известны в древней Кокчетавской глыбе.

В мезозое и кайнозое Казахстанская складчатая область представляла собой эпигерцинскую платформу, которая лишь местами подвергалась тектонической активизации, сопровождавшейся очень редкими и слабыми проявлениями магматизма.

Магматические образования палеозоя объединены в три формационных ряда: один соответствует каледонскому тектоно-магматическому циклу, а два других — герцинским циклам в Джунгаро-Балхашской и Зайсанской системах. Характеристика магматических формаций, или комплексов, дается отдельно для каждой складчатой системы. Магматические формации сгруппированы по стадиям тектоно-магматического цикла: ранним, средним, поздним. Выделены формации стадий постконсолидационной активизации с соответствующими конкретными примерами (комплексами).

В пределах каждой складчатой системы вначале дается описание вулканогенных, а затем интрузивных формаций (комплексов), причем местами, где это установлено, указывается связь интрузивных комплексов с близкими к ним по составу и возрасту вулканогенными комплексами. В конце кратко охарактеризованы мезозойские образования, связанные с поздней активизацией эпигерцинской платформы. Для каждой складчатой системы составлены таблицы вулканогенных и интрузивных формаций, расчлененных по стадиям тектоно-магматического цикла, с указанием наиболее характерных магматических комплексов (см. табл. 16—18).

Зоны допалеозойской консолидации

Зоны допалеозойской консолидации, не вовлекавшиеся в погружение и складчатость в течение последующих циклов, сложены докембрийскими метаморфизованными осадочными и магматическими породами. В каледонское время эти зоны подверглись активизации, вызвавшей появление в них постконсолидационных магматических комплексов. Поэтому при рассмотрении магматизма зон допалеозойской консолидации следует различать древние допалеозойские магматические образования и более молодые постконсолидационные комплексы, связанные с активизацией жестких и относительно устойчивых глыб в составе каледонского подвижного пояса.

Проявления магматизма в докембрии устанавливаются в пределах Кокчетавской глыбы и Улугауского поднятия, а также в отдельных разобщенных участках древних метаморфических пород (Бетпақдала, Ата-суйский район, горы Каратау, Северный Тянь-Шань). Изучением допалеозойских магматических пород в этих районах в разное время занима-

лись М. А. Абдулкабирова, В. Ф. Беспалов, Р. А. Борукаев, Б. И. Борсук, Н. П. Воронов, А. К. Гокоев, Т. М. Дембо, К. И. Дворцова, Н. Г. Каспич, В. Н. Книшпер, П. Г. Корейшо, Г. И. Макарычев, Н. Г. Маркова, И. А. Островский, Ю. Ир. Половякина, А. Е. Репкина, О. М. Розев, И. Ф. Трусова, Л. И. Филатова, Е. Д. Шлыгин и др.

Изучение докембрийского магматизма в Казахстане осложняется не только тем, что проявления его территориально разобцены и их корреляция представляет значительные трудности, но и тем, что вопросы стратиграфии и установления возраста древних метаморфических образований в последние годы стали еще более дискуссионными, чем прежде, в связи с произведенными многочисленными определениями абсолютного возраста.

Существование докембрийских образований в Казахстане бесспорно; однако теперь уже вполне обоснованно ставится под сомнение возможность отнесения древнейших из них к архею. Самые высокие значения абсолютного возраста метаморфических пород Восточного Казахстана составляет всего 1500 млн. лет (определенный по свинцу возраст рудопоявления, заключенного в ефимовской свите нижнего протерозоя Кокчетавской глыбы). Все остальные определения, произведенные различными лабораториями и разными методами по слюдам и цирконам из гнейсов и кристаллических сланцев, относившихся до сего времени условно к архею, дают максимальные значения 1000—1400 млн. лет.

Докембрийские породы повсеместно прорваны гранитоидами позднейшего возраста и претерпели интенсивный метаморфизм.

Определение абсолютного возраста, особенно по слюдам, отражает не время накопления докембрийских толщ, а время их метаморфизма, поэтому слюды этих пород показывают, как правило, возраст позднотриасовых интрузий.

Большинство казахстанских геологов считают, что для выделения архейского тектоно-магматического цикла нет никаких оснований, а по мнению отдельных исследователей (Н. А. Штрейс, Л. И. Боровиков, В. Ф. Беспалов и др.), отложения древнее позднего протерозоя в Казахстане вообще отсутствуют. Метаморфические толщи, выделяемые как архей или ранний протерозой, с их точки зрения, представляют собой метаморфизованные и гранитизированные образования позднпротерозойских геосинклиналей.

Среди древнейших гнейсовых толщ в Кокчетавской глыбе и Улутауском подъятии находится большое количество тел ортогнейсов, которые несогласно перекрываются позднпротерозойскими отложениями. Судя по составу ортогнейсов (гранитового, плагиогранитового, гранодиоритового состава), можно говорить о наличии здесь древних интрузий калиевых гранитов, гранитов нормального ряда, плагиогранитов, гранодиоритов и, возможно, щелочных пород, представленных, в частности, щелочными гнейсами «порфирондной» свиты.

Несомненно существование здесь древних метаморфизованных основных интрузивных и эффузивных пород, представленных амфиболитами, амфиболовыми и тальковыми сланцами и, возможно, также эклогитами, в том числе и эклогитами ультраосновного состава, недавно обнаруженными на берегу оз. Кумдыкуль в 30 км от г. Кокчетав и описанными И. А. Ефимовым (1961) под названием «пироповых серпентинитов». Это указывает на наличие разнообразных проявлений магматизма в раннпротерозойской складчатой области.

На гнейсовом комплексе залегают мощные толщи порфирондов и порфиритоидов, местами подвергшихся гранитизации и превращенных

в гнейсы. В Улутауском поднятии отмечаются толщи амфиболитизированных порфиритов, тесно связанных с карсакпайской серией железистых кварцитов. Древние толщи метаморфизованных эффузивов известны также в хребте Каратау, в Атасуйском районе и в Кокчетавской глыбе, причем в последних двух районах они представлены преимущественно кислыми разностями. В конце протерозоя известны толщи кислых эффузивных пород (альбитофиры, кварцевые порфиры) и интрузии микроклинных пород (Кокчетавский и Улутауский районы, Бетпакдала, Киргизский хребет, Запильский Алатау), иногда оловоносных микроклин-пертитовых (Атасуйский район) гранитов. Древние гранитные интрузии постоянно ассоциируют с полями гнейсов и мигматитов. Заслуживает быть отмеченной недавняя находка гранитов типа рапакиви (Шлыгин, 1964, стр. 148).

Можно предполагать наличие в докембрийской истории Казахстанской складчатой области двух тектоно-магматических циклов: раннепротерозойского (карельского) и позднепротерозойского (байкальского). Однако формационный анализ древних магматических образований, не объединенных еще в магматические комплексы, равно как и выделение отдельных стадий докембрийских тектоно-магматических циклов, в настоящее время еще невозможны.

Значительно более четко проявлены в докембрийских блоках (средних массивах) магматические образования, связанные с активизацией в каледонское время. Они выявлены и детально изучены в последние годы (Н. П. Михайлов, М. В. Инякин, М. Р. Абрамсон, Ю. М. Зорин и др.) в пределах Кокчетавской глыбы, представляющей собой крупнейший в Казахстане выступ докембрийского фундамента. Постконсолидационные магматические образования ранней стадии активизации Кокчетавской глыбы представлены двумя резко отличающимися друг от друга по петрографическим и металлогенетическим чертам интрузивными комплексами: златогорским комплексом первичнорасслоенных перидотит-пироксенит-норитовых интрузий и красномайским комплексом щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами.

В златогорский перидотит-пироксенит-норитовый комплекс объединены известные по прежним исследованиям (Е. Д. Шлыгин, М. В. Ташинина, И. П. Бок, Н. А. Елисеев) Златогорский и Челкарский массивы и выявленные в последнее время геофизическими и буровыми работами под покровом кайнозойских отложений Дубровский, Чкаловский, Цурповский и Чеховский массивы. Это относительно крупные (до 80 км²) дифференцированные плутоны лопаткообразной или воронкообразной формы, иногда с чашеобразной внутренней структурой, не зависящей от ограничений массива и складчатости вмещающих пород. Характерны первичнополосатые текстуры, псевдостратификация, а также асимметрия строения. Массивы состоят из двух серий: нижней ультраосновных пород и верхней, образованной основными породами, содержащими плагноклаз. В этих сериях выделяются более мелкие зоны с асимметрией такого же типа. Иногда между сериями наблюдается зона частого переслаивания меланократовых, мезократовых и лейкократовых пород («критическая зона» в Златогорском массиве). Придонные части интрузий сложены гибридными породами типа кварцевых метаноритов, образовавшихся, по видимому, в результате ассимиляции материала гнейсов и кварцитов подошвы интрузий.

В составе массивов златогорского комплекса преобладают основные породы — габбро-нориты, нориты, оливиновые нориты, троктолиты, породы, совершенно не свойственные офиолитовым комплексам, но харак-

терпые для расслоенных платформенных интрузий. Ультраосновные дифференциаты представлены пироксенитами, иногда плагиоклазовыми или оливиновыми, перидотитами, тоже часто плагиоклазовыми, шпрингеймитами, дунитами. Породы этих интрузий составляют почти непрерывные ряды с постепенными переходами от основных безоливиновых через оливиновые к плагиоклазовым и бесполевошпатовым ультраосновным.

В пределах Кокчетавской глыбы интрузии располагаются линейной зоной восток-северо-восточного направления, приуроченной к крупному региональному разлому. В крайнем юго-западном — Дубровском массиве намечается дифференциация в сторону щелочной ветви, с появлением эссекситовых габбро, пегматонидных биотитовых пироксенитов и пр. Остальные массивы комплекса являются аналогами платформенных интрузий мончегорского типа.

Образование златогорского комплекса, по геологическим данным и определениям абсолютного возраста (517—540 млн. лет), относится к одной из ранних фаз каледонской складчатости, которая на границе Кокчетавской глыбы и Восточно-Кокчетавской геосинклинали сопровождалась образованием глубинных разломов и внедрением по ним тел щучинского перидотит-пироксенитового комплекса. В это же время под сводами жестких структур самой Кокчетавской глыбы мобилизации вещества базальтового слоя с возникновением астенолитов основной — ультраосновной магмы, внедрение и кристаллизация ее в спокойной тектонической обстановке привели к образованию первичнорасслоенных интрузий.

С златогорским комплексом связаны проявления сульфидной метаморфической минерализации (пирротит — пентландит, халькопирит — магнетит), типичной для всех мировых сульфидных метаморфических месторождений в дифференцированных перидотит-пироксенит-норитовых интрузиях (Мончегорск, Бушвельд, Сёдбери, Маскокс, Стиллутер и др.).

Красномайский щелочно-ультраосновной комплекс объединяет небольшие интрузии трещинного типа, погребенные под рыхлыми кайнозойскими отложениями и выявленные геофизическими и буровыми работами в 1963—1964 гг. в северной части Кокчетавской глыбы, в 40—50 км на запад от Кокчетава. Эти интрузии — Павловская, Красномайская, Карлыкская и Барчинская — локализируются в узкой зоне субширотного направления протяженностью около 25 км. Массивы сложены разнообразными пироксенитами, среди которых встречены небольшие тела сиенитов, вефелиновых (либнеритовых) сиенитов, шонккитов и малинитов и жилы карбонатитов. Пироксениты разнообразны по составу, текстурам и структурам; выделяются нормальные разновидности, биотитовые пироксениты (до 30% биотита), меланитовые пироксениты (до 50% титанистого граната), карбонатизированные пироксениты, переходные к карбонатитам, а также пироксениты, сильно обогащенные титаномагнетитом и апатитом. Разнообразие пироксенитов обусловлено не только дифференциацией в интрузивной камере, но и наложенными метасоматическими процессами, из которых главными являются эгиринизация, биотитизация и меланитизация, а также замещение пироксенов щелочными амфиболами. Карбонатиты представлены оливин-флогопит-кальцитовыми разностями, содержащими в качестве аксессуарных апатит, шпинель, пироксор, перовскит, циркелит, бастнезит и магнетит.

Интрузии красномайского комплекса образованы в две фазы. К первой относятся пироксениты, в том числе и пегматонидные биотитовые и меланитовые разности, возникшие при перекристаллизации нормальных

пироксенитов под влиянием обогащенных летучими остаточных расплавов. Ко второй фазе принадлежат спенисты, шонккниты и маливбиты, дайки и жглообразные тела которых секут все породы первой фазы. С внедрением щелочных пород связаны разнообразные метасоматические процессы замещения пироксенитов, появления слюдитов и карбонатитов.

Абсолютный возраст пироксенитов красномайского комплекса, определенный по биотиту аргоновым методом, равен 480 млн. лет. Это позволяет связывать образование его с несколько более поздней стадией активизации Кокчетавской глыбы.

Интрузии красномайского щелочно-ультраосновного комплекса характеризуются богатыми концентрациями апатита и вермикулита (в коре выветривания); с карбонатитами связана минерализация редких элементов.

Охарактеризованные два комплекса ультраосновных и основных интрузий Кокчетавской глыбы свидетельствуют о типичном платформенном режиме, существовавшем здесь уже в раннем палеозое. Это позволяет рассматривать Кокчетавскую глыбу как обломок допозднепротерозойской платформы (субконтинентальный срединный массив первого рода, по В. Е. Ханшу, 1964), сохранившийся еще со времени заложения окружающих ее раннепалеозойских геосинклиналей.

С дальнейшим развитием каледонских геосинклиналей Северного Казахстана связаны следующие стадии активизации Кокчетавской глыбы, которые привели к формированию позднекаледонских гранитоидных интрузий, пронизывающих древние метаморфические породы глыбы и имеющих значительно более широкое распространение, чем основные и ультраосновные породы. Крупные массивы гранитоидов относились ранее к одному зерендинскому (боровскому) комплексу, возраст которого считался в пределах от силура до начала девона. В последние годы Центрально-Казахстанским геологическим управлением под общим руководством И. В. Орлова, а также КазГМС выполнены детальные исследования, в результате которых гранитоиды Кокчетавской глыбы разделены на три комплекса: зерендинский (поздний ордовик), боровской (поздний силур — ранний девон) и орлиногорский (средний — поздний девон).

К зерендинскому комплексу относятся крупнейший Зерендинско-Сандыктауский плутон (площадью более 5000 км²), несколько гранитных массивов меньших размеров (Золотоношенский, Алакульский и др.), а также крупный Явленский плутон, открытый недавно геофизическими и буровыми работами под кайнозойскими отложениями в северной, погребенной части Кокчетавской глыбы, к юго-западу от Петропавловска. Плутон зерендинского комплекса имеют сложное многофазное строение. К главной фазе относятся порфировидные крупно- и среднезернистые биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, обычно лейкократовые. В периферических зонах большинства массивов развиты меланократовые диориты, кварцсодержащие диориты, переходные к гранитам внутренних частей массивов.

Ко второй интрузивной фазе принадлежат небольшие тела мелкозернистых лейкократовых гранитов и гранит-порфиров. Зерендинско-Сандыктауский плутон, по данным геофизических исследований и буровых скважин, представляет собой огромное пластинкообразное тело с вертикальной мощностью от 400 м до 4—5 км. В. С. Малявкин предполагает, что этот плутон является межформационной залежью, внедрившейся в породы докембрийского и раннепалеозойского возраста, причем последние были

уничтожены эрозией. Подводящие каналы плутона приурочены к зоне глущинного разлома.

Возраст зерендинского комплекса, по радиологическим определениям (440—500 млн. лет) и по геологическим данным, относится к ордовику (Корыткин, Серых, Подольский, 1965), что позволяет сопоставлять его с выделенным Ю. А. Билибиным крыккудукским гранодиоритовым комплексом средних стадий развития Восточно-Кокчетавской зоны. Полная параллелизация этих комплексов и тем более объединение их в единый комплекс, как это делается некоторыми казахстанскими геологами, неправильно, во-первых, потому, что зерендинский и крыккудукский комплексы существенно различны петрографически и по связанной с ними минерализации и, во-вторых, трудно предположить, чтобы такие громадные гранитные массивы, как Зерендинско-Сандыктауский и Явленский возникли как ксеногенные образования, т. е. внедрились из геосинклинальных астенолитов в центральную часть Кокчетавской глыбы. Более вероятно палингенное образование их путем мобилизации вещества в тектонических зонах фундамента Кокчетавской глыбы.

К боровскому комплексу лейкократовых гранитов относятся Боровской и Жукейский массивы, а также мелкие интрузивные тела в восточной части Кокчетавской глыбы. Боровской комплекс, по геологическим данным и абсолютному возрасту (410—440 млн. лет), датируется поздним силуром — ранним девоном. Размещение его интрузий исключительно в восточной краевой части Кокчетавской глыбы позволяет допустить (в отличие от зерендинского комплекса) возможность ксеногенного образования их и объединения с интрузиями одноименного комплекса в восточной зоне (см. ниже).

Орлиногорский комплекс гранитов повышенной щелочности включает массивы Имантауский, Володаровский, Ольгинский, Орлиногорский и Алаботинский, располагающиеся субширотной полосой вдоль зоны регионального разлома в северной части Кокчетавской глыбы. Это сложные многофазные интрузии, в которых выделяется главная фаза известково-щелочных биотитовых гранитов и до двух дополнительных фаз лейкократовых, аляскитовых и субщелочных гранитов. Геохимическая специализация комплекса заключается в устойчивых повышенных содержаниях вробия (2—5 кларковых количеств), который связан с аксессуарным колумбитом и присутствует в некоторых других минералах. Определения абсолютного возраста датируют орлиногорский комплекс средним или поздним девоном (370—380 млн. лет). Внедрение гранитов орлиногорского комплекса связано, вероятно, с одной из последних фаз активизации Кокчетавской глыбы при завершающих тектонических движениях в окружающих ее каледонских подвижных зонах.

Размещение интрузий всех гранитоидных комплексов Кокчетавской глыбы контролируется крупными зонами тектонических нарушений, что для ряда массивов (Зерендинского, Золотоношенского, Боровского, Жукейского, Ольгинского, Орлиногорского) хорошо подтверждается геофизическими данными.

Выделенные комплексы отличаются друг от друга не только по возрасту, петрографическим и геохимическим чертам, но и по металлогении. С зерендинским комплексом связываются медь, свинец, железо, молибден; с боровской комплекс не имеет характерной металлогенической специализации; с орлиногорским связана редкометальная минерализация.

После внедрения гранитов орлиногорского комплекса Кокчетавская глыба вместе с нараставшими ее каледонскими складчатыми сооружениями приобрела полную стабильность и в герцинское время активизации не подвергалась.

Северо-Тяньшаньско-Казахстанская каледонская складчатая система

Система каледонид Восточного Казахстана представляет собой огромную складчатую дугу, охватывающую полукольцом внутреннюю герцинскую Джунгаро-Балхашскую складчатую систему. Дуга прослеживается на юге Казахстана зоной субшипротно ориентированных структур Северного Тянь-Шаня, отклоняется затем к северо-западу, захватывая Чу-Балхашский водораздел и хребет Малый Каратау, образует систему меридиональных складок Улутауского поднятия и Сарысу-Тенизского водораздела, поворачивает на северо-восток, огибая Кокчетавскую глыбу, и, наконец, через зону сложноориентированных структур Ерементау-Баянаульского района переходит в Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий, разделяющий Джунгаро-Балхашскую и Зайсанскую герцинские складчатые системы.

В каледонской Северо-Тяньшаньско-Казахстанской складчатой системе выделяются несколько структурно-формационных зон (см. рис. 52), которые по характеру развития и проявлениям магматизма могут быть объединены в три группы. Первую составляют внешние структурно-формационные зоны южной и западной частей дуги, характеризующиеся многоэпизодическим режимом в раннем палеозое, слабо проявленным эффузивным магматизмом на ранних и средних стадиях цикла и относительно полно развитым гранитоидным магматизмом поздних стадий. Вторую группу составляют зоны восточной части каледонской складчатой системы, характеризующиеся типичным эвгеосинклинальным развитием с очень интенсивной вулканической деятельностью на ранних и средних стадиях цикла, но с ослабленным интрузивным магматизмом поздних стадий. Различие в характере развития этих двух групп структурно-формационных зон настолько велико, что некоторые геологи рассматривают их даже как две самостоятельные складчатые системы: Ишим-Улутау-Каратаускую и Ерементау-Чингиз-Тарбагатайскую (Боровиков, Борсук, 1961) или Кокчетав-Северо-Тяньшаньскую и Чингиз-Тарбагатайскую (Борукаев, Липичев, 1964).

В третью группу отнесены внутренние зоны каледонской складчатой системы, несколько отличающиеся друг от друга по типу развития, времени заложения и консолидации, но характеризующиеся в общем довольно полно и разнообразно проявленным магматизмом всех стадий каледонского цикла. Характер магматизма всех структурно-формационных зон (а также участков каледонид, образующих срединные массивы в Джунгаро-Балхашской герцинской складчатой системе), проявляющийся в наборе вулканогенных и интрузивных комплексов, показан в табл. 16.

Вулканогенные формации

Проявлениями эффузивного магматизма каледонид Восточного Казахстана занимались многие исследователи (Н. В. Аксаментова, Р. М. Антоноук, С. М. Бацдалетов, А. А. Богданов, Р. А. Борукаев, В. И. Гоньшаква, К. И. Дворцова, В. К. Заравьяева, В. С. Звонцов, Н. Г. Кассин,

Т. В. Константинович, Р. А. Копяткевич, Ю. И. Лялин, В. Д. Малов, Н. Г. Маркова, Е. Е. Миллер, А. Е. Михайлов, Л. Г. Никитина, Т. Рахимбаев, Н. А. Севрюгин, Е. Р. Семенова-Тяншанская, Н. Г. Сергиев, С. Г. Токмачева, М. В. Ташчина, А. П. Четверикова, Е. Б. Яковлева и др.). Тем не менее многие вопросы, касающиеся возраста, состава, взаимоотношений и формационной принадлежности вулканогенных образований, остаются еще неясными, что связано с недостаточной разработкой стратиграфии вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ, особенно позднего докембрия — раннего палеозоя. Наиболее полные материалы по характеристике раннепалеозойских вулканогенных комплексов дали многолетние работы группы геологов ИГН Академии наук КазССР, проводимые под руководством Р. А. Борукаева в Еремантау-Баянаульском и Чингиз-Тарбагатайском районах.

Данные по вулканогенным комплексам остальных частей Восточного Казахстана имеются в отдельных работах коллективов геологов ВСЕГЕИ, МГУ, ГИН и ИГЕМ АН СССР и территориальных геологических управлений.

В пределах Северо-Тяньшаньско-Казахстанской складчатой области выделяются следующие вулканогенные формации:

- 1) формации ранних стадий цикла: кремнисто-спилит-диабазовая, кератофир-спилит-диабазовая, андезитовых порфиритов («порфиритовая»);
- 2) формации средних стадий: базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов и андезито-дацитовая;
- 3) формации поздних стадий: андезит-дацит-липаритовая («порфировая») и липарит-базальтовая.

Кремнисто-спилит-диабазовая формация

Магматическая деятельность ранних стадий развития Северо-Тяньшаньско-Казахстанской системы началась подводными излияниями основных лав, которые вместе с переслаивающимися с ними кремнистыми породами (яшмами, кремнистыми сланцами) составили осадочно-вулканогенные комплексы кремнисто-спилит-диабазовой формации. Наиболее интенсивно начальный вулканизм проявился в восточных и северо-восточных структурно-формационных зонах каледонид, где широко развита самая древняя еремантауская осадочно-эффузивная серия раннего кембрия*. Вулканогенные породы в ней представлены эффузивами основного (диабазовые и базальтовые порфириты, диабазы, спилиты, варколиты) и среднего (пироксеновые и роговообманковые андезитовые порфириты, плагиопорфириты, палеотрахиандезиты), в меньшей степени кислого (альбитофиры, кварцевые кератофиры, палеотрахиты) состава и различными пирокластолитами (главным образом туфами основного состава), имеющими широкое и очень неравномерное распространение. Из субвулканических образований встречаются небольшие линзовидные тела и слелы габбро-диабазов и габбро-порфиритов. Осадочные породы представлены кремнистыми сланцами, яшмами, алевропелитами, песчанками, конгломератами, доломитами и известняками. Суммарная мощность еремантауского комплекса в разных зонах колеблется от 1800 до 4000 м.

Характерны регионально проявленные поствулканические процессы альбитизации, приводившие в условиях подводных извержений основных лав к образованию спилитов.

* Р. А. Борукаев (1955) считает возраст еремантауской серии поднепротерозойским. — *Прим. ред.*

По химизму основные эффузивы еремантауского комплекса занимают промежуточное положение между толеитовыми и оливиновыми базальтами, характеризуются высокой основностью и кристаллизвались, по-видимому, из слабо дифференцированной базальтовой магмы. В кислых и среднекислых лавах наблюдается отклонение в сторону щелочного состава (трахипандезитовые и трахитовые порфиры).

Аналогичный еремантаускому комплексу характер имеет кремнисто-спилит-диабазовый комплекс Сарысу-Тепизского водораздела, где он условно относится к раннему кембрию. По данным В. К. Заравиной (1962), его вулканогенные породы представлены диабазами, диабазовыми порфиритами и их туфами; спилиты редки. Часты миндалекаменные разности в верхних корковых частях покровов. Пироклистолиты составляют не более 30% вулканогенных пород. Эффузивы среднего и кислого состава отсутствуют. Мощность комплекса не превышает 1200 м.

Иной характер имеют наиболее древние вулканогенно-осадочные комплексы в Чу-Балхашской и Северо-Ташкентской структурно-формационных зонах, где породы спилит-диабазового состава количественно резко подчинены осадочным. Наибольшее развитие такие отложения среднего—позднего кембрия (аццуский комплекс) имеют в Чу-Балхашской зоне, где они приурочены к Джалаир-Найманской зоне глубинных разломов и вмещают пироклистолиты чу-балхашского ультрабазитового комплекса. Толща сложена песчаниками, кремнистыми и хлоритовыми сланцами с прослоями диабазовых порфиритов, спилитов и туфов мощностью до 100—150 м. В верхней части разреза наблюдаются пачки кислых эффузивов (кварцевых кератофиров), диабазов и туфов. Эффузивные члены этого комплекса близки эффузивам еремантауского комплекса северо-восточных зон каледонид, но незначительная их роль позволяет лишь условно отнести этот комплекс к кремнисто-спилит-диабазовой формации.

Раннепалеозойские кремнисто-спилит-диабазовые комплексы известны также в Тектурмасском и Кентерлауском антиклинориях, представляющих собой выступы каледонского складчатого основания среди герцинид Джунгаро-Балхашской системы. В Тектурмасском антиклинории осадочно-вулканогенные отложения представлены уртынджалским комплексом, выделенным А. А. Богдановым в 1937 г. и долгое время считавшимся прототипом наиболее равных проявлений «инициального» вулканизма каледонид Казахстана, а в Кентерлауском антиклинории — птмурундинским комплексом, который по составу и характеру разрезов является почти полным аналогом уртынджалского комплекса. Возраст обоих комплексов точно не установлен и датируется различными исследователями от конца позднего протерозоя до ордовика или даже до раннего силура. Сторонники «омоложения» этих комплексов исключают их из каледонид, считая, что они характеризуют ранние стадии герцинской Джунгаро-Балхашской геосинклинали, развитие которой шло непрерывно с ордовика или даже с позднего кембрия до перми. Соответственно Тектурмасский и Кентерлауский антиклинории рассматриваются не как каледонские срединные массивы в герцинской геосинклинали, а как зоны раннегерцинской консолидации Джунгаро-Балхашской складчатой системы.

Уртынджалский комплекс сложен диабазами, диабазовыми и андезит-базальтовыми порфиритами, спилитами и туфами, переслаивающимися с сургучно-красными и зелеными яшмами, яшмо-кварцитами, кремнистыми сланцами, песчаниками и алевролитами. Широко развиты небольшие субвулканические тела габбро-диабазов и габбро. Мощность уртынджалского комплекса в разных частях Тектурмасского антикли-

тория колеблется от 1000 до 4500 м. Наиболее вероятным для него считается ордовикский возраст, устанавливаемый по остаткам радиолярий в кремнистых породах.

Итмурундяпский кремнисто-спилит-диабазовый комплекс также образован чередующимися пачками кремнистых туффитов, туфов, яшм, кремнистых сланцев, диабазовых миндалекаменных порфиритов, диабазов и спилитов. Отмечается большая неустойчивость его по мощности и составу. Общая мощность достигает 3500—4000 м. Породы итмурундяпских пород с органическими остатками позднеордовикского возраста. Нижняя возрастная граница не установлена; возможно, она опускается до позднего кембрия.

Осадочно-вулканогенные комплексы разных структурно-формационных зон каледонской складчатой системы, несмотря на предположительно различный геологический возраст и некоторые отлчия в составе, мощности и количественных соотношениях вулканогенных и осадочных пород, имеют общие признаки, позволяющие отнести их к единой кремнисто-спилит-диабазовой формации ранних стадий развития Северо-Тяньшаньско-Казахстанской каледонской складчатой системы. В конце формирования этих комплексов во всех зонах отмечается фаза тектогенеза, с которой связано появление интрузий ультрабазитовой или габбровой магмы.

Кератофир-спилит-диабазовая формация

Стратиграфия нижнепалеозойских геосинклинальных поясов Казахстана и их формационный анализ показали необходимость выделения второй раннегеосинклинальной вулканогенной формации — кератофир-спилит-диабазовой, формировавшейся одновременно с пятенсивным осадочно-накоплением в морских условиях. Как самостоятельная, эта формация выделена Р. А. Борукаевым и Е. Е. Миллер под названием спилит-кератофировой. Однако более правильно ее называть кератофир-спилит-диабазовой, подчеркивая преобладающую роль диабазов. Эта формация широко развита в Ерементау-Баянаульской и Чингиз-Тарбагатайской структурно-формационных зонах, где мощность ее толщи составляет 3000—5000 м. Е. Е. Миллер к этой формации относит две свиты: бошекульскую (ранний — средний кембрий) и агырекскую (средний кембрий). Однако больше оснований относить последнюю к формации андезитовых порфиритов и считать, что кератофир-спилит-диабазовая формация представлена здесь одним ранне-среднекембрийским бошекульским комплексом. Этот комплекс подразделяется на две части: нижнюю — спилит-диабазовую, и верхнюю — существенно кератофирную. Осадочные породы образуют мало-мощные прослои, составляя не более 30% разреза.

Эффузивные породы комплекса представлены афировыми диабазами, диабазовыми и базальтовыми порфиритами, спилитами, варьолитовыми порфиритами, альбитизированными андезитовыми порфиритами, альбитофирами, кератофирами (кварцевыми и базокварцевыми), витрофирновыми туфоловами. Среди пирокластолитов отмечены агломератовые и псаммитовые туфы основного состава и туфы кварцевых кератофиров и альбитофиров. Субвулканическая фация представлена силлами и дайками диабазов, габбро-порфиритов, диоритовых порфиритов и андезитовых порфиритов.

Петрохимическая характеристика эффузивных пород бошекульского комплекса показана на рис. 53 (Лялин и др., 1964). Линия средних составов

эффузивов отклоняется вправо от кривой щелочноземельного ряда нормальных пород по Дэли, что обусловлено повышенным содержанием щелочей и альбитизацией всех пород. Четко проявляется генетическая связь пород, образующих непрерывный ряд от базальтов до риолит-дацитов. Средний валовый состав их ближе всего отвечает кварцевому габбро и габбро-диориту. По среднему содержанию кремнекислоты (57%) они относятся к производным андезитовой магмы, а по содержанию кальция, магния и железа ближе стоят к породам базальтовой магмы.

С кератофир-спилит-диабазовыми толщами связаны небольшие интрузивные тела плагиогранитов, кварцевых диоритов и габбро (габбро-плагиогранитовая формация).

Широкое развитие в восточных и северо-восточных зонах каледонид осадочно-вулканогенных образований и как бы двукратное проявление основного вулканизма (в начале и во второй половине кембрия) свидетельствуют о длительной мобильности этих зон в ранние стадии и о большой проницаемости коры, а также о значительной глубине разломов во время образования первой вулканогенной формации, которые послужили путями подъема глубинной перidotитовой магмы.

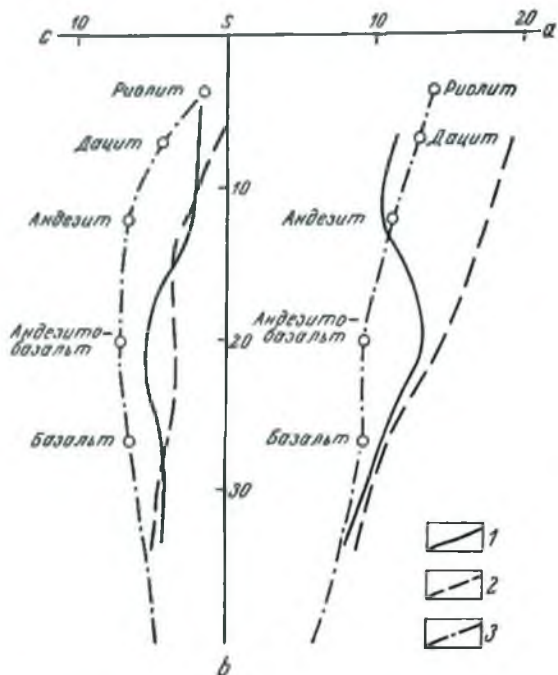


Рис. 53. Кератофир-спилит-диабазовые комплексы Восточного Казахстана. По Е. Е. Миллер

1 — вариационная кривая Боцекульского комплекса Чингиз-Тарбагатайской зоны; 2 — то же для Ерементау-Баянгульской зоны; 3 — вариационная кривая эффузивов нормального ряда по Дэли

Формация андезитовых порфиритов («порфиритовая»)

Эта формация ранних стадий развития каледонид Казахстана выделяется впервые и в известной мере условно, так как проявления ее изучены

еще недостаточно. В некоторых структурно-формационных зонах установлены комплексы андезитовых порфиритов либо приуроченные к внутренним частям тех прогибов, в краевых частях которых развиты одновременные с ними или несколько более ранние спилит-диабазовые комплексы, либо формирующиеся в тех же частях зон, во позднее спилит-диабазового вулканизма, либо проявляющиеся как единственные образования в зонах с миоэоциниклиальным режимом при отсутствии спилит-диабазовых комплексов.

Примером первого типа проявления этой формации может служить агырекский комплекс второй половины среднего кембрия в Чингиз-Тарбагатайской зоне, приуроченный к центральной части прогиба, где вулканическая деятельность была более длительной, чем в краевых его частях,

и явилась продолжением спилит-диабазового вулканизма. Взаимоотношения бошекульского кератофир-спилит-диабазового и агырекского андезит-порфиритового комплексов не всегда ясны, но в некоторых местах (Борукаев и др., 1964). В состав агырекского комплекса (мощность его достигает 1500 м) входят зеленокаменно-измененные андезитовые и андезито-базальтовые порфиристы, мандельштейны, альбитофиры, кварцевые альбитофиры, различные туфы. Отмечается сходство эффузивов с породами верхней части бошекульского кератофир-спилит-диабазового комплекса.

Примером второго типа проявлений «порфиритовой» формации может служить позднеордовикский жаманшурукский комплекс северо-западного обрамления Кентерлауского антиклинория, сложенного кремнисто-спилит-диабазовыми породами итмурундинского комплекса, возраст которого, как уже отмечалось, условно принимается разрывом авторами от кембрия до среднего ордовика. По данным М. А. Александровой и Н. А. Пудышева, осадочно-эффузивные образования итмурундинской и жаманшурукской свит составляют непрерывный разрез и залегают согласно. В составе жаманшурукского комплекса присутствуют андезитовые и базальтовые порфиристы и их туфы, туфоагломераты, туфобрекчия, туффиты, песчаники, конгломераты, линзы рифовых известняков с фауной позднего ордовика. Отчетливо выделяются горизонты пирокластических пород.

Наконец, третий тип проявления формации андезитовых порфиритов в Казахстане представлен позднеордовикским каргалинским эффузивно-осадочным комплексом Улутауской зоны западной ветви каледонид, которая многоэпизодным характером развития в раннем каледонии резко отличается от других структурно-формационных зон. Восточнее и западнее лежащих в восточных и северо-восточных зонах каледонид ранние каледонские комплексы спилит-диабазовой формации весь кембрий и ранний ордовик в Улутауской зоне представлен исключительно осадочными формациями. Лишь с середины тремадока начинает появляться вулканогенный материал (диабазовые и андезитовые порфиристы, их туфы и туфоагломераты), количество которого возрастает вверх по разрезу, достигая в каргалинской свите карадока 40% общей мощности отложений (Боровиков, 1955, стр. 129). Средне- и позднеордовикские вулканогенно-осадочные образования объединяются в каргалинский комплекс, который по составу, широкому развитию пирокластиков и по положению в разрезе зоны хорошо сопоставляется с другими комплексами андезит-порфиритовой формации, особенно с жаманшурукским. С периодом формирования его связана интрузивная деятельность, давшая коскуль-карсакапайский комплекс малых интрузий габбро-диабазов и улутауский перидотит-пироксенитовый комплекс.

Хотя комплексы андезит-порфиритовой формации занимают различное положение в структурах отдельных зон и несколько различаются по возрасту, они имеют примерно одинаковый петрографический состав и повсеместно перекрываются флишными отложениями начала средних стадий каледонского цикла. В этом состоит основное отличие андезит-порфиритовой формации (являющейся наиболее поздней в ряду вулканогенных формаций ранних стадий цикла) от андезитовых формаций средних стадий, появляющихся после или перед накоплением флишных толщ.

При характеристике андезит-порфиритовых формаций других районов СССР подчеркивается синхронность их кератофир-спилит-диабазовым формациям ранних стадий и закономерная приуроченность к «положительным» структурам (Тува; Иванова, 1963) или к внутригеосинклинальным

поднятиям (Урал; Сергпневский, 1958). В каледонидах Казахстана эта формация образуется в большинстве случаев несколько позже офлювиговых вулканогенных формаций, являясь непосредственным продолжением раннегеосинклинального вулканизма, начавшегося образованием спилит-диабазовых формаций.

Формация базальтовых и андезитовых порфиритов

Одна из характерных черт магматизма Северо-Таныпальско-Казахстанской складчатой системы состоит в широком развитии андезитового вулканизма на средних стадиях каледонского цикла; сюда относятся две вулканогенные формации.

Первая формация — базальтовых и андезитовых порфиритов — проявлена в восточных и северо-восточных структурно-формационных зонах, где отмечается интенсивное развитие спилит-диабазового вулканизма. К ней относится торткудукский осадочно-вулканогенный комплекс, состоящий из двух свит позднекембрийского — среднеордовикского возраста. Формированию этого комплекса предшествовал период затишья вулканической деятельности в конце среднего — начале позднего кембрия, когда накапливались флишвидные отложения.

Работами ИГН АН КазССР (Е. Е. Миллер, Ю. И. Лялин, В. К. Заравняев и др.) наиболее полно изучена нижняя часть торткудукского комплекса, формирование которой происходило в условиях архипелага вулканических островов. Об этом свидетельствует большое разнообразие пород торткудукской свиты и ее фацциальная изменчивость. Осадочные породы — песчаники, алевролиты, конгломераты, туффиты, известняки — составляют не более 20—30% мощности свиты. Среди эффузивов преобладают диабазовые и базальтовые порфириты, андезит-базальтовые и трахит-базальтовые порфириты; менее развиты андезитовые и трахитандезитовые порфириты, а кислые породы — альбитофиры, дацитовые порфиры, трахитовые порфиры — составляют не более 10%. Прокластолиты, перемежающиеся с лавами, представлены различными туфами от мелкообломочных до агломератовых. Субвулканической фацции принадлежат различные по форме и размерам штоки, дайки и силлы базальтовых и андезитовых порфиритов. Наибольшая мощность торткудукской свиты (в Чингизе) достигает 1500 м.

После отложений торткудукской свиты наблюдается некоторый спад вулканической активности; затем после фазы складчатости в конце триадака вновь накапливались аналогичные осадочно-вулканогенные образования. Следующая вспышка вулканической активности имела место в силуре и дала уже вулканы дацит-андезитового состава среди красноцветных песчаников и конгломератов, переслаивающихся с туфами, зеленым грубозернистыми песчаниками и известняками.

Эти трехкратные проявления вулканической активности условно относятся к единому торткудукскому комплексу.

На петрохимической диаграмме (Лялин и др., 1964) все породы этого комплекса располагаются в поле нормальных составов андезит-базальтового ряда, отличаясь несколько повышенной щелочностью (за счет содержания окиси натрия до 6—7%) и более высоким содержанием неполевонатовой извести. Более широкий разброс фигуративных точек отмечается для северо-восточных зон, где породы комплекса по вертикали образуют ряд от базальтов до дацитов, а по горизонтали размещаются между вариационными кривыми нормальных щелочноземельных пород

и частично — в поле щелочных. Для эффузивов ордовика наблюдается также некоторое смещение вариационной кривой вправо за счет регионально проявленной альбитизации, что в известной мере сближает их с породами кератофир-спилит-диабазовой формации.

Аналогичные торткудукскому комплексу осадочно-эффузивные толщи позднего кембрия — тремадока описаны В. К. Заравняевой (1962) в Сарысу-Тевизской зоне. Общая мощность их здесь не превышает 1500 м. Вулканогенные породы представлены базальтовыми и андезитовыми порфиритами и их туфами, а также дацитовыми порфирами; широко развиты лавовые брекчии. К субвулканической фации относятся дайки и силлы диабазовых и андезитовых порфиритов и дацитовых порфиритов.

По химическому составу андезит-базальтовые порфириты Сарысу-Тевизской зоны аналогичны торткудукским эффузивам Чингиз-Тарбагатайской зоны, отличаясь от них несколько меньшим содержанием натрия за счет более слабой альбитизации.

В южных зонах каледонид островная андезитовая формация не устанавливается. После начальных, незначительных по масштабам проявлений спилит-диабазового вулканизма здесь начинается длительное накопление мощных толщ флишвидного типа. Лишь в Чу-Балхашской зоне монотонный флишвидный характер осадков местами нарушается прослоями небольшой мощности андезитовых и базальтовых порфиритов и их туфов (приуроченных к отдельным участкам (горы Хавтау, Майжарылган, Баян-гара и др.) в пределах узкой зоны Джалаир-Найманских разломов). По-видимому, здесь имелась узкая цепь редких вулканических островов, которая вследствие слабой вулканической деятельности не эродировалась в архипелаг, как в эвгеосинклинальных северо-восточных зонах, а позднее была погребена под флишвидными и более молодыми (варисскими) молассовыми толщами.

Андезит-дацитовая формация

Вторая андезитовая формация средних стадий каледонского тектономагматического цикла — вулканогенно-молассовая, появляется значительно позже «островной» андезитовой, отделяясь от нее продолжительным периодом осадконакопления. В Чингиз-Тарбагатайской зоне и в структурно-формационных зонах северо-востока Центрального Казахстана к этой формации относится жарсорский андезит-дацитовый комплекс, объединяющий вулканогенные породы равного сплур. В этих свитах базальты и андезит-базальты, андезитовые порфириты, андезит-дацитовые порфириты, дацитовые порфириты, альбитофиры и липаритовые порфиры, пирокластиты того же состава (агломератовые, лапиллиевые и мелкообломочные) переслаиваются без какой-либо ритмичной закономерности и содержат прослойки песчаников, алевролитов, конгломератов и известняков. Мощность позднеордовикской свиты достигает местами 4000 м. Извержения происходили преимущественно в наземных условиях (краснокаменный облик лав, обжиг в подошве потоков, следы опацизации фенокристаллов, наличие красноцветных песчаников и туфоалевролитов), и лишь там, где лавы чередуются с карбонатно-терригенными отложениями, происходили подводные излияния, возможно в условиях архипелага вулканических островов (Антолюк, Рахимбаев, 1965).

Мощность раннесилурийской (велокской) свиты достигает 4500 м. Осадочные породы, составляющие до 40% этой свиты, фациально изменчивы и носят черты прибрежно-морских и наземных образований. Лавы

я их туфы имеют преимущественно андезит-дацитовый, андезитовый и дацитовый состав и лишь в верхней части свиты появляются андезит-базальтовые порфириты и их туфы. В юго-западной части Чингизской зоны, примыкающей к герцинидам Джунгаро-Балхашской складчатой системы, красноцветные песчаники и конгломераты полностью вытесняют вулканогенные образования, и только в верхах ее разреза существенную роль играют кислые лавы.

Химический состав эффузивов обеих толщ жарсорского комплекса очень близок: наблюдается почти непрерывный ряд дифференциатов от базальтов через андезит-базальты и андезиты к дацитам; в отдельных зонах незначительно развиты эффузивы липаритового состава. Породы принадлежат к нормальному щелочно-известковому ряду; лишь в наиболее основных разностях наблюдается отклонение в сторону щелочных типов. Характерно, что в обеих свитах комплекса не проявлена обычная последовательность вулканитов от основных к кислым.

Условия формирования, стратиграфическое положение в структурно-формационных зонах каледонид, состав вулканогенных и осадочных пород позволяют считать жарсорский комплекс типичным проявлением андезит-дацитовой вулканогенно-молассовой формации. С ним хорошо сопоставляется позднеордовикский андезит-дацитовый комплекс Сарысу-Тепизской структурно-формационной зоны. Этот вулканит характеризуется несколько более основным составом лав и приурочен преимущественно к прибрежной зоне мелководного морского бассейна.

Проявления андезит-дацитовой (вулканогенно-молассовой) формации отмечаются и в южных структурно-формационных зонах Северо-Тяньшаньско-Казахстанской складчатой системы, хотя и не так отчетливо и не с такой интенсивностью. Разрез карадокского яруса (поздний ордовик) повсеместно начинается мощной толщей грубовалунных конгломератов, выше которых местами залегают вулканогенно-осадочные отложения, сопоставимые со второй андезитовой формацией северо-восточных зон. В горах Кандыктас, по данным К. И. Дворцовой, карадокские отложения подразделяются на две свиты: нижнюю — конгломератовую и верхнюю — туфовую. Туфовая свита сложена кристаллокластическими туфами андезитовых порфиритов, чередующимися с агломератовыми туфами и мало-мощными покровами андезитовых и дацитовых лав. Подчиненное значение имеют конгломераты, песчаники, сланцы и известняки.

В северо-западной части Чу-Балхашской зоны, в горах Ергенекты, по данным Б. И. Борсука, на толще конгломератов и песчаников карадока залегает эффузивная свита ашгиллия мощностью 800—1000 м, сложенная главным образом андезитовыми порфиритами и их туфами. Дацитовых эффузивов в ней не отмечено.

Осадочно-эффузивные образования ашгиллия сопоставляются с андезитовой вулканогенной молассой.

Андезит-дацит-липаритовая («порфировая») формация

Вулканогенные образования поздних стадий каледонского цикла представлены двумя девонскими формациями: андезит-дацит-липаритовой и липарит-базальтовой, к которым относятся соответственно два вулканогенных комплекса — кайдаульский ранне-среднедевонский и жаксыкконский средне-позднедевонский. Эти комплексы слагают огромный окраинный вулканический пояс (Богданов, 1959), протягивающийся дугообразно почти на 2000 км вдоль границы каледонид с герцинскими складчатыми

сооружениями Джунгаро-Балхашской системы. На юго-западе этот пояс проходит вдоль Чу-Балхашского водораздела, захватывает внешние части Сарысу-Тенгизской и Ерементау-Баянаульской зон и продолжается на юго-восток вдоль хребтов Чынгиза и Тарбагатая. Кайдаульский андезит-дацит-липаритовый комплекс залегает несогласно на ранних средне-палеозойских

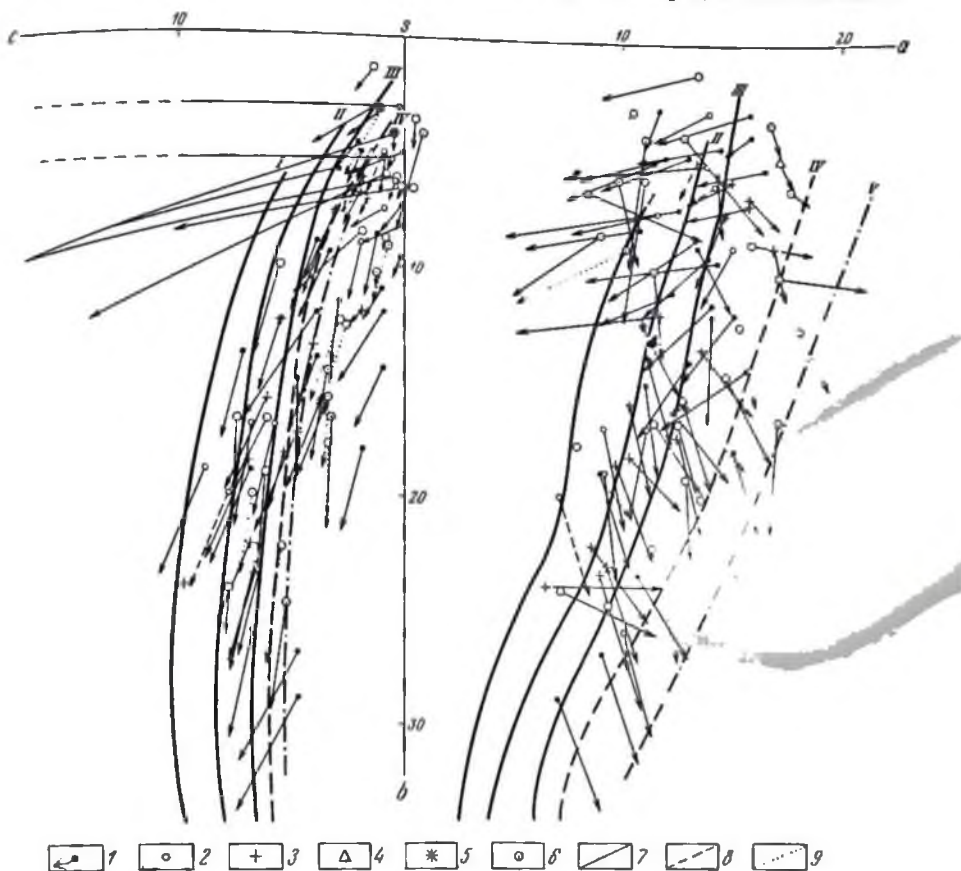


Рис. 54. Кайдаульский андезит-дацит-липаритовый комплекс девонского вулканического пояса. Зоны 1 — Сарысу-Тенгизская; 2 — Мийкайнарско-Моинтшская; 3 — Баянаул-Карагадлыкская; 4 — Новалы-Кызылспинская; 5 — Чу-Илийская; 6 — Причынгицкая; 7 — лавы; 8 — субвулканические образования; 9 — туфы; линии естественных известково-щелочных ассоциаций. I—III — типы Пеле, Лассен-Пик, Целлоустонский парк, IV — линия пород Элли

отложениях и разделяется на две части: нижнюю — андезит-дацитовую и верхнюю — дацит-липаритовую. Его первые проявления, иногда с лавами базальтового состава, приурочены к разломам между погружающейся герцинской геосинклиналью и воздымающейся складчатой системой каледонид. Излияния андезитов происходили в зонах погружения, совпадающих с синклиналичными структурами каледонид. Во внешних частях пояса вулканогенные породы составляют меньшую часть вулканогенно-осадочного разреза; здесь проявлены субвулканические образования — силлы и дайки андезитовых порфиритов и альбитофиров. Количественные соотношения лав и туфов непостоянны. Лавы и туфы кислого

состала встречаются в верхах комплекса и являются, по-видимому, пражорловыми образованиями. Мощность этой части комплекса изменчива, достигая 2500 м. Мощность отдельных потоков изменяется от нескольких метров до первых десятков метров.

Туфы несли слюисты. Мощность их прослоев колеблется от 0,5 до 50 м; наименее мощны мелкообломочные туфы. Встречаются линзы туфов, содержащих грушевидные бомбы размером 5—10 см.

Породы комплекса — палеотипного облика, претерпели краснокаменное, местами железокименное изменение. В них широко развиты альбитизация, хлоритизация, эпидотизация и девитрификация; реже отмечаются карбонитизация и окварцевание. Вулканогенные породы близки к средним типам пород по Дали (рис. 54).

Вулканизм раннедевонского времени характеризуется нормальным типом дифференциации щелочноземельной магмы, с постепенным понижением навестковистости и возрастанием щелочности по направлению к кислым членам ряда.

Верхняя диорит-диоритовая часть кайдаульского комплекса широко распространена в девонском вулканическом поясе. Она сложена диоритовыми порфирами, кварцевыми альбитофирами, фельзитами, дацитовыми порфирами, альбитофирами, лавобрекчиями, туфами, пгнимбритами с прослоями песчаников и конгломератов. В субвулканической фации проявлены диоритовые и дацитовые порфиры. Зональность пояса выражается в смене туфогенно-осадочных пород внешней части пояса туфогенными и далее лавовыми для его внутренней части, с увеличением мощности в этом же направлении от 750—1300 до 2200—2500 м. Находки флоры кобленецкого и эйфельского ярусов в различных зонах определяют возраст этой части комплекса.

Вулканогенным породам верхней части комплекса присущи такие характерные черты наземных образований, как краснокаменное изменение, спекшиеся туфы, игнимбриты, маломощные горизонты пизолитовых туфов. Извержения имели взрывной характер, происходили из вулканов центрального типа и сопровождалась внедрением субвулканических тел лакколитообразной и межпластовой формы; нередко встречаются штоки и дайки. Размер тел от первых десятков метров до 1—2 км в поперечнике. В породах субвулканических тел отмечается обогащение калием по сравнению с одновозрастными эффузивами.

Вулканогенные породы верхней части комплекса близки средним типам пород по Дали (см. рис. 54), пересыщены глиноземом, характеризуются низким содержанием анортитовой плавести; их n варьирует от 24 до 84. Для всех пород характерно высокое содержание магния.

Диорит-базальтовая формация

Диорит-базальтовая формация представлена жаксыковским комплексом средне-позднедевонского (живет-фравского) возраста. Породы его встречаются также в области развития более ранних каледонид, где они привурочены к грабен-синклиналям и ассоциируют с красноцветными осадками. Формирование комплекса происходило в континентальных условиях в связи с альпийскими движениями на фоне общего воздымания территории. Зональное строение вулканического пояса сохраняется: в центральной части разрез его существенно вулканогенный, севернее сменяется осадочно-вулканогенным и еще далее к северу переходит в осадочные толщи. По сравнению с ранне-среднедевонским временем

произошло перемещение зон активного вулканизма на юг в сторону Джунгаро-Балхашской геосинклинали.

Возраст комплекса установлен по многочисленным находкам флоры и ихтиофауны. Площадь распространения его по сравнению с площадью

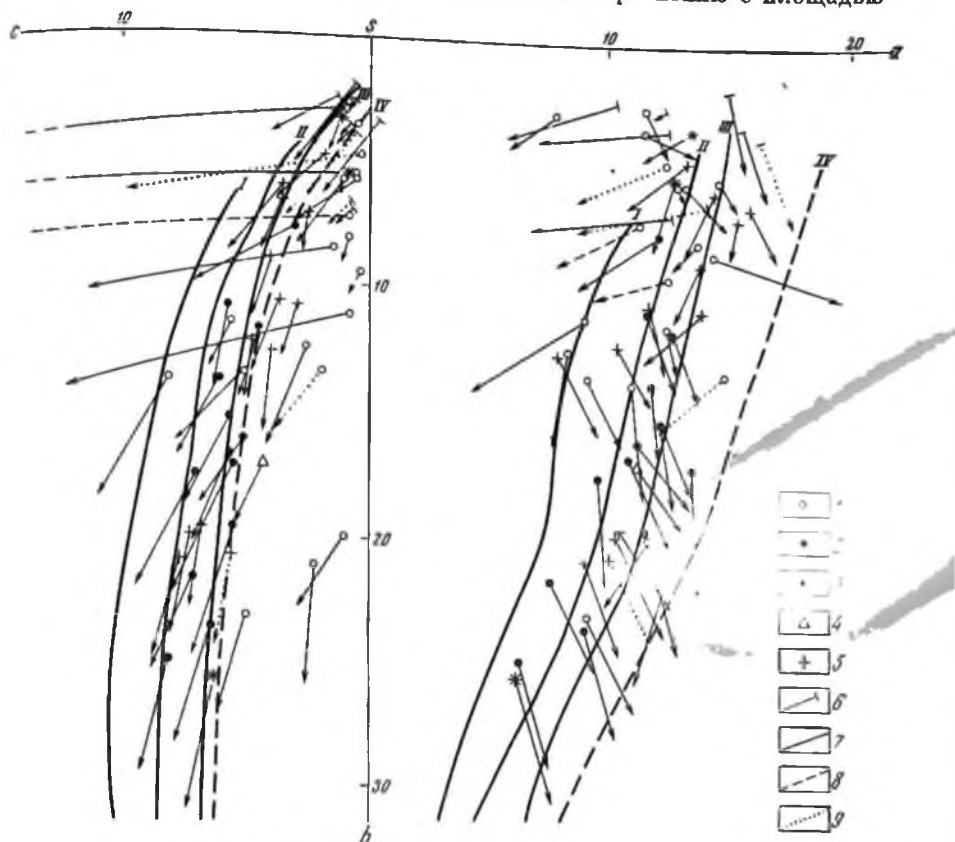


Рис. 55. Липарит-базальтовый комплекс девонского вулканического пояса.

Зоны: 1 — Мийкайнарско-Монитинская; 2 — Сарысу-Тешизская; 3 — Акбастуская; 4 — Новалы-Кымыслептинская; 5 — Карагадинская; 6 — Чу-Илийская; 7 — лавы; 8 — субвулканические образования; 9 — туфы; линии естественных известково-щелочных ассоциаций I—III — тшпы Пеле, Лассен-Пик, Пеллустонский парк, IV — линии пород Этны

равне-среднедевонского комплекса невелика. Характерна резкая фациальная изменчивость и значительное колебание мощностей на небольших расстояниях. Мощность комплекса колеблется от 1000 до 1800 м.

Вулканогенные породы жаксыконского комплекса принадлежат к базальтам и липаритам; на ограниченных площадях в краевых частях депрессионных структур наблюдаются андезит-базальтовые порфириты, приуроченные к глыбовым впадинам, и кислые вулканы — к поднятиям живет-франского времени.

Излияния были трещинными, наземными или происходили в условиях небольших континентальных бассейнов. Осадочные породы находятся в различных стратиграфических и количественных соотношениях с вулканогенными и преобладают в средних частях разреза. Как кислые, так и основные породы претерпевали краснокаменные изменения, местами

Возраст		Стадия	Струк			
			Чингиз-Тарбагатайская зона	Еремантау-Баянаульская, Восточно-Кочетавская зоны	Сарысу-Теплаская зона	
Пермь	Поздняя	Постколлизийной активизации	Поздний позднепалеозойский лейкократовых гранитов и аляскитов	Позднерицкий лейкократовых биотитовых гранитов и аляскитов		
	Ранняя		Средний позднепалеозойский щелочных гранитов и щелочных сиенитов	Среднерицкий щелочных и перельяновых сиенитов		
Карбон	Поздний					
	Средний					
	Ранний					
Девон	Поздний		Позднее	Жымсынковский липарит-базальтовый		
	Средний	Среднедевонский гранитовый малых интрузий		Кайдаульский андезит-дацит-липаритовый		
	Ранний			Боропской биотитовых лейкократовых и аляскитовых гранитов	Девонский гранитовый	
Силур	Поздний	Среднее		Жарсорский андезит-дацитовый (вулканогенно-молассовый)		Аралаульский гранитовый
	Ранний			Второй гранодиоритовый	Кряккудунский и джарнакгагачский гранодиоритовые	Андезит-дацитовый вулканогенно-молассовый Позднеордовикский гранодиоритовый
Ордовик	Поздний			Среднее		
	Средний					
	Ранний		Чаганский диорит-плагиогранитовый Торткудунский базальт-андезитовый («островной»)		Степнянский габбро-плагиогранитовый	Базальт-андезитовый («островной»)
Кембрий	Поздний		Раннее			Саранский диорит-пироксенит-габбровый
	Средний	Среднекембрийский габбро-плагиогранитовый Агыренский андезит-порфиритовый				
	Ранний	Бошекульский кератофир-спилит-диабазовый Алкамергенский габбро-перидотитовый Еремантауский прещисто-спилит-диабазовый		Кульбайский габбро-плагиогранит-граносиенитовый Шидерты-экибаустский габбро-перидотитовый, олентинский и щучинский перидотит-пироксенитовые	Таласузенский, Кызылжарский габбро-перидотитовые Кремнисто-спилит-диабазовый	
Протерозой	Поздний					

Примечание. В квадратных скобках — «неогенные» интрузивные комплексы, т. с. свя

турно-формационные зоны			
Ишим-Улутауская зона	Чу-Балхашская зона	Северо-Тяньшаньская зона	Выступы каледонского фундамента среди герцинид (Тектурмасский, Кеңерлауский)
	Майкульский лейнократовых и амазонитовых гранитов	Кастенский аляскиновых гранитов и граппелитов Талгарский субщелочных и щелочных гранитов Алма-атинский гранодиорит-гранитовый Куинейский диорит-гранодиоритовый	
	Среднегерцинический гранитовый		
[Ишимский щелочной вулканогенно-интрузивный (щелочно-базальтовый)]	Жаксыюнкский липарит-базальтовый		
[Коптадырский гранитовый]	Второй девонский гранитовый	Дженешке-турайгырский гранитовый	
[Сабасалдытургайский гранодиоритовый]	Кайдаульский андезит-дацит-липаритовый Первый девонский гранодиорит-гранитовый		
	Раннекаледонский диорит-гранодиоритовый	Чатыркульский гранодиорит-гранитовый	Жаманшурукский порфириновый
Сарытауский габбро-плаггиогранитовый Киргалинский осадочно-андезит-порфиритовый	Андезитовый вулканогенно-молассовый	Курдайский диорит-гранодиоритовый	
Улутауский перидотит-пироксенитовый			
Коскуль-карсаклайский габбро-диабазовый	Котлакский габбро-плаггиогранитовый		Тектурмасский и итмурудинский габбро-перидотитовые Тесиктасский дунит-пироксенит-габбровый Итмурудинский и уртынджалынский кремнисто-спилит-диабазовые
	Чу-балхашский габбро-перидотитовый Анисуевский эффузивно-осадочный спилит-диабазовый		
	Шалгинский дунит-пироксенит-габбровый		
		Заидийский габбро-перидотитовый	

важные не с развитием данной структурно-формационной зоны, а с магматизмом соседних зон.

они подверглись поствулканическим — хлоритизации, эпидотизации, альбитизации и гематитизации.

Кислые члены жаксыкского комплекса за пределами внешней зоны вулканического пояса представлены трахипорфитовыми и трахитовыми порфирами, а основные — трахибазальтами. В петрохимическом отношении породы имеют известково-щелочной характер с уклоном в сторону повышения щелочности. Векторы кислых пород образуют на диаграмме А. Н. Заварьцкогo несколько обособленную группу (рис. 55). Породы пересыщены глиноземом; натрий резко преобладает над калием. Векторы игнимбритов занимают область крайних кислых членов известково-щелочной ассоциации и близки к типу вулканогенных пород о. Липари. По сравнению с кайдаульским в жаксыкском комплексе увеличилась кислотность и щелочность пород и несколько понизилось содержание железа.

Формированием этого комплекса заканчивается вулканическая деятельность в каледонской складчатой системе. Все последующие проявления магматизма в ее пределах связаны уже с активизацией зон каледонид в герцинское и более позднее время.

В табл. 16 показано размещение каледонских вулканогенных комплексов Восточного Казахстана по структурно-формационным зонам и стадиям тектоно-магматического цикла, что наглядно отражает различия в развитии отдельных зон. По полному набору вулканогенных формаций отчетливо выявляется эвгеосинклинальный режим восточных и северо-восточных зон; такова же, по-видимому, и Сарысу-Тенизская зона.

Хорошо выражен многоосевный характер Улутауской зоны, где вулканическая деятельность начинается только со среднего ордовика слабыми проявлениями андезит-порфитовой формации, полностью отсутствует андезитовый вулканизм средних стадий и незначительно проявлен наземный магматизм поздних стадий. Можно также видеть неравномерность во времени развития отдельных зон, особенно по границе средних и ранних стадий, которая смещается от среднего — позднего кембрия на востоке и северо-востоке до позднего кембрия — ордовика на юге и до позднего ордовика — раннего силура на западе и в выступах каледонид в Джуңгаро-Балхашской складчатой системе. Последние представляют собой зоны наиболее ранней консолидации, так как формации средних и поздних стадий здесь отсутствуют.

Интрузивные формации

Интрузивный магматизм в пределах Северо-Тяньшаньско-Казахстанской каледонской складчатой системы проявлен многочисленными и разнообразными комплексами, относящимися к нескольким формациям, характеризующим отдельные стадии тектоно-магматического цикла. К формациям ранних стадий относятся: габбро-диабазовая, габбро-перидотитовая, перидотит-пироксенитовая, дунит-пироксенит-габбровая и габбро-плагиогранитовая (габбро-граносиенитовая). К средним стадиям относится гранодиоритовая формация. Магматизм поздних стадий представлен гранитовой формацией. В системе каледонид Казахстана выделяются зоны герцинской активизации, не совпадающие с собственно каледонскими структурно-формационными зонами. Они располагаются или по окраине каледонид, на границе их с герцинскими структурами, или же связаны с узлами пересечения крупных разломов, секущих каледонские сооружения. Активизированные в среднем и позднем палеозое

зоны каледонид характеризуются своеобразным магматизмом, генетически связанным с развитием соседних герцинических зон. К таким интрузивным образованиям каледонид относятся позднепалеозойские комплексы гранитоидов и щелочных пород, сформировавшиеся за пределами герцинид.

Изучением интрузивного магматизма каледонид Казахстана занимались многие казахстанские геологи, петрографы и металлогенисты, причем магматические комплексы как естественные ассоциации интрузивных пород, проявляющиеся на определенных стадиях тектоно-магматического цикла, раньше других стали выделять металлогенисты (Ю. А. Билябин, Г. И. Бедров, Г. Н. Щерба, А. И. Семенов и др.). Крупные обобщающие работы выполнены в последние годы по различным вопросам магматизма Северо-Тяньшаньско-Казахстанской складчатой системы и ее отдельных частей. Интрузивным комплексам северо-востока Центрального Казахстана посвящен ряд работ Г. Ф. Ляпичева, Р. А. Ворукаева и группы геологов ИГи АН КазССР. Гранитоидные комплексы Бетпакадалы и Юго-Западного Прибалхашья получили детальную характеристику в коллективных работах московских геологов, выполненных под руководством В. С. Коптева-Дворщикова. Изучением гранитоидных формаций северных районов Казахстана успешно занимались геологи Центрально-Казахстанского ГУ (В. М. Шульга, А. А. Корыткин, В. А. Серых, А. М. Подольский и др.) и Московского государственного университета (В. С. Коптев-Дворщикова). Эти же комплексы охарактеризованы в сводных работах М. А. Абдулкабировой (ИГи АН КазССР) и В. С. Малявкина (ВСЕГЕИ). Интрузивные комплексы Северного Тяньшаня изучались Н. М. Чабдаровым, Ф. А. Стариченко (ИГи АН КазССР), В. И. Старовым, К. Т. Куликовским (ИГи АН КазССР и др.). Ультраосновные и основные комплексы на основе формационного анализа детально изучены в последние годы группой геологов ВСЕГЕИ (И. И. Михайлов, В. Н. Москалева, Ю. Л. Семенов, М. В. Ниязипи). Интересные новые данные по петрологии щелочных комплексов каледонид Казахстана получили В. К. Моинч, В. Н. Зырянов, А. Нурлыбаев, К. Абдрахманов, А. А. Нарсеев и др. Большой вклад в познание закономерностей развития интрузивного магматизма Казахстана внес своими многолетними исследованиями В. К. Моинч.

Ниже приводится краткая характеристика интрузивных формаций и наиболее важных магматических комплексов системы каледонид Восточного Казахстана.

Габбро-диабазовая формация

Малые интрузии габбро, габбро-диабазов и габбро-диоритов ранних стадий пространственно и генетически связаны с осадочно-вулканогенными толщами кремнисто-спилит-диабазовой и кератофир-спилит-диабазовой формаций и являются результатом кристаллизации порций магмы, не достигших поверхности. Они не имеют самостоятельного значения, представляя собой лишь гипабиссальные фации вулканогенных формаций.

Малые интрузии такого же состава появляются, хотя и одновременно со спилит-диабазовыми комплексами, но вне видимой пространственной связи с ними, и относятся к самостоятельной габбро-диабазовой формации. Наиболее типичным проявлением ее в каледонидах Казахстана является коскуль-карсакапайский габбро-диабазовый комплекс. Он объединяет дайкообразные тела и массивы габбро, габбро-амфиболитов, габбро-диабазов и габбро-диоритов, залегающие среди допалеозойских метаморфических пород срединного

массива Улутауской зоны. Эти малые интрузии резко отличаются по метаморфизму от вмещающих их позднепротерозойских толщ валунами участков слабо измененных пород и реликтов первичных структур и минералов. По петрографическому составу они хорошо сопоставляются с диабазовыми порфиритами и габбро-диабазами, залегающими среди эффузивных и пирокластических пород каргалинского андезит-порфиритового комплекса (см. выше). Тела их внедрились по расколам докембрийского фундамента во время оживления вулканической деятельности в окружающей срединной массив раннепалеозойской геосинклинали.

Габбро-перидотитовая формация

Глубинный магматизм ранних стадий каледонского цикла представлен комплексами интрузий ультраосновных и основных пород, относящимися к трем формациям: габбро-перидотитовой, перидотит-пироксенитовой и дунит-пироксенит-габбровой.

Наиболее распространенными являются комплексы габбро-перидотитовой формации. Они образуют или вытянутые на сотни километров пояса, приуроченные к зонам разломов, или небольшие линейные зоны и массивы почти во всех каледонских структурно-формационных зонах Восточного Казахстана.

В Чу-Балхашской зоне развит средне-позднекембрийский чу-балхашский комплекс, слагающий самый крупный в Восточном Казахстане ультрабазитовый пояс протяженностью около 550 км. В пределах его известно 112 интрузивных тел ультраосновных и основных пород общей площадью 460 км². Другой крупный пояс в Заилийском Алатау протягивается на 200 км при общей площади массивов 80 км². В Сарысу-Тенизской зоне известны только небольшие зоны кембрийских габбро-перидотитовых интрузий протяженностью 15—30 км. Крупный и сложно построенный раннекембрийский пояс протяженностью 166 км и суммарной площадью массивов 162 км² развит в Шидерты-Экибастуаском районе. В Чынгыз-Тарбагатайской зоне габбро-перидотитовые интрузии, несмотря на широкое развитие вулканогенных спилит-диабазовых комплексов, проявлены ограниченно: они известны в северной части зоны (алкамергенский комплекс) и в хребте Западном Тарбагатае (тарбагатайский комплекс). Интрузии этой формации проявлены и в пределах выходов каледонского складчатого основания в Джунгаро-Балхашской герцинской складчатой системе; в Северном Прибалхашье — позднекембрийско-раннеордовикский птмурундинский комплекс и в Тектурмасском антиклинории — ордовикский тектурмасский комплекс. В пределах таких поясов и зон массивы образуют линзовидные пластообразные и жиллоподобные тела, вытянутые согласно общему простиранию пояса, или небольшие факолиты и гарполиты. Массивы приурочены к нижней части разреза геосинклинальных толщ и размещены в предшествующих им кремнисто-спилит-диабазовых комплексах. Наблюдается связь габбро-перидотитовых интрузий с крупными глубинными разломами, к которым приурочена также наиболее интенсивная подводная вулканическая деятельность, дающая кремнисто-спилит-диабазовые формации, однако не столь узко локализованные как ультрабазиты.

Габбро-перидотитовые интрузии характеризуются определенным петрографическим составом, повторяющимся во всех каледонских комплексах. Резко преобладают бесполовошпатовые ультраосновные породы

и их метаморфические производные; основные породы имеют подчиненное значение или совсем отсутствуют. Главной разновидностью ультрабазитов являются гардбургиты с небольшим содержанием ортопироксена; менее распространены лерцолиты и еще меньше — верлиты, пространственно почти всегда связанные с габброидными дифференциатами перидотитовой магмы. Дуниты имеют ограниченное распространение и встречаются только в крупных массивах перидотитов. Пироксениты в этих массивах играют ничтожную роль, встречаясь только в виде маломощных и неправильных жил. Ультраосновные породы серпентинизированы и исходный состав их устанавливается чаще всего по реликтовым псевдоморфным структурам.

Основные породы редко образуют самостоятельные массивы; обычно они встречаются в тесной связи с ультрабазитами, являясь дифференциатами перидотитовой магмы. Преобладают нормальные габбро (иногда габбро-диабазы) и их метаморфические производные. Нориты и габбро-нориты отсутствуют. Весьма характерна свита жильных пород: дуниты, лерцолиты, верлиты, диаллагиты, вебстериты, горнблендиты, габбро-диабазы, микрогаббро-диоритовые и диабазовые порфириты; очень распространены разнообразные гранат-пироксеновые и хлорит-везувиян-гранатовые породы (родингиты), являющиеся продуктами гидротермального метаморфизма пироксенитов, микрогаббро- и габбро-диабазов.

В составе многих габбро-перидотитовых комплексов присутствуют малые интрузии гранитоидов существенно натрового состава (плагнограниты, диориты, плагноаплиты, плагноклазиты). Внедрение их в серпентинитовые массивы сопровождалось гидротермально-метасоматическим преобразованием как самих гранитоидов (альбитизация в почках метасоматоз, образование жадентитов), так и контактово-рельефными изменениями серпентинитов (оталькование, тремолитизация, образование флогопитовых и вермикулитовых слюдитов). Появление гранитоидов в ультрабазитовых комплексах связано, вероятно, с тем, что за ультрабазитовыми интрузиями следовали по тем же тектоническим путям порции существенно натро-ых гранитоидных магм.

Ультраосновные и основные породы казахстанских габбро-перидотитовых комплексов по химическому составу отвечают средним типам пород по Дэли. Натровые гранитоиды представляют собой обособленную группу, значительно отличающуюся от средних типов гранитоидов нормального щелочноземельного ряда (более низким отношением $a:c$ при общей обедненности щелочами; меньшими значениями коэффициента b при соответственно повышенном содержании кремнекислоты).

Перидотит-пироксенитовая формация

К этой формации относятся перидотит-пироксенитовые комплексы: улутауский в Улутауской зоне, олеитинский на северо-востоке Центрального Казахстана и щучинский на восточной окраине Кокчетавской глыбы. Наиболее характерным является улутауский комплекс, интрузии которого образуют приуроченный к системе глубинных разломов обособленный пояс, протягивающийся в субмеридиональном направлении на 180 км вдоль Улутауского поднятия. Отличем его от комплексов габбро-перидотитовой формации является то, что его ультраосновные интрузии в своем распространении не ограничиваются пределами каледонской геосинклинальной зоны, а выходят по разломам за ее границы, в древний срединный массив, представляющий собой реликт допалеозойской

зоны консолидации. Такой структурной позицией комплекса определяются остальные его особенности: существенно пироксенитовый состав интрузий, а также исключительно широкое проявление продольноволокнистого хризотил-асбеста карачаевского типа.

Массивы улутауского комплекса залегают либо среди допалеозойских метаморфических пород среднего массива, либо занимают межформационные полости отслоения между жесткими метаморфическими образованиями и более пластичными вулканогенно-осадочными породами ордовика. В первом случае это типичные трещинные интрузии небольших размеров, во втором — крупные линзовидные межформационные залежи. Геологический возраст их — средний ордовик. Главными особенностями улутауского комплекса кроме преобладания пироксенитов является повышенная железистость породообразующих минералов и бедность интрузий габброидами. Родоначальная перидотитовая магма улутауского комплекса вследствие каких-то провинциальных особенностей отличалась несколько большей железистостью и большим богатством кремнекислотой, о чем свидетельствует широкое развитие здесь пироксенитов — бронзитов, переходных к гиперстенитам.

Остальные комплексы перидотит-пироксенитовой формации обладают теми же характерными чертами, но в них несравненно слабее проявлена минерализация продольноволокнистым хризотил-асбестом, тогда как улутауский комплекс включает крупнейшее в мире месторождение хризотил-асбеста карачаевского типа (Ешкеульмесское).

Дунит-пироксенит-габбровая формация

Дунит-пироксенит-габбровые интрузии Восточного Казахстана, имеющие много сходных черт с интрузиями платиноносной формации Урала, распространены ограниченно. Известно всего четыре комплекса этой формации: тесиктаеский, саранский, шалгинский и коржункольский, слагающие небольшие обособленные зоны, иногда параллельные габбро-перидотитовым поясам. Они приурочены к ранним стадиям каледонского цикла и связаны с региональными разломами, вероятно, меньшей глубинности, возникшими не в краевых частях геосинклинальных трогов, а в средних частях прогибов.

Дунит-пироксенит-габбровые интрузии, рассматриваемые, так же как и на Урале, как производные габбровой магмы, представлены более крупными телами, чем габбро-перидотитовые интрузии, и большей сложностью строения, указывающей на дифференциацию в камере плутона. Наиболее характерным признаком их является наличие резко обособленных тел бесполевошнатовых ультраосновных пород, заключенных в более крупных массивах габбро, а также присутствие в верхних частях последних кислых дифференциатов габбровой магмы — диоритов, плагногранитов. Основные породы, слагающие главную массу интрузий, представлены габбро, оливковыми габбро и тылаитами. Ультраосновные дифференциаты принадлежат почти исключительно дунитам и пироксенитам (диаллагитам). Перидотиты, так же как и пироксениты с ромбическим пироксеном, как правило, отсутствуют. В зонах контакта дунитов и габбро развиваются оливковые пироксениты, оливковые габбро и тылаиты, связанные постепенными переходами с габбро. Среди комагматичных жильных пород отмечены разнообразные плагноклаз-роговообманковые породы (типа уральских иситов, павдитов, одивитов), габбро-пегматиты, диориты и плагнограниты.

Сравнение строения и состава Дунит-пироксенит-габбровых интрузий Казахстана с интрузиями уральской платиноносной формации показывает близкое их сходство.

Габбро-плагиогранитовая формация

Выделение габбро-плагиогранитовой формации в конце ранних стадий каледонского тектоно-магматического цикла до сих пор вызывает дискуссию. Известно, что на ранних стадиях развития геосинклиналей, следом за внедрением глубинной перидотитовой или габбровой магмы поднимаются массы, образованные смешанными расплавами основного и кислого состава, дающие сложные габбро-плагиогранитовые комплексы. Эти комплексы не могут рассматриваться как продукт дифференциации базальтовой магмы, так как в них резко преобладают кислые породы из группы существенно натровых гранитоидов. Поэтому в последнее время все чаще высказывается мнение о том, что в процессе развития геосинклинали, в условиях продолжающегося прогибания и первых фаз складчатости, мощность сиалического слоя несколько возрастает, что в конце ранних стадий тектоно-магматического цикла вместе с базальтовым начинает плавиться и гранитовый слой, что и вызывает появление многих разновидностей пород в габбро-плагиогранитовых комплексах (Ханин, Шейнман, 1960; Михайлов, 1962; Пинус, 1963).

В Казахстане эта формация изучена очень слабо. К ней пока можно отнести следующие каледонские габбро-плагиогранитовые комплексы: сарытауский в Удугауской зоне, степнякский в Восточно-Кокшетауской зоне, кульбайский в Ерементау-Баянаульской зоне, котлаевский в Чал-Балхашской зоне, а также некоторые комплексы малых габбро-плагиогранитовых и диорит-плагиогранитовых интрузий в Чингилекской зоне (см. табл. 16). Габбро-плагиогранитовые комплексы во всех структурно-формационных зонах появляются позже спилит-диабазовых формаций и ультрабазитовых интрузий, но всегда раньше андезитового вулканизма средних стадий, что определяет принадлежность их к концу ранних стадий цикла. В тех зонах, где развита кератофир-спилит-диабазовая формация (бощекульский комплекс), наблюдается пространственная связь габбро-плагиогранитовых и плагиогранитовых интрузий с кератофир-спилитовыми эффузивами.

Массивы габбро-плагиогранитовых комплексов представляют собой сложные интрузии, в составе которых обособляется до трех групп пород, соответствующих фазам внедрения магмы: 1) пироксениты, горнблендиты, габбро; 2) габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты; 3) плагиограниты, граводиориты.

Все каледонские габбро-плагиогранитовые комплексы Восточного Казахстана по времени появления в структурно-формационных зонах, по строению массивов и условиям их залегания, а также по особенностям слагающих их пород очень близки между собой и потому могут быть отнесены к единой габбро-плагиогранитовой формации, завершающей магматизм ранних стадий. Близкими к ним по возрасту и условиям залегания являются небольшие интрузии габбро-граносенитового кульбайского комплекса в Ерементау-Баянаульской зоне. Они изучены еще недостаточно. Предполагается, что в формационном отношении они являются аналогами габбро-плагиогранитовых комплексов, проявившимися в более жестких структурах, и в связи с этим (или вследствие каких-то других причин) обнаруживающими несколько иной состав в главной интрузивной

фазе (снейиты, грапоснейиты). Возможно, что дальнейшие исследования позволят обосновать выделение габбро-граноснейитовой субформации или самостоятельной формации.

Гранодиоритовая формация

В конце средних стадий каледонского тектоно-магматического цикла, после проявлений аязезитового вулканизма, в конце главной складчатости в различных структурно-формационных зонах Северо-Тяньшаньско-Казахстанской складчатой системы широкое развитие получают сложные интрузивные комплексы гранодиоритовой формации.

В разных зонах эти комплексы формировались в интервале от ордовика до конца силура в зависимости от времени проявления главной складчатости. Время, предшествующее внедрению гранитоидов, отмечается постепенной сменой преобладавших ранее нисходящих движений восходящими, которые затем становятся господствующими вплоть до проявления главной фазы складчатости и внедрения соскладчатых гранодиоритовых плутонов.

Крыккудукский диорит-гранодиоритовый комплекс является одним из наиболее характерных представителей рассматриваемой формации в северо-восточных каледонских зонах. Он впервые выделен Ю. А. Билибиным в 1940 г., впоследствии изучался В. П. Гоньшаковой, Н. А. Фогельман, В. С. Коптевым-Дворниковым, Л. А. Кузьминой, Л. И. Шеничной, М. А. Абдулкабировой, А. И. Семеновым, В. С. Малявким, Ю. М. Шуваловым и многими другими.

В составе комплекса принимают участие умеренно кислые гранитоиды (кварцевые диориты, гранодиориты). Подчиненное значение имеют щелочно-известковые граниты лейкократового состава. Время формирования гранитоидов определяется как позднеордовикское, поскольку они прорывают фаунистически охарактеризованные отложения среднего и низов верхнего ордовика.

Абсолютный возраст гранитоидов крыккудукского комплекса определяется в 490—500 млн. лет. Эти данные указывают на более древний раннеордовикский возраст гранитоидов, что вызвано, вероятно, влиянием интрузивных процессов ассимиляции и коптаминации гранитоидов вмещающими породами преимущественно раннепалеозойского возраста.

Размеры интрузий весьма значительные и достигают многих сотен квадратных километров, а наиболее крупный из них — Крыккудукский превышает 1000 км². Гранитоиды крыккудукского комплекса подверглись интенсивным метасоматическим процессам, особенно калиевой фельдшпатазации, амфиболитизации и окварцеванию.

Гранодиоритовый комплекс Джаркапчагачской зоны, обрамляющей Кочетавскую глыбу с юго-запада, по возрасту и петрографическому составу хорошо сопоставляется с крыккудукским комплексом. В состав его входят умеренно кислые гранитоиды (гранодиориты), подчиненное развитие имеют известково-щелочные и субщелочные граниты. Размеры наиболее крупных плутонов достигают 250—300 км². Интрузии многофазные и сложного гетерогенного строения. К первой главной фазе относятся кварцевые диориты и гранодиориты, занимающие в плутонах преобладающие объемы. В зонах эндоконтакта развиты гибридные породы: габбро, габбро-диориты, габбро снейиты. Второй дополнительной фазе принадлежат лейкократовые известково-щелочные и субщелочные граниты.

Гранодиоритовый комплекс Сарысу-Тенизской зоны образует два субмеридиональных прерывистых гранитоидных пояса, состоящих из нескольких крупных массивов площадью до 1200—1700 км² и ряда более мелких. Становление интрузий этого комплекса связывается с проявлением главной складчатости на границе ордовика и силура (Коптев-Дворников и др., 1963). Среди пород главной фазы большие объемы тел занимают кварцевые диориты и гранодиориты. В зоне эндоконтакта и в апликальных частях развиты гибридные меланократовые диориты, габбро-диориты, габбро. Породы дополнительной фазы представлены лейкократовыми биотитовыми известково-щелочными гранитами; отмечаются также аляскитовые граниты, имеющие меньшее распространение.

Гранитоиды этого комплекса известны также в пределах соседнего с Сарысу-Тенизской зоной Улутауского поднятия, где они образуют ряд диорит-гранодиоритовых массивов среди протерозойских образований и перекрываются кислыми эффузивами кайдаульского вулканогенного комплекса раннего — среднего девона. Эти массивы, объединяемые в сабсалдытургайский гранодиоритовый комплекс, являются аналогами диорит-гранодиоритовых интрузий Сарысу-Тенизской зоны.

Раннекаледонский гранодиоритовый комплекс Чу-Балхашской зоны, описанный В. С. Коптевым-Дворниковым и О. С. Полковой (1960), включает ряд гранодиоритовых массивов Джалаир-Наймапской тектонической зоны и частично развитых в пределах Чуйской глыбы. Возраст этого комплекса определяется благодаря рвушему контакту гранодиоритов с фаунистически охарактеризованными отложениями карадокского яруса и наличием галек их в базальных конгломератах нижних горизонтов силура. В зависимости от степени гибридизации в больших массивах главная фаза представлена гранодиоритами, а в мелких — кварцевыми диоритами и диоритами. Среди первых встречаются граниты, а среди вторых — гранодиориты.

Курдайский диорит-гранодиоритовый комплекс Кандыктасской зоны выделен и описан К. И. Дворцовой (1960). В состав его входят гранодиориты, кварцевые диориты, сиенито-диориты. Массивы приурочены к осевой части Кандыктасского антиклинория и вытянуты в северо-западном направлении более чем на 100 км по простиранию складчатых структур. Интрузии являются, по К. И. Дворцовой, несогласными, что подтверждается их положением в складчатых структурах и внутренней тектоникой. Абсолютный возраст курдайского комплекса равен 490 млн. лет (Н. И. Полевая, ВСЕГЕИ), что соответствует ордовика.

Кунгейский позднеордовикский гранодиоритовый комплекс Северо-Тяньшаньской зоны развит в хребте Заилыйском Алатау, где он изучался С. Ф. Мапковцевым, К. И. Дворцовой, Г. Д. Зиповьевым, Н. М. Чабдаровым и др. В петрографическом отношении комплекс сходен с курдайским; в состав его входят гранодиориты, кварцевые диориты, известково-щелочные граниты.

Менее интенсивно, чем в рассмотренных зонах, интрузивный гранодиоритовый магматизм проявился в Чингиз-Тарбагатайской зоне, хотя здесь отмечается двукратное внедрение пород, относящихся к двум комплексам — раннеордовикскому и силурийскому (Ляпичев, 1962). Первый из них представлен одним дайкообразным массивом (Чаганским) размером 40 × 3 км. Массив формировался в две фазы: первая дала гранодиориты, вторая — плагиограниты. Г. Ф. Ляпичев считает, что внедрение гранодиоритов связано с фазой складчатости в конце раннего ордовика.

Более широко развиты интрузии второго гранодиоритового комплекса, представленного рядом относительно крупных массивов (до 200 км²) и серией более мелких тел. По данным Г. Ф. Ляпичева (1962), интрузии этого комплекса представляют собой двухфазные плутоны. К первой фазе относятся гранодиориты, сопровождаемые разнообразными гибридными породами: диоритами, гравосиенитами, сиенитами, сиенит-диоритами. Во вторую фазу внедрены небольшие тела лейкократовых гранитов.

Каледонские гранодиоритовые комплексы, несмотря на сложность строения массивов и разнообразие слагающих их пород, сходны между собой. Они образованы сериями коагматических пород, формировавшихся в определенных тектонических условиях. Внедрение их связано с главной фазой каледонской складчатости. Это породы щелочноземельного ряда с отклонениями в крайних членах к основным породам с широко развитыми явлениями гибрицизма и к кислым известково-щелочным породам, с широко развитыми процессами калиевого и кремниевого метасоматоза.

С каледонскими гранодиоритовыми комплексами связана очень характерная скарвовая железо-медная минерализация, приуроченная к экзоконтактам интрузивных тел. Отмечаются также проявления свинцовой, молибденовой и золоторудной минерализации.

Гранитовая формация

Каледонские интрузивные комплексы, относящиеся к гранитовой формации, также широко распространены в Северо-Тяньшаньско-Казахстанской складчатой системе. В каждой структурно-формационной зоне они появляются всегда позднее гранодиоритовых комплексов, после главной складчатости. Интрузии их формировались в условиях начавшейся консолидации и представляют собой типичные послескладчатые плутоны, приуроченные к зонам разрывных нарушений. Внутренняя тектоника их резко дискордантна тектонике вмещающих толщ.

Аралаульский гранитовый комплекс выделен В. М. Шульгой в Восточно-Кокчетавской (Степняк-Аксуйской) зоне на севере Восточного Казахстана. Наиболее крупными массивами его являются: Аралаульский (150 км²), Богдановский (150 км²), Макинский (220 км²). К первой интрузивной фазе относятся лейкократовые граниты, гравосиениты, гранодиориты; во второй — аляскитовые и лейкократовые граниты. Дополнительная фаза представлена аляскитондными гранитами и гранит-порфирами. Геологический возраст комплекса — силурийский. Абсолютный возраст гранитоидов, по данным А. Н. Иванова и Г. Ф. Ляпичева, равен 440 млн. лет.

Боровской гранитовый комплекс на севере Казахстана выделен Ю. А. Билибиним в 40-х годах. В составе его принимают участие биотитовые, амфибол-биотитовые граниты главной фазы, лейкократовые и аляскитовые граниты дополнительной интрузивной фазы. Абсолютный возраст боровского комплекса определяется в 410—420 млн. лет. Эти данные соответствуют геологическим представлениям о вероятном силур-раннедевонском возрасте гранитов, так как они прорывают верхнеордовикские и силурийские отложения. Для интрузий боровского комплекса характерна овальная форма, иногда встречаются изометричные массивы. Строение их сложное. В некоторых массивах (Боровской, Жукейский) наблюдается концентрически-зональное строение, обусловленное чередованием пород различных фаз и довольно резко выраженной зоной эндоконтакта.

Гранитовый комплекс Сарысу-Тенизской зоны сопоставляется с боровским комплексом, но, возможно, имеет несколько более молодой возраст. В составе его принимают участие известково-щелочные и щелочные биотитовые, биотит-амфиболовые, лейкократовые и аляскитовые граниты. Время внедрения их определяется прорыванием пород раннего и среднего палеозоя, включая нижний — средний девон. Плутоны представляют собой многофазные асимметричные тела с подводящими каналами, приуроченными к крупным глубинным разломам субширотного простирания. К главной фазе относятся преобладающие биотитовые, биотит-амфиболовые граниты. Фация эндоконтакта представлена гранодиоритами, граносенитами, кварцевыми диоритами. Дополнительная фаза дала аляскитовые граниты, среди которых подчиненное развитие имеют биотитовые порфировидные граниты.

В Чу-Балхашской структурно-формационной зоне В. С. Коптев-Дворников и О. С. Полковой (1960) выделяют два гранитовых комплекса: среднекаледонский (первый девонский) и позднекаледонский (второй девонский). Интрузии первого девонского комплекса, рвущие апдезитовые порфириды нижней части кайдаульского вулканогенного комплекса (см. выше) и перекрывающиеся липаритовыми порфирами и альбитофирами среднего девона (верхняя часть кайдаульского комплекса), считаются раннедевонскими. Большинство из них представляет собой небольшие вытянутые тела пестрого петрографического состава (диориты, монзониты, гранодиориты, биотитовые граниты), вызванного гибридной (В. С. Коптев-Дворников). Интрузии второго девонского комплекса, завершающие каледонский тектоно-магматический цикл, представляют собой более крупные граппитовые массивы, сосредоточенные преимущественно в пределах Джалаир-Найманской тектонической зоны с резко вытянутой формой, меньшей степенью гибридности, тенденцией к образованию аляскиновых рваностей и сопровождающей их редкометальной минерализацией. Преобладают граниты, реже встречаются гранодиориты; широко развиты дайки первого и второго этапов. Интрузии второго девонского комплекса прорывают и активно воздействуют на эффузивы кайдаульского комплекса раннего — среднего девона. Гальки гранитов комплекса обильны в верхнедевонских базальных конгломератах. Таким образом, внедрение гранитов второго девонского комплекса относится к среднему девону.

Чатыркульский гранитовый комплекс выделен в Кандыктасской зоне К. И. Дворцовой. В состав комплекса входят существенно калиевые биотитовые и биотит-роговообманковые известково-щелочные граниты, с подчиненным значением гранодиоритов и граносенитов. Они прорывают докембрийские и кембрийские отложения, а также гранитоиды курдайского гранодиоритового комплекса и содержат обильные ксенолиты их. Поскольку гальки гранитов, сходных по составу с породами чатыркульского комплекса, присутствуют в конгломератах карадокских отложений, возраст комплекса условно считается докарадокским, среднеордовикским*. Интрузии формировались в три фазы. К первой, главной, фазе относятся биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, ко второй — лейкократовые и аляскитовые граниты, к третьей — лейкократовые гранит-порфиры и мелкозернистые граниты.

* Возраст гранитов чатыркульского комплекса до сих пор не установлен; исходя из общих геологических соображений и данных абсолютного возраста (420 млн. лет), он должен быть более молодым, по крайней мере послесреднеордовикским. — *Прим. ред.*

Дженнишке-турайгырский гранитовый комплекс широко развит в Заплярском Алатау. Массивы его сложены преимущественно лейкократовыми известково-щелочными грапптами; в зонах эндоконтакта появляются граодиориты и двуполевошпатовые граниты. Граниты прорывают породы нижнего палеозоя и трапгрессивно перекрываются нижнекарбонowymi отложениями с базальными конгломератами. На южном склоне хребта Сары-Тау на гранитах комплекса залегают красноцветные конгломераты, условно относимые к верхнему девону. Возраст комплекса предположительно допозднедевонский.

Очень незначительно развиты интрузии гранитовой формации в Чынгизской структурно-формационной зоне. Здесь Г. Ф. Ляичев (1962) выделяет только один среднедевонский гранитовый комплекс небольших овальных тел с поперечником до 3 км. Массивы сложены среднезернистыми биотитовыми гранитами, всегда несколько порфирированными. Они прорывают породы граодиоритового комплекса позднеордовикско-раннесилурийского возраста. Г. Ф. Ляичев считает, что внедрение гранитов происходило после формирования мощной толщи кислых лав ранне-среднедевонского кайдаульского комплекса. Главные петрохимические черты гранитов рассматриваемой формации выражаются избытком глинозема при высоком уровне кислотности и преобладании калия над натрием.

Эндемичная минерализация, связанная с гранитовыми послескладчатыми комплексами, представлена редкометальными рудопроявлениями. Наиболее типичными являются кварц-молибденитовые и кварц-шеелитовые.

Каледонские гранитовые комплексы Казахстана отнесены пока к одной интрузивной формации — гранитовой. Расчленение ее на две формации биотитовых и аляскитовых гранитов, как это сделано для герцинид Казахстана (см. ниже), пока не представляется возможным, хотя в некоторых из рассмотренных выше комплексов среди пород главной интрузивной фазы явно преобладают лейкократовые и аляскитовые граниты над нормальными биотитовыми.

Интрузивные комплексы зон герцинской активизации каледонид

Складчатые структуры Северо-Тяньшаньско-Казахстанской системы сформировались к середине девонского периода. Последними проявлениями спонтанного каледонского магматизма были эффузивы жаксыкконской липарит-базальтовой формации живет-франского возраста, характер распространения которой свидетельствует о наличии в это время складчатоглибовых движений. Следующая стадия в развитии частично консолидированных каледонских структур различными исследователями называется по-разному: парагеосинклипальной, остаточной-геосинклипальной, полуплатформенной, наложенной, орогенной и т. д. Многие исследователи отмечают, что в пределах каледонид с конца девона прекратились все проявления магматической деятельности. Поэтому дальнейшую геологическую историю каледонской складчатой системы Казахстана они рассматривают только с точки зрения образования структур паложеного типа и стратиграфии и литологии образующих эти структуры среднепалеозойских осадочных формаций (Богданов, Мазарович и др., 1955). Эти представления справедливы только для западных зон каледонид Казахстана (на основании изучения которых они, собственно, и складывались), где нет проявлений более молодого вулканизма или (что вполне возможно) они еще не выявлены. Совсем иная картина наблюдается

в Чингиз-Тарбагатайской, Еремантау-Баянаульской, Чу-Балхашской и Северо-Тяньшаньской структурно-формационных зонах, где магматическая деятельность, связанная с периодом развития этих зон с карбона до перми, проявилась широко и своеобразно.

Наличие в указанных районах средне- и позднепалеозойских магматических комплексов отмечали многие исследователи (В. С. Коптев-Дворников, В. К. Моноч, Г. Ф. Ляпичев, В. Н. Зырянов, А. Нурлыбаев, В. И. Старов и др.), но такие комплексы обычно объединялись с разновозрастными магматическими образованиями в герцинских структурах и между теми и другими не усматривалось принципиального различия. Только для позднегерцинских щелочных формаций отмечалось, что они сформированы в платформенных или субплатформенных условиях в связи с активизацией в зонах глубинных длительно развивавшихся разломов (Моноч, Абдрахманов и др., 1965).

Герцинские магматические комплексы в консолидированных складчатых структурах каледонид с позиций формационного анализа следует относить к тектоно-магматической активизации каледонских структур, сопряженной с герцинскими движениями в соседней Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системе. Подобные мнения в отношении герцинского магматизма активизированных частей каледонской складчатой системы, хотя и не в такой определенной форме, высказывались ранее. Так, А. И. Семенов выделил в Центральном Казахстане каледонские «структуры, переработанные в герцинское время»; В. К. Моноч при анализе герцинского магматизма Баянаульского района рассматривал последний как «переходную зону каледонской складчатой структуры, относительно переработанную герцинскими движениями, в связи с которыми в ней формируются гранитоидные интрузии (Моноч, 1957, стр. 10—11). Однако до сих пор герцинские интрузии областей каледонской консолидации Казахстана не получили достаточного освещения в работах казахстанских геологов, и потому их особые петрологические, петрохимические и металлогенические признаки, на основании которых их можно было бы объединить в формации стадий герцинской активизации каледонид, не выявлены.

Проявления герцинской тектоно-магматической активизации каледонид Казахстана можно расплести в первом приближении на ряд стадий, сопряженных с главными тектоническими движениями соответствующих стадий развития Джунгаро-Балхашской складчатой системы.

Тектонические движения ранних стадий герцинского цикла вызывали только локальные проявления активизации каледонской системы, которая к этому времени еще не завершила своего развития и не достигла полной консолидации. Лишь в зонах ранней стабилизации каледонид наблюдаются проявления магматической деятельности. Характерным примером наиболее раннего проявления постконсолидационного магматизма в каледонидах может служить шимский щелочной вулканогенно-интрузивный комплекс Джарканинагачской зоны раннекаледонской консолидации. В состав его входит сложная серия вулканогенных и интрузивных пород, являющихся дифференциатами щелочно-базальтоидной магмы. Формирование этих пород, как показал А. Н. Заварицкий (1938), происходило в определенной последовательности, в которой вулканогенные породы были ранними продуктами деятельности вулканических центров, а интрузивные образовались позднее. Вулканогенные породы представлены не только лавами, но и разнообразными пирокластолитами. Среди лав

наиболее распространены эпидейцитовые и трахитовые порфиры и щелочные базальтовые порфириты, а пирокластиты представлены лавобрекчиями и туфами того же состава.

Формирование щелочных интрузивных пород произошло вслед за прекращением вулканических процессов, что видно по характеру размещения их в массиве, а также по явлениям контактового воздействия их на эпидейцитовые порфиры первой генерации; внедрение их проходило в несколько фаз. В. С. Малявкин устанавливает такую последовательность фаз: 1) инопкиннты, инопкиннт-порфиры, щелочные пироксениты, меланократовые сиецит-порфиры; 2) нефелиновые и эпидейцитовые сиециты и сиецит-порфиры (главная интрузивная фаза); 3) розовые мусковитизированные сиециты; 4) щелочноземельные сиециты, монциониты, оливковые монциониты, кенталлениты и эссекситы.

Породы ишимского щелочного комплекса залегают среди нижнепалеозойских отложений (в Ишимской Луке) или среди метаморфических пород докембрия (в Улутау). На вмещающие породы нижнего палеозоя они оказывают заметное контактное воздействие с образованием фенитов. Верхняя возрастная граница комплекса определяется трансгрессивным перекрытием щелочных пород фаунстически охарактеризованными турнейскими отложениями, а также прорыванием их позднедевонскими лейкократовыми гранитами.

Абсолютный возраст щелочных пород Кубасадырского массива, определенный аргоновым методом, равен 380—405 млн. лет; такие же значения абсолютного возраста дают и основные щелочные породы Улутау (360 млн. лет), и возраст ишимского комплекса может считаться среднедевонским.

В южных зонах каледонид Казахстана раннегерцинские интрузии известны только в Зайлиийской Алатау, где они объединяются в алма-атинский гранодиоритовый комплекс (поздний девон — ранний карбон, 375 млн. лет).

В Ерементау-Баянаульской зоне В. К. Монич (1957) выделяет раннегерцинский гранодиоритовый комплекс, представленный крупными многофазными интрузиями, развитыми в области каледонских структур к северу от Баянаула. К первой фазе относятся габбро, габбро-диориты, норит-диориты и диориты. В средние фазы образуются кварцевые диориты и плагиограниты, реже сиециты и гралосиециты. К заключительной фазе относятся биотитовые и лейкократовые граниты. В. К. Монич связывает образование этого комплекса с тектоническими движениями в окраинной части каледонид, соответствовавшими главным фазам герцинской складчатости.

Близким по возрасту и составу пород к раннегерцинскому комплексу Баянаульского района является раннегерцинский или «ранний позднепалеозойский» комплекс Чингиз-Тарбагатайской зоны, интрузии которого развиты преимущественно в зонах сочленения каледонид с Джунгаро-Балхашской и Зайсанской герцинскими складчатыми системами. Этот комплекс имеет пестрый петрографический состав: в него входят диориты и сиецит-диориты, гранодиориты, относящиеся к нескольким фазам внедрения (Ляничев, 1962).

По-видимому, оба раннегерцинские гранитоидных комплекса по времени сопоставимы со средними стадиями развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы, когда там формировались раннегерцинские гранодиоритовые интрузии (например балхашского комплекса; см. ниже).

Со следующей стадией активизации каледонид, соответствующей, вероятно, началу поздних стадий развития герцинской Джунгаро-Балхашской системы, связаны более широко распространенные среднегерцинские интрузивные комплексы. Характерным примером их в Чу-Балхашской структурно-формационной зоне может служить среднегерцинский гранитовый комплекс, описанный В. С. Коптевым-Дворниковым и др. (1960). Массивы его сложены преимущественно биотитовыми и лейкократовыми, иногда порфиридовидными гранитами и несут редкометальную минерализацию.

Совсем иной характер имеют карбоновые комплексы в северо-восточных и восточных зонах каледонид Казахстана, характеризующиеся резко повышенной щелочностью с развитием щелочных пород, вплоть до нефелиновых сиенитов. Однако последние связаны здесь не со щелочными базальтоидами, как в ишимском комплексе, а с субщелочными и щелочными гранитами и сиенитами.

В Ерементау-Баянаульской структурно-формационной зоне к этой группе образований можно отнести карбоновый комплекс щелочных интрузий (Монич, 1957), в состав которого входят небольшие трещинные (дайкообразные) и штоковые тела кварцевых щелочных сиенитов, нефелиновых и содалит-нефелиновых сиенитов. Пространственно они приурочены к разломам в области сочленения герцинских структур с каледонской складчатой зоной. В. К. Монич отмечает, что образование щелочных пород этого комплекса связано с особым типом тектонических движений, при котором глубокие и короткие расколы каледонского фундамента создали в опущенных блоках местные очаги гранитоидной магмы, что сильно удлинило пути поднятия ее к поверхности и привело в ином ходу кристаллизации в условиях затрудненного выравнивания щелочей за счет глубинных источников.

В Чилгиз-Тарбагатайской зоне Г. Ф. Ляпчев (1962) и В. Н. Зырянов (1965) выделяют «средний позднепалеозойский» карбоновый интрузивный комплекс, включающий массивы агирин-рибекитовых гранитов, щелочных и нефелиновых сиенитов. Массивы щелочных гранитов образуют дайкообразные тела, а интрузии щелочных и нефелиновых сиенитов имеют овальную и кольцеобразную форму и возникают в местах сопряжений разломов различных направлений и связанных с блоковыми радиальными перемещениями глыб. Все массивы имеют сложное строение; наряду со щелочными гранитами и сиенитами в них присутствуют нормальные биотитовые и роговообманковые разновидности. Абсолютный возраст (240—280 млн. лет) позволяет относить этот щелочной комплекс к позднему карбону — началу перми, т. е. ко времени формирования в Джунгаро-Балхашской и Зайсанской системах послескладчатых интрузий формирования биотитовых и лейкократовых гранитов.

Интрузивный магматизм, связанный со среднепалеозойской активизацией восточных и северо-восточных зон каледонид Казахстана, свидетельствует о значительной консолидации этих зон ко времени формирования среднегерцинских щелочных комплексов. В этих структурно-формационных зонах консолидация произошла раньше, чем в зонах западной и южной частей каледонской складчатой системы, на что указывают проявления их каледонского магматизма: здесь уже заметно редуцирована гранодноритовая формация и совсем ничтожно проявлен интрузивный магматизм поздних стадий каледонского цикла.

Появление щелочных интрузивных комплексов может рассматриваться как важнейший индикатор степени консолидации того или

вного блока земной коры и длительности развития глубинных разломов.

Щелочные и субщелочные граниты карбонового возраста известны в юге каледонид Казахстана, в наиболее высокогорной части Заилийского Алатау. Они выделены в самостоятельный талгарский комплекс (ранний — средний карбон, 349—357 млн. лет). Возможно, что интрузии этого комплекса в каледонидах Северного Тянь-Шаня вызваны тектоническими движениями не в Джунгаро-Балхашской системе, а в системе герцинид Среднего Тянь-Шаня, с чем, может быть, и связан несколько более древний возраст талгарского комплекса по сравнению со щелочными комплексами Чингиза и Баянаульского района.

Слабее проявлен магматизм, связанный с поздними тектоническими движениями (после главных фаз складчатости) в соседних герцинидах, когда там формировались комплексы аляскитовых гранитов.

В Чингиз-Тарбагатайской зоне интрузии этого времени (пермь) объединяются в «поздний позднепалеозойский» комплекс, включающий лейкократовые граниты и аляскиты, слагающие ряд почти изометричных массивов. По петрографическим особенностям и характеру минерализации он сопоставляется с пермскими аляскитовыми комплексами Джунгаро-Балхашской системы (Ляничев, 1962).

Аналогичный пермский комплекс лейкократовых блотитовых гранитов и аляскитов описал В. К. Мович (1957) для Баянаульского района. Для него характерны дискордантные интрузии центрального типа и кольцевые интрузии, связанные с кольцевыми структурами опускания.

В Северо-Тяньшаньской зоне выделяется кастекский комплекс аляскитовых гранитов и граносенитов (поздний карбон, 311 млн. лет) в районе Кастекского хребта.

В Чу-Балхашской зоне пермский магматизм проявился слабо и представлен одним Майкульским массивом лейкократовых гранитов, с которым связаны своеобразные жильные амазонитовые граниты.

Формированием указанных гранитоидных интрузий завершается магматизм стадий герцинской активизации консолидированных каледонид.

В табл. 16 сведены все интрузивные комплексы Северо-Тяньшаньско-Казахстанской каледонской складчатой системы с указанием их геологического возраста и принадлежности к той или иной стадии тектоно-магматического цикла в соответствующей структурно-формационной зоне; видны неравномерность и неодновременность тектоно-магматического развития различных структурно-формационных зон.

Джунгаро-Балхашская герцинская складчатая система

Джунгаро-Балхашская складчатая система занимает внутреннюю часть Центрального Казахстана площадью около 140 тыс. км².

Существуют различные представления о времени ее заложения, границах и взаимосвязи с обрамляющими каледонскими складчатыми сооружениями (Б. Ш. Борсук, А. А. Богданов, В. Ф. Беспалов, Р. А. Борукаев, Н. А. Афовичев, Е. Д. Шлыгин и др.).

Характерной чертой этой складчатой системы является неравномерное развитие: постепенное смещение мобильных геосинклинальных зон в центр магматизма с северо-запада на юго-восток, что отмечали еще Н. Г. Кассин (1934) и Н. Г. Сергеев (1948). Заложение и замыкание отдельных прогибов происходило в разное время: одни из них раньше вовлеклись в подвятия и раньше закончили геосинклинальное развитие;

Магматические комплексы Джунгаро-Балханской складчатой системы Таблица 17

Возраст	Стадия	Структурно-формационные зоны по времени стабилизации			
		Раннегерцшские (девон)	Среднегерцшские (поздний карбон)	Позднегерцшские (поздняя пермь)	
Трпас	Поздняя		Уштогалский субвулканический липарит-базальтовый		
Ранний трпас — поздняя пермь		Комплексы малых штрузий пестрого петрографического состава			
Поздняя пермь				Баканосский липарит-базальтовый	
Ранняя пермь		[Акчатауский аляскитовый]	Акчатауский аляскитовый Жахтауский липарит-базальтовый	Поздний поздпалеозойский аляскитовый	
Карбон		Поздний	[Калдырминский гранитовый]	Калдырминский графитовый	
		Поздний — средний	[Топарский гранит-гранодиоритовый] [Токрауский андезит-липаритовый]	Топарский гранит-гранодиоритовый Токрауский андезит-липаритовый	Центрально-субдугарский гранит-гранодиоритовый Алхунский андезит-липаритовый
		Средний — ранний			
Девон — ранний карбон		Нямюр — поздний визе	[Каркаралинский андезит-дацитовый]	Каркаралинский андезит-дацитовый (наземный)	
		Визе	[Балханский (саурский) гранодиоритовый]	Балханский (саурский) гранодиоритовый	
		Ранний визе-фаменский ярус девона		Котанбулакский плагиолипаритовый	
	Франский ярус — живет	Акжал-аксоранский андезит-дацитовый (наземный)			
	Средний девон — живет		Карабулакский андезит-базальтовый (приразломный)		
Поздний силур (лудлов) — ранний (веплок)	Ранняя	Жамансарыуский кремнисто-диабазовый	Чулькызыл-тюлькуламский перидотитовый Тюлькуламский кремнисто-спилит-диабазовый		

Примечание: В квадратных скобках — «ксеногенные» штрузинные комплексы, т. е. не связанные с развитием данной структурно-формационной зоны.

во многих случаях происходила регенерация отдельных частей зон при формировании соседних прогибов и повторное вовлечение их в прогибание. На границах структур с различными знаками движений возникали разломы, имеющие большое значение в проявлении магматизма и размещении вулканогенных формаций. Выделяется большое количество структурно-формационных зон и подзон (см. рис. 52) с различными проявлениями магматизма. По времени стабилизации они могут быть объединены в три группы: раннегерцинские, среднегерцинские и позднегерцинские (табл. 17).

Вулканогенные формации

Изучением вулканогенных образований Джунгаро-Балхашской складчатой системы в течение многих лет занимались геологи различных организаций как при проведении геологосъемочных, так и специальных тематических работ (В. Ф. Беспалов, В. Я. Кошкин, Г. И. Бедров, И. М. Гаек, группы геологов ИГЕМ, МГУ, МГРИ под руководством А. А. Богданова, А. Е. Михайлова, Е. Б. Яковлевой, В. С. Колтева-Дворникова, ИГи АН КазССР под руководством Г. И. Щерба, ВСЕГЕИ — М. В. Тащивина, К. И. Дворцова, Е. Р. Семенова-Тиншанская, Д. В. Голубятников, ВАГТ — А. А. Розенкранц, В. В. Ковалева и др.).

Развитие герцинского вулканизма имеет много общего с каледонским и по набору вулканогенных формаций, и по последовательной смене их. Существующие различия выражены в том, что каледонскому вулканизму свойствен фемический характер: широкое проявление спилит-диабазового вулканизма на ранней стадии и андезит-базальтовые формации средней стадии; герцинский же вулканизм имеет салический характер: формации ранних стадий имеют ограниченное распространение; для формаций средней стадии характерен андезит-дацитовый состав; преобладают вулканогенные формации поздних стадий развития, имеющие преимущественно кислый состав. Эти черты, возможно, обусловлены различной мощностью гранитового слоя в разных тектоно-магматических циклах.

Выделены следующие вулканогенные и осадочно-вулканогенные формации: I — формация ранней стадии — 1) кремнисто-спилит-диабазовая, представленная жаман-сарысуйским и тюльгуламским комплексами силура; II — формации средней стадии развития: 2) андезит-плагиолипаритовая с комплексами прикентерлауским, преобладающе андезит-дацитовым и котанбулакским плагиолипаритовым фамен-ранневизейского возраста, 3) андезит-дацитовая, охватывающая раннегерцинский акжал-аксоранский ($D_{2gv} - D_{3fr}$) и герцинский каркаралинский ($C_1v_2 - n$) комплексы; III — формация поздней стадии развития: 4) андезит-липаритовая («порфировая») с комплексами токрауским среднепозднекарбонным и алакульским среднекарбонным — позднепермским, 5) липарит-базальтовая формация повышенной щелочности, представленная жантауским (ранняя пермь) и баканасским (позднепермским — триасовым) комплексами, 6) приразломная андезит-базальтовая формация, существование которой еще недостаточно обосновано.

Кремнисто-спилит-диабазовая формация

Начальная стадия герцинского магматизма проявлена слабо, и кремнисто-спилит-диабазовая формация выделяется на ограниченной территории в Жаман-Сарысуйской зоне и в Северо-Восточном Прибалхашье. С позиций формационного анализа эти образования изучались Н. П. Ми-

хайловым (1962), Ю. Л. Семеновым (1960) и позднее М. И. Александровой, Н. А. Пупышевым и Е. Н. Сизовой.

Жамансарысуйский комплекс незначительно развит в юго-западной части антиклинория того же наименования. Сопоставление его разрезов в различных местах показывает невыдержанность мощности и состава. На одних участках преобладают эффузивы (диабазы, миндалекаменные диабазовые порфириты, спилиты, вариолиты) и их туфы; на других развиты яшмы и яшмо-кварциты, перемежающиеся с песчаниками и алевролитами. Для вулканогенных пород характерно зеленокаменное изменение — хлоритизация, эпидотизация, альбитизация, карбонатизация. Мощность комплекса колеблется от 800 до 2500 м. Остатки фауны в его осадочных породах определяют возраст его как венлок — ранний лудлов.

Гипабиссальная фация представлена малыми интрузиями габбро и габбро-диабазов. Чередование покровов лав и пирокластических образований с кремнистыми и кремнисто-терригенными породами свидетельствует о пульсационном и многократном поступлении лав в течение формирования комплекса.

Обилие туфогенного материала, обломочных пород и известняков позволяет предполагать, что временами вулканические постройки выходили из-под уровня моря, создавая вулканические острова или группы островов, около которых возникали рифовые постройки.

Отмечается связь кремнисто-диабазового комплекса с глубинными разломами, ограничивающими с севера и востока Атасу-Моңитинский антиклинорий.

В Северо-Восточном Прибалхашье в основании разреза среднепалеозойских отложений залегает толща (800—1000 м) диабазовых порфиритов, спилитов, туфов основного состава и яшм, объединяемая в тюлькуламский кремнисто-спилит-диабазовый комплекс. Распространение его контролируется системой региональных разломов в центральной части Тюлькуламского антиклинория, протягивающегося в широтном направлении на 120 км. Возраст толщи считается венлок-лудловским, так как она перекрыта верхнелудловскими конгломератами и содержит ископаемые кораллы венлока — раннего лудлова (Семенов, 1960).

Состав тюлькуламского комплекса непостоянен и изменчив по простиранию. По направлению с востока на запад в нем преобладают сначала яшмы с подчиненным количеством основных эффузивов и туфов, южнее гор Тюлькулам — диабазовые порфириты и спилиты, в районе урочища Чулькызыл снова появляются яшмы, туфы и туфопесчаники при преобладании вулканогенных пород. Быстрая смена фаций по простиранию объясняется, вероятно, наличием нескольких центров извержений. Липзы известняков с остатками морской фауны и редкие прослойки туфопесчаников и песчаников указывают на накопление толщи в морских условиях.

Среди осадочно-эффузивных пород комплекса залегают крупные ультраосновные интрузии Чулькызыл-Тюлькуламского пояса и мелкие гипабиссальные тела габбро- и габбро-диабазов.

Андезит-плагиолипаритовая формация

Наибольшее развитие андезит-плагиолипаритовая формация получила в Токрауской структурно-формационной зоне. В обрамлении Кентерлауского антиклинория она имеет преимущественно андезит-дацитовый состав, а в Калмакэмельской зоне, в северном обрамлении Тюлькуламского антиклинория, преобладают плагиолипариты.

К северу вулканогенные образования постепенно вытесняются сначала терригенными, а затем карбонатными отложениями. Фамаев-ранневизейский возраст их хорошо устанавливается по остаткам фауны и флоры. Накопление толщи происходило после частой инверсии, в условиях вулканических островов.

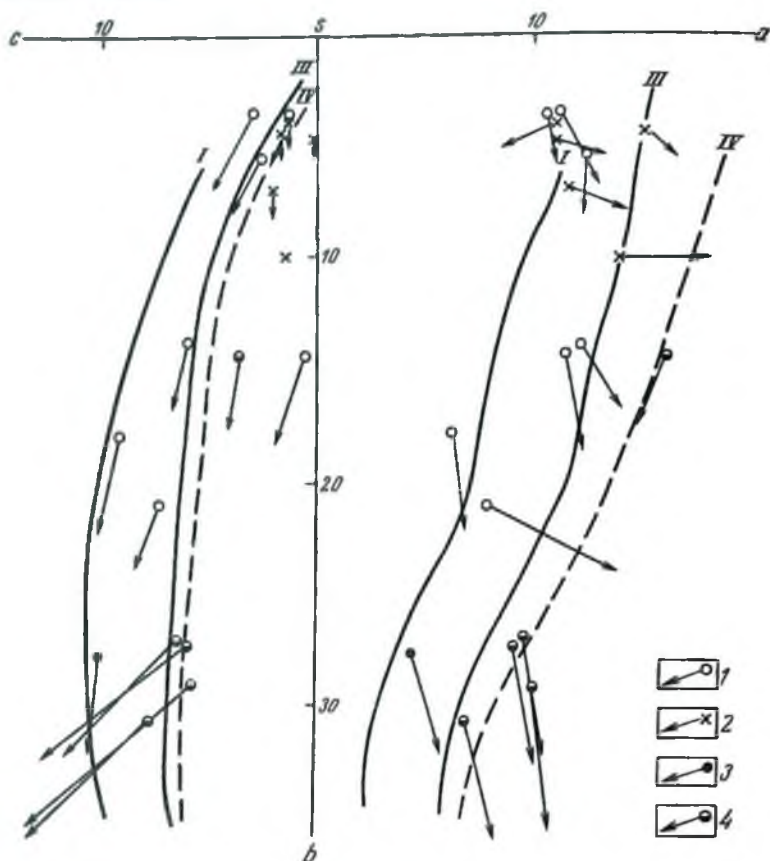


Рис. 56. Андезит-плагиоклазитовая формация.

Эффузивы: 1 — Топрауской зоны, 2 — Кадмаг-Эмелской зоны, 3 — Успенской подзоны, 4 — Давандинской подзоны, линии известково-щелочных ассоциаций: I—III — типы Пеле, Меллуэстонский парк, IV — тип пород Этны

В формации выделяются два комплекса: прикентерлауский и котанбулакский. Прикентерлауский комплекс очень изменчив фацциально и сильно колеблется по мощности. В горах Шольдыр он представлен мощной толщей переслаивания туфов плагиолипаритовых порфиритов, дацитовых порфиритов и андезитовых порфиритов, туффитов, песчаников, кремнистых пород, реже известняков. В горах Карабызу преобладают дацитовые порфиры и их туфы с редкими прослоями диабазовых порфиритов. В горах Акчадыр нижняя часть комплекса сложена плагиолипаритовыми туфами с редкими покровами андезитовых порфиритов и плагиолипаритовых порфиритов, а верхняя — туфами андезит-дацитовых порфиритов, липарит-дацитовых порфиритов и редкими прослоями туффитов. Общая мощность комплекса 2700 м. Котанбулакский комплекс отли-

чается от прикентерлауского более кислым составом; в одних разрезах его преобладает эффузивно-пирокластический материал, в других туфогенно-осадочный. Общим для обоих комплексов являются автометасоматические изменения — альбитизация, пропилитизация и окремнение пород.

Петрохимически (рис. 56) отмечается щелочноземельный характер пород и некоторая пересыщенность полевошпатовой известью. Сумма щелочей колеблется от 3 до 7%, при значительном преобладании натрия над калием, особенно для котанбулакского комплекса.

Андезит-дацитовая формация

Вследствие неравномерности развития Джунгаро-Балхашской складчатой системы отдельные зоны ее в разное время перешли в среднюю и позднюю стадии, поэтому однотипные вулканогенные формации в ней часто являются разновозрастными. Это четко отразилось на андезит-дацитовой вулканогенно-молассовой формации конца средней стадии тектоно-магматического цикла. Северо-западная часть Джунгаро-Балхашской складчатой системы в живетское время претерпела фазу складчатости, явившуюся для нее главной. На остальной территории Джунгаро-Балхашской системы эта стадия развития проходила в визейское время.

Андезит-дацитовая (вулканогенно-молассовая) формация представлена двумя комплексами: акжал-аксоранским живет-франским и каркаралинским визе-намюрским, несколько отличающимися по составу друг от друга.

Акжал-аксоранский андезит-дацитовый комплекс проявлен в северо-западной части Джунгаро-Балхашской складчатой системы, в зоне раннегерцинской стабилизации. Во время живетской фазы складчатости произошло закрытие отдельных геосинклинальных прогибов, и в наземных условиях началось формирование комплекса, состоящего из молассовых отложений и перемежающихся вулканогенных пород среднего и кислого состава. Мощность комплекса меняется от 670 до 4700 м. В Успенской и Акжал-Аксоранской зонах в нижней части комплекса преобладают дацитовые порфиры, андезитовые порфириты и их туфы с прослоями осадочных пород; средняя — несколько более мощная часть состоит из липаритовых, трахилипаритовых и дацитовых порфиров, их туфов и игнимбритов; верхняя часть комплекса образована пестроцветной эффузивно-осадочной толщей, содержащей прослой андезитовых порфиритов, липаритовых туфов и туфоагломератов.

В Тектурмасской зоне количество осадочных красноцветных образований несколько больше, а эффузивы имеют подчиненное значение. Они сложены маломощная толща андезитовых и дацит-андезитовых порфиритов и дацитовых порфиров в нижней и верхней частях комплекса, где наблюдается переслаивание андезитовых и трахиандезитовых порфиритов и липаритовых и трахилипаритовых порфиров с прослоями туфов и песчаников. Извержения происходили главным образом из вулканов центрального типа. Лавовые вокровы, по данным Ю. П. Ненашева и В. Д. Вознесенского (1964), имеют небольшую протяженность (от сотен метров до первых километров) и непостоянную мощность. Среди туфовых образований отмечаются также характерные для наземного вулканизма образования, как спекшиеся туфы, игнимбриты, пизолитовые туфы.

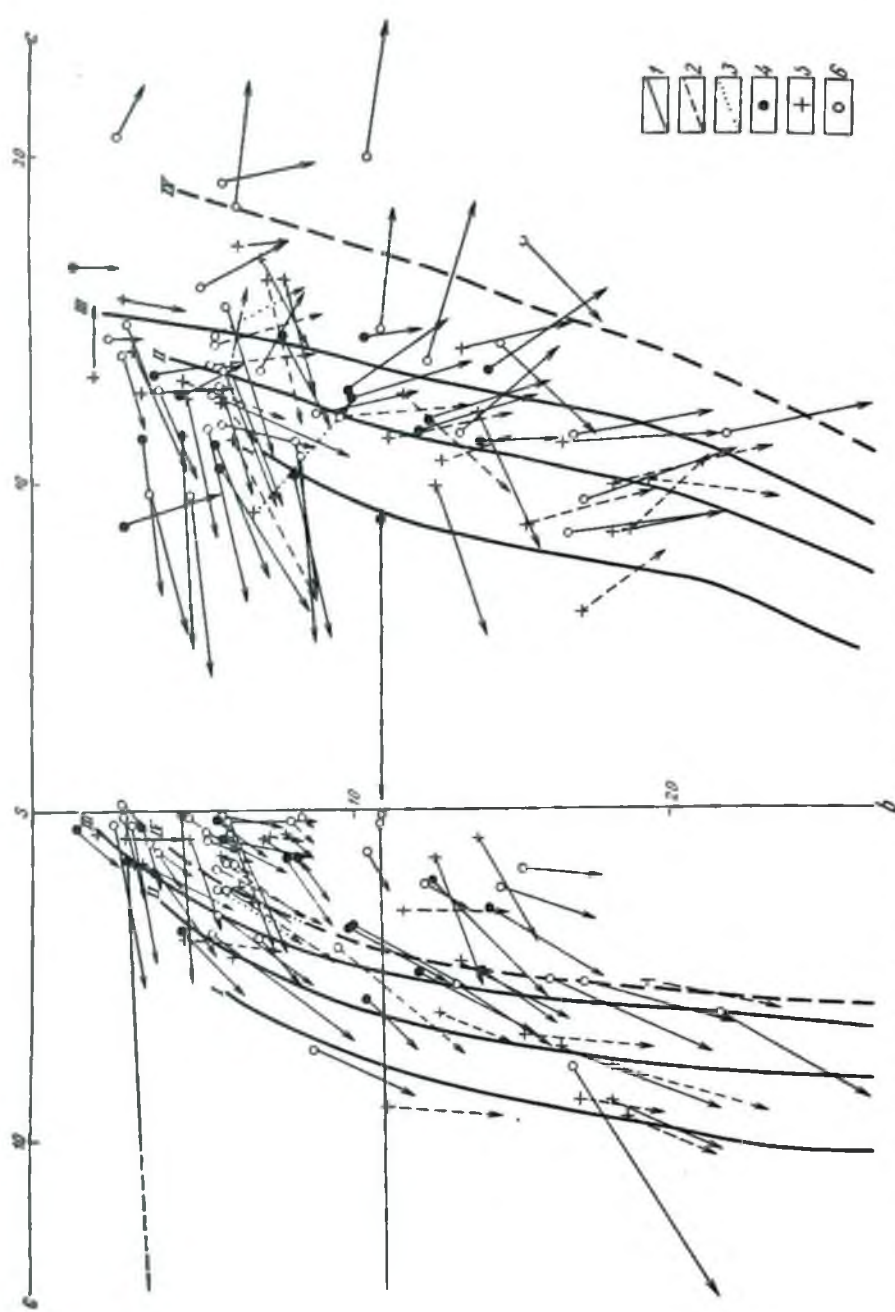


Рис. 57. Акжа-аксоранский алешт-дацтовский комплекс вулканогенно-моглисовой формации
 1 — лавы; 2 — субвулканические образования; 3 — туфы; 4 — Камит-Сарысульская зона, 5 — Успенской
 Аксоранской зоны; линии известково-щелочных ассоциаций: I — III — типы Пале, Лассен-Пин, Иеллоустейнский парк, IV — липий пород
 6 — Эпны

Суперкрупными образованиями подчинены многочисленные субвулканические тела разнообразной формы и размеров, сложенные лидаритовыми и дацитовыми порфирами, гранит-порфирами, плагногранит-порфирами, диоритами, диоритовыми порфиритами, лейкократовыми габбро, андезитовыми порфиритами.

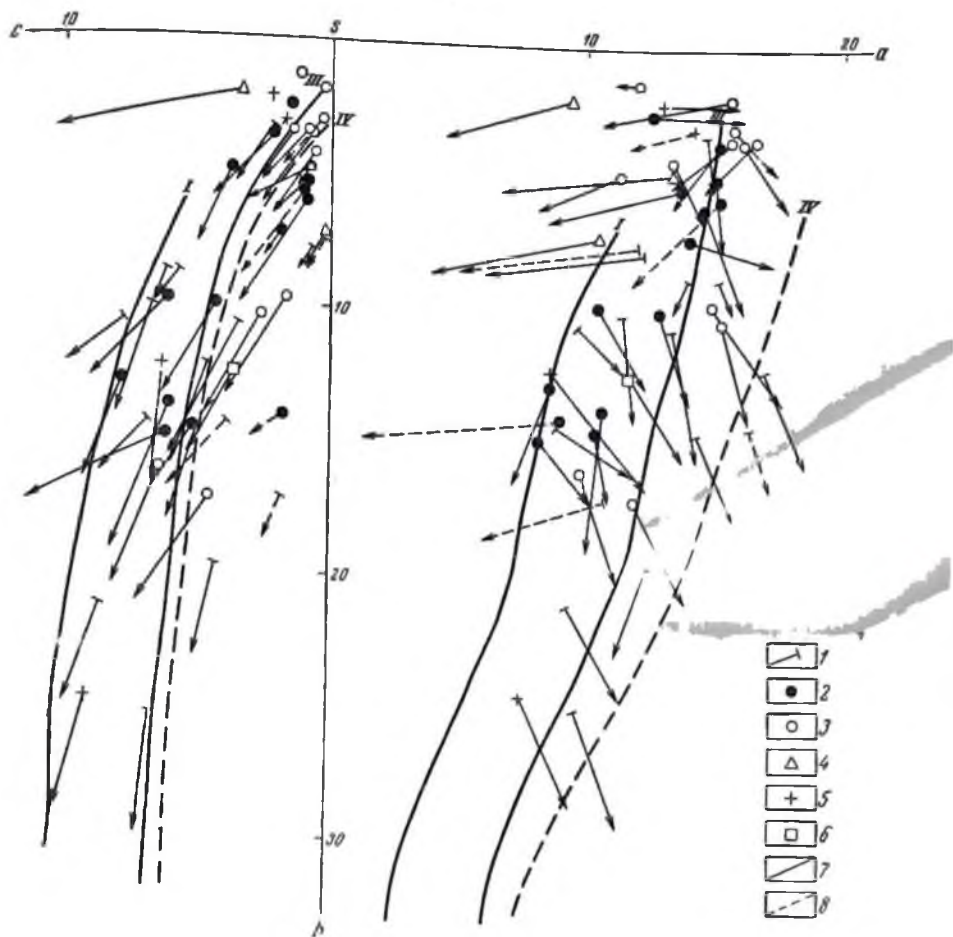


Рис. 58. Каракорамский андезит-дацитовый комплекс вулканогенно-моцассовой формации. Эффузивы: 1 — Карабулайской зоны, 2 — Чирчикской зоны, 3 — Токрауской зоны, 4 — Жаман-Сарысуиской зоны, 5 — Калмак-Эмельской зоны, 6 — Алаудской зоны; 7 — лавы; 8 — субвулканические образования; линии естественных известково-щелочных ассоциаций: I, III — типы Пелле и Неллоустонский парк, IV — линии пород Эгги

Петрохимически (рис. 57) породы комплекса принадлежат к нормальному известково-щелочному ряду, характеризуются примерно равными соотношениями калия и натрия с отдельными резкими отклонениями в сторону преобладания калия в кислых членах ряда Жаман-Сарысуиской и Акжал-Аксоранской зон. Суммарное количество щелочей более или менее постоянно как при эволюции расплава с возрастанием кислотности, так и для всех трех рассматриваемых зон в целом и колеблется от 7 до 8%.

Каркаралынский андезит-дацитовый комплекс по объему соответствует каркаралынской свите, пользующейся широким распространением в Токрауской, несколько меньшим — в Калмакэмельской и незначительным — в Успенской структурно-формационных зонах. Формирование его происходило в наземных и отчасти в мелководных морских условиях в конце средней стадии тектоно-магматического цикла. Местами наблюдается связь вулканогенных образований с угленосными. Комплекс очень непостоянен по составу, мощности, соотношениям эффузивных, протокластических и осадочных пород, что в значительной степени обусловлено быстрой сменой палеогеографической обстановки на переходной стадии развития.

После проявления саурской фазы складчатости в визейское время на территории Джуңгаро-Балхашской складчатой системы возникли геантиклинальные поднятия, ограниченные разломами, вдоль которых образовались шовные прогибы. К ним были приурочены вулканические аппараты, поставлявшие материал среднего и основного состава; сюда же свозился обломочный материал с поднятий. На геантиклинальных поднятиях вулканическая деятельность проявлялась в эксплозивных извержениях преимущественно кислого или смешанного среднего и кислого состава.

Петрохимическая характеристика каркаралынского комплекса (рис. 58) показывает пестрый состав пород со значительными колебаниями в содержаниях магния, кальция, железа и алюминия. Автометасоматические преобразования широко проявлены в виде своеобразных вторичных кварцитов, несущих высокоглиноземистое минеральное сырье (алувит, диаспор, андалузит, корунд и др.).

Андезит-липаритовая («порфировая») формация

Проявление этой формации связано с поздней стадией развития подвижной зоны и происходило в наземных условиях повсеместно в пределах Джуңгаро-Балхашской складчатой системы. Вначале вулканизм носил ареальный характер, отличаясь выдержанностью андезит-дацитового состава лав на значительных расстояниях. Затем происходила локализация вулканических центров, дающих разнообразные продукты, но преимущественно протокластический материал кислого состава с повышенной щелочностью.

К андезит-липаритовой формации относятся два возрастных комплекса: токрауский средне-позднекарбовый, широко развитый в Токрауской и Калмакэмельской структурно-формационных зонах, и алакульский среднекарбовый — позднепермский, развитый в Алакульской зоне.

Токрауский комплекс делится на две части: нижнюю андезит-дацитовую и верхнюю дацит-липаритовую. Нижняя сложена эффузивами и туфами андезитового, дацитового, реже базальтового и в подчиненном количестве липаритового состава. Верхняя образована туфами, игнимбритами, флюидальными и сферолитными туфолавами липаритового, трахилипаритового, реже дацитового и андезитового состава, лахаровыми брекчиями и туффитами, содержащими остатки флоры. Общая мощность комплекса 600—2500 м. Широкое развитие имеют субвулканические фацисы, представленные неками, силламп, дайками и мелкими гиабиссальными интрузивными телами, сложными диоритами, гранодиоритами, граносеннитами, кварцевыми монцонитами, монцонитами, сеннитами, гранитами.

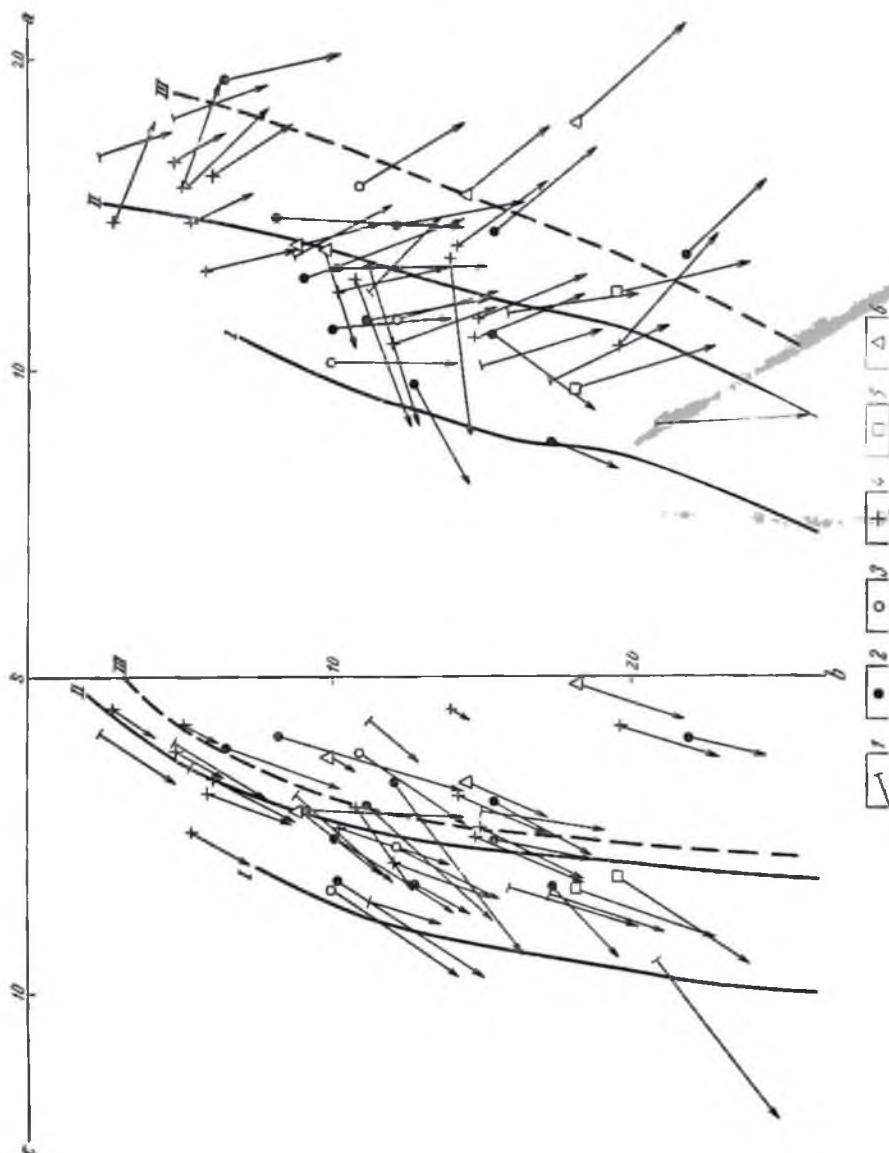


Рис. 59. Токрауский и ала-
 кульский комплексы андезит-
 лагнитовой формации:
 1 — Карабулакской зоны,
 2 — Чуйинской зоны, 3 — Кал-
 маяк-Эмельской зоны, 4 — Ток-
 рауской зоны, 5 — Ток-
 рауской зоны, 6 — линии
 естественных возмостоноше-
 лочных ассоциаций; I, II —
 типы Цис-Пелькустонский
 ширк, III — линия пород
 Этим

Петрохимическая диаграмма (рис. 59) пород обоях комплексов показывает большой разброс векторов с общей тенденцией в сторону повышения щелочности.

С токрауским комплексом, особенно с его субвулканической фацией, связаны вторичные кварциты, несущие медное, молибденовое и золотое оруденение, а также высокоглиноземистое сырье — андалузит, корунд и др.

Алакульский комплекс также делится на две части: нижнюю андезит-дацитовую, соответствующую калмакамельской свите, и верхнюю дацит-трахипаритовую. Нижняя состоит из андезитовых порфиритов, дацитовых порфиритов, их туфов, известняков, алевролитов, трахибазальтовых, трахиандезитовых, трахидацитовых порфиритов и их туфов, а вверху содержит туфы липаритовых порфиритов. Мощность ее 600—1200 м. Верхняя залегает с несогласием или размывом на нижней. Состав ее не одинаков на площади Алакульской структурно-формационной зоны: на одних участках преобладают андезиты и базальты, на других мелко- и среднеобломочные туфы липаритовых и трахипаритовых порфиритов с прослоями осадочных пород.

Накопление верхней части комплекса происходило в наземных условиях из вулканов центрального типа; извержения сопровождалось образованием кальдер обрушения и компенсационных прогибов.

Липарит-базальтовая формация повышенной щелочности

Образование липарит-базальтовой формации повышенной щелочности завершает вулканизм Джуңгаро-Балхашской складчатой системы. Наиболее полно эта формация проявлена в Алакульской структурно-формационной зоне и значительно слабее — в Токрауской. В ней выделяются два комплекса: жантауский — раннепермский, развитый в Токрауской зоне, и баканасский — позднепермско-триасовый в Алакульской зоне.

Жантауский комплекс впервые выделен В. Ф. Беспаловым. Он представлен внизу базальтами и андезито-базальтами, далее слоистыми туфами и туффитами и вверху крупными агломератовыми туфами и туфолавами трахипаритового состава (Тацинина, Семенова-Тяньшанская, 1963). Общая мощность комплекса 430 м. В других местах Токрауской структурно-формационной зоны отмечаются лишь отдельные части комплекса, обычно его верхней трахипаритовой, и нередко устанавливаются неки или вулканические конусы. К ним, вероятно, нужно отнести вулканический аппарат Айдарлы (Голубятников, 1963). Породы жантауского комплекса отличаются повышенной щелочностью и пересыщенностью глиноземом.

Баканасский липарит-базальтовый комплекс изучали А. А. Розенкранц, В. В. Ковалева и позднее Д. В. Голубятников, Е. Р. Семенова-Тяньшанская и др. Характерной чертой комплекса является контрастность состава, постепенное уменьшение снизу вверх роли основных пород и возрастание щелочности пород. Покровная фация представлена преимущественно лавами и лишь в подчиненном количестве присутствуют туфы, а в кислых разновидностях также пегматиты. Эффузивными являются базальты, андезит-базальты, трахибазальты, трахиандезиты, трахиты и трахипариты. Степень свежести пород различна; наблюдаются как кайнопитные разности, так и палеотипные с более или менее девитрифицированным стеклом. Широко проявлены субвулканические фации близкого к эффузивам состава, в виде силлов и даек (подводящие

каналы и корни покровов). Встречаются также реликты вулканических построек центрального типа. Химизм пород липарит-базальтовой формации (рис. 60) показывает тяготение их к щелочной ассоциации пород, а также разрыв между салической и фемической группами, что выражает контрастный характер формации. Для салических пород характерна

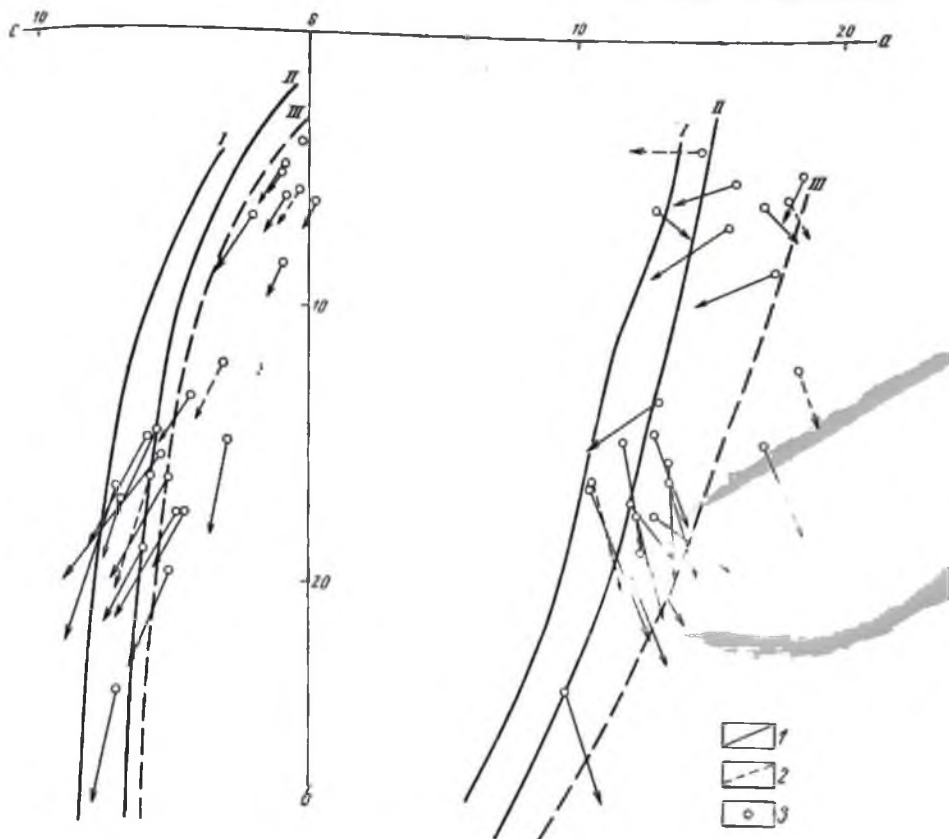


Рис. 60. Эффузивы байманасского комплекса:

1 — лавы; 2 — субвулканические образования; 3 — эффузивы Алакульской зоны; I, II — линии типов Лассен Пик и Шеллоустопский парк, III — линия пород Этны

пересыщенность глиноземом, для фемических — богатство магнетитом и неполевошлатовой известью.

Позднепермский возраст липарит-базальтовой формации устанавливается по флоре в нижних частях ее. Верхняя часть формации, лишенная органических остатков, условно отнесена А. А. Розенкранцем к триасу.

Абсолютный возраст по определениям Т. П. Семеновой (1964) колеблется от 296 ± 10 до 255 ± 10 млн. лет.

Андезит-базальтовая приразломная формация

Эта формация рассматривается отдельно от других, так как возникновение ее не связано с общим ходом развития тектоно-магматического цикла Центрального Казахстана.

Она распространена в северо-восточной краевой части Джунгаро-Балхашской складчатой системы на границе с Чингизской каледонской зоной, в пределах долгоживущего Дегадделлинского разлома. Оживление этого глубинного разлома происходило неоднократно на протяжении среднего и позднего палеозоя и сопровождалось проявлением андезит-базальтового вулканизма. В это время почти вся территория Центрального Казахстана перешла в позднюю стадию развития с проявлением кислого магматизма. В зоне Дегадделлинского разлома господствовал «сквозной» андезит-базальтовый магматизм и происходило формирование ряда разновозрастных комплексов, несколько сдвинутых в пространстве.

Первый (живетский) карабулакский андезит-базальтовый комплекс проявился на средней стадии развития Джунгаро-Балхашской геосинклинали, а второй (средне-позднекарбонный) — на поздней. В состав карабулакского комплекса входят эффузивы основного и среднего состава (диабазы, диабазовые и андезитовые порфиры, их туфы, реже дацитовые порфиры) и осадочные породы. Вулканогенные образования наиболее развиты в нижней половине разреза живетского яруса, а верхняя часть образована существенно осадочными породами. В химическом составе эффузивов отмечается резкое преобладание натрия над калием, пониженное содержание полевошпатовой извести и высокое содержание магния.

С карабулакским комплексом связана медно-цеолитовая минерализация. Эффузивы содержат примавки медной зелени и вкрапленность самородной меди с цеолитами в минералах.

Андезит-базальтовые порфиры всех отделов карбона и перми имеют менее широкое развитие и ввиду их недостаточной изученности в самостоятельные комплексы они не выделены.

Интрузивные формации

Интрузивный магматизм в Джунгаро-Балхашской складчатой системе проявлен преимущественно гранитоидными формациями средних и поздних стадий тектоно-магматического цикла. Магматизм ранних стадий представлен только в Северо-Восточном Прибалхашье чулькызыл-тюлькуламским габбро-перидотитовым комплексом. Мелкие ультраосновные интрузии известны в зоне Главного Джунгарского разлома.

Гранитоидные интрузии в Джунгаро-Балхашской складчатой системе представляют собой типичные поздние и послескладчатые образования. Первый опыт разделения герциевских гранитоидов на интрузивные комплексы принадлежит Г. И. Бедрову, предложившему выделить в Шетском районе следующие комплексы: 1) топарский — гранодиориты среднего — позднего карбона, 2) калдырминский — биотитовые граниты позднего карбона, 3) жаксынтагалинский — малые интрузии, рвущие калдырминские граниты, 4) акчатауский — пермские аляскиты. Это разделение было принято для всего Центрального Казахстана. Позже В. Ф. Беспалов и В. К. Монич выделили еще балхашский комплекс диоритов и гранодиоритов раннего карбона. Сходная схема дана Г. Н. Щербой (1960): она включает топарский, калдырминский, кзылкайнарский (вместо жаксынтагалинского), акчатауский, байназарский (малые интрузии) комплексы. В последнее время установлено, что в разных структурно-формационных зонах Центрального Казахстана породы, по петрологической характеристике относящиеся к одному комплексу, имеют различ-

ный возраст. Это заставило исследователей при рассмотрении интрузивных образований перейти к выделению формаций, которые могут охватывать разновозрастные комплексы.

В настоящее время отмечаются три формации герцинских гранито-гранитоидов Джунгаро-Балхашской складчатой системы: формация гетерогенных (или нормальных) гранитов и формация аляскистов (калиевых гранитов). Каждая из них характеризуется специфическими петрологическими особенностями, геологическим строением и тектонической позицией интрузивных тел.

Габбро-перидотитовая формация

Чулькызыл-тюлькуламский комплекс габбро-перидотитовой формации пространственно и во времени тесно связан с основными эффузивами тюлькуламского комплекса кремнисто-спилит-диабазовой формации. Впервые эти интрузии были обнаружены в 1936—1938 гг. Н. П. Новохатским, а в последние годы изучены Ю. Л. Семеновым (1960а, 1960б), давшим сводное описание всего пояса. Общая протяженность его от восточного окончания Саякской синклинали на западе до долины р. Баканаса на востоке составляет около 100 км, а общая площадь интрузий, приуроченных к крупным разломам, равна 98 км². Наиболее крупные массивы Чулькызыльский, имеющий форму сложной пластово-разной интрузивной залежи, прослеживающейся с небольшими перерывами в центральной части на 42 км, и Тюлькуламский, представляющий по форме к гарполиту длиной около 23 км и мощностью в среднем до 4 км. Остальные интрузии имеют линзовидную форму и существенно меньшие размеры. Массивы сложены преимущественно (на 80%) серпентинитами, представленными хризотилowymi разностями, часто содержащими крупные индивиды бастита, что указывает на их апогарцбургитовое происхождение. Серпентиниты на отдельных участках карбонатизированы, оталькованы и превращены в тальк-карбонатные или кварц-карбонатные породы (лпствениты). Нередка среди них встречаются слабо серпентинизированные гарцбургиты с широкими (0,2—1 м) полосами и обособлениями дунитов.

Интрузии сопровождаются многочисленными мелкими жильными телами перцолитов, верлитов, лейкократовых габбро, микрогаббро, габбро-диабазов, габбро-диоритов и их метаморфизованных разновидностей, представленных различными гранатсодержащими породами.

Ультрабазиты прорваны небольшими гранитоидными интрузиями, в контакте с которыми серпентиниты часто оталькованы и обогащены антофиллитом и прожилками хризотил-асбеста.

С чулькызыл-тюлькуламским комплексом связаны небольшие залежи хромитов, хризотил-асбеста, талька.

Возраст комплекса определяется тем, что его породы прорывают зеленоцветную раннесилурийскую и спилит-диабазовую венлок-лудловскую толщ и перекрываются в центральной части конгломератами верхнего лудлова.

Тесная пространственная и генетическая связь интрузий чулькызыл-тюлькуламского комплекса с кремнисто-спилит-диабазовыми толщами и их существенно перидотитовый — гарцбургитовый состав позволяют относить этот комплекс к габбро-перидотитовой формации ранних стадий тектоно-магматического цикла.

В зоне Главного Джунгарского разлома на протяжении около 150 км от Джунгарских ворот до района гор Текели известен ряд небольших гипербазитовых массивов, краткие характеристики которых имеются в работах В. В. Еплайчикова, М. М. Юдичева, А. В. Волива, Е. П. Пантелеева и Н. А. Афоничева. На основании их работ Н. П. Михайлов составил краткую сводку по этим интрузиям, которая в последнее время дополнена В. Е. Гендлером (1958) по району гор Текели.

Интрузии представлены линзообразными или дайкообразными телами, длина которых обычно достигает первых десятков или сотен метров, при мощности от нескольких метров до 100—200 м. Наиболее распространенными в их составе являются серпентиниты, лиственцы и тальковые породы, превращенные в антигоритовые, серпентин-хлоритовые и серпентин-хлорит-тальковые сланцы. Среди серпентинитов гор Текели встречаются небольшие выходы габброидных пород, вероятно относящиеся к комагматической жильной свите.

Возраст ультрабазитов Джунгарского Алатау, по данным В. Е. Гендлера (1958) и Н. А. Афоничева (1960), считается послераннекарбонным. Локализация их в зоне Джунгарского глубинного разлома, трещинный характер, отсутствие связи с аффузивами кремнисто-спилит-диабазовой формации и залегание среди осадочных пород нижнего карбона не позволяют считать их представителями габбро-перидотитовой формации ранних стадий. Формирование их, вероятно, происходило не в раннюю стадию развития Джунгаро-Балхашской геосинклинали, а позднее, во время максимального развития Джунгарского разлома, проникавшего на большую глубину.

Гранодиоритовая формация

К гранодиоритовой формации относятся породы, состав которых меняется от габбро-диоритов до лейкократовых гранитов или граноспелитов при резком преобладании гранодиоритов. Характерно содержание в породах значительного количества ксенолитов, большая часть которых имеет глубинное происхождение; отмечаются признаки глубинной ассимиляции. Явления гибридизма, происходившие на уровне становления интрузий, распространены ограниченно. Массивы сложены различными гранитоидами, связанными постепенными переходами; реже между ними наблюдаются интрузивные контакты. Как правило, закономерность в распределении отдельных разновидностей пород в пространстве отсутствует и чередование их происходит независимо от близости или удаленности контакта. Для пород формации типично заметное колебание основных числовых характеристик: резко мещется содержание кремнекислоты, щелочей, кальция, глинозема, магния и железа. Отношение натрия и калия близко к единице. Тела гранодиоритов дискордантны, секут складчатые структуры вмещающих толщ, но нередко ориентированы параллельно осям крупных складок или приурочены к пограничным разломам, разделяющим структурно-формационные зоны. Значительная часть их локализуется в области сочленения Джунгаро-Балхашской складчатой системы с окружающими структурами каледонид.

Среди герцинских гетерогенных гранитоидов гранодиоритовой формации выделяется ряд возрастных групп (интрузивных комплексов). Первой возрастной группой являются гетерогенные гранитоиды (габбро-

диориты-гранодиориты-граниты) раннего карбона, относящиеся к балхашскому или саурскому комплексу. Возраст их определяется тем, что они прорывают отложения турне и нижнего визе и встречаются в гальке в Токрауском синклинории) недавно установлено, что они прорывают вулканогенные образования визе — намюра. В некоторых зонах (например, в Токрауском синклинории) недавно установлено, что они прорывают ста, по-видимому, певельку и не для всех он доказан достаточно определенно. Они известны в Успенском, Акжал-Аксоранском, Токрауском синклинориях, в пределах северо-восточной части девонского вулканического пояса и в ряде других мест.

Более широко распространены гранодиориты и граниты топарского комплекса, внедрение которых произошло в среднем или позднем карбоне. Они отличаются от более древних более кислым составом, иногда наличием грапосиенитов. Пестрота состава и обилие ксенолитов типичны и для этой группы. Интрузии топарского комплекса известны во многих структурных зонах Джунгаро-Балхашской складчатой системы (Токрауском, Успенском синклинориях и др.). Закономерность распределения их та же: они приурочены к областям сочленения структурно-формационных зон, к пограничным расколам.

Ближким по возрасту к топарскому комплексу и аналогичным по составу является центрально-джунгарский гранит-гранодиоритовый комплекс, интрузии которого широко развиты в Джунгарском Алатау. Некоторые исследователи (А. И. Семенов, Г. В. Нехорошев) выделяют, кроме центрально-джунгарского комплекса, представленного крупными интрузиями умеренно кислых гранитоидов, еще лепсинский комплекс лейкократовых, существенно калиевых гранитов, очень близких по возрасту к южноджунгарскому. Однако детальные исследования интрузий этих комплексов (А. Е. Шлыгин, Б. Е. Майрин, Н. П. Шиквиченко и др.), установившие непрерывные переходы между лейкократовыми и биотитовыми гранитами, с одной стороны, и гранодиоритами, с другой, а также определения абсолютного возраста (А. И. Иванов) показывают большую правомерность выделения здесь единого интрузивного гранит-гранодиоритового комплекса.

И топарский и центрально-джунгарский комплексы не являются типичными представителями гранодиоритовой формации средних стадий тектоно-магматического цикла. Их формирование происходило в самом конце или непосредственно после завершения главной фазы складчатости и позже типичных гранодиоритовых комплексов (например балхашского). Вероятно, в группе гранитоидных формаций кроме упомянутых выше трех формаций следует выделять еще гранит-гранодиоритовую формацию начала поздних стадий цикла, к которой и относятся оба эти комплекса.

Самые молодые гранодиориты представлены единичными интрузиями в Алакульском синклинории и Саякской мульде, где они прорывают отложения верхнего карбона и нижней перми. Петрологически они близки к гранодиоритам более древних групп — имеют пестрый состав, богаты ксенолитами.

Таким образом, наличие ряда возрастных групп гранодиоритов может считаться доказанным.

Для гранодиоритов балхашского комплекса определения абсолютного возраста дают колебания в пределах 320—420 млн. лет (Борукаев, Монич, 1963); для топарского комплекса от 309 до 370 млн. лет (Щерба, Иванов, 1959; Борукаев, Монич, 1963); для гранодиоритов Алакульского синклинория 262—334 млн. лет (Гендлер, Семенова, 1962). Характерным для

всей формации является значительный разброс значений и частое расхождение между абсолютным возрастом и возрастом, установленным по геологическим данным, причем первые данные показывают более древний возраст. Возможно, это связано с неполным плавлением толщ в процессе паллигенеза.

Время внедрения гетерогенных гранитоидов различно в разных зонах Джунгаро-Балхашской системы и связано с фазой главной складчатости данной зоны. Отсутствие признаков типичных для складчатых интрузий, и связь с разломами, секущими складчатые структуры вмещающих толщ, заставляют считать, что внедрение гранодиоритов происходило в последние фазы складчатости (балхашский комплекс) или сразу после ее окончания (топарский и центрально-джунгарский комплексы).

В это время уже произошло расчленение Джунгаро-Балхашской складчатой системы на структурные зоны, отделенные друг от друга глубинными разломами. Первый период развития гранитоидного магматизма характеризуется погружением некоторых структурно-формационных зон на такой уровень, на котором в их глубинных частях может происходить генерация магматического расплава. Проникновение магмы в верхний структурный этаж происходит вдоль пограничных разломов, а интрузии локализуются в областях между погруженными зонами и окружающими их структурами. Так как погружение разных зон не одновременно, то и время проявления магматизма в них различно.

Гранитовые формации

Все более поздние гранитоиды являются образованиями послескладчатыми и отделены от главной складчатости значительным промежутком времени. Формация гранитов объединяет интрузивные образования в Джунгаро-Балхашской складчатой системе и ее отдельных структурно-формационных зонах более молодые, чем гранодиориты, и более древние, чем аляскиты. Кроме преобладающих биотитовых гранитов в состав формации входят гранодиориты, граносиениты, сиениты. Граниты имеют преимущественно позднекарбонный возраст и лишь в Алакульском синклинории они прорывают отложения поздней перми. Интрузивные тела сложены биотитовыми гранитами; иногда первые интрузивные фазы представлены гранодиоритами или амфиболовыми гранитами. К трещинам в гранитах главной фазы приурочены внутриинтрузивные тела мелкозернистых лейкократовых гранитов.

Химический состав биотитовых гранитов однообразен; это лейкократовые породы, содержащие значительное количество щелочей в алюмосиликатах и близкие средним составам гранитов и аляскитов по Дэли. Характерно пересыщение глиноземом. Отношение калия и натрия близко к единице. Сравнение химического состава гранитов главной интрузивной фазы, внутриинтрузивных тел и жильной фации показывает, что в процессе дифференциации происходит слабое накопление кремнекислоты и щелочей, преимущественно калия.

Массивы биотитовых гранитов известны на всей территории Джунгаро-Балхашской складчатой системы, во всех структурно-формационных зонах.

Определения абсолютного возраста биотитовых гранитов производилось аргоновым методом для многих массивов Успенского и Акжал-Аксоранского синклинория. Преобладают значения 320—330 млн. лет

(Щерба, Иванов, 1959; Комлев, 1960; Монич, Иванов и др., 1960; Борукаев, Монич, 1963; Сатпаев, Монич и др., 1963). Для гранитов Алакульского синклинория получено 260—280 млн. лет (Семенова, 1960).

Внедрение биотитовых гранитов в Джунгаро-Балхашской складчатой системе соответствует максимальному развитию герцинского магматизма. В это время происходит постепенный переход от дислокаций со смещением по протяженным линейным расколам к дислокациям с вертикальным перемещением более или менее изометричных глыб. Характерны крупные интрузивные тела, приуроченные к линейным разломам и представляющие собой межформационные плутоны типа гарполитов. В дальнейшем происходит нарушение линейного распределения интрузий: они связаны уже с расколами, ориентированными в различных направлениях, и приобретают изометричную и нередко более сложную форму.

Наиболее поздняя гранитовая формация объединяет аляскитовые и субщелочные граниты пермского возраста (по Н. Г. Кассину). Выделяются две группы пород — аляскиты и субщелочные граниты, отношения между которыми пока неясны. Интрузивные тела сложены крупно- и среднезернистыми породами; иногда выделяется до трех интрузивных фаз, породы которых отличаются по крупности зерна и структурным особенностям. Широко распространены пластовые и крутопадающие внутриинтрузивные тела мпаролитовых гранитов. Аляскитовые и субщелочные граниты характеризуются высоким содержанием щелочных алюмосиликатов и малым количеством феррических материалов. Как правило, породы пересыщены глиноземом; выделяется группа гранитов, приближающихся по характеристике *a* и *c* к щелочным. Сопоставление химического состава пород разных фаз показывает, что в процессе дифференциации происходит незначительное накопление кремнистых и щелочей.

Аляскитовые граниты распространены во всех структурно-формационных зонах. Они известны в Успенском, Акжал-Аксоранском, Токрауском, Северо-Балхашском и Алакульском синклинориях. Время внедрения их достоверно установлено в небольшом числе мест. Так, по последним данным (Л. Н. Шарпеев), в Токрауском синклинории интрузия Кызылрай прорывает образования раннепермского возраста. В Алакульском синклинории они рвут отложения поздней перми.

Абсолютный возраст определялся аргоновым и свинцовым методами. Большинство данных укладывается в пределы от 260 до 300 млн. лет (Комлев, 1957; Щерба и Иванов, 1959; Монич, Иванов и др., 1960; Семенова, 1960; Борукаев, Монич, 1963).

Массивы аляскитовых и субщелочных гранитов обладают специфической формой, отличающей их от интрузий более ранних гранитоидов. Выделяют два главных типа интрузивных тел — крупные, овальные или округлые, дискордантные тела, иногда имеющие концентрическое строение, и комплексы кольцевых даек или единичные кольцевые дайки с центральным гранитовым штоком. Механизм образования обоих типов тел весьма близок и связан с возникновением над магматическими массивами кольцеобразных вертикальных расколов и полостей, позже заполнявшихся магмой с образованием крупных округлых или изометричных массивов. Кольцевые интрузии имеют различное строение на разных глубинах. Следует различать три уровня. Верхний характеризуется широким проявлением вулканизма и накоплением мощных толщ лав и пирокластолитов (игнимбритов), наличием вулканических аппаратов и кольцевых даек, выполненных фельзитами, сферолитовыми порфирами и т. п.; могут сохраняться следы опускания кальдерного типа. На более глубоком

уровне развиты субвулканические и гиабиссальные породы и более четко проявляется кольцевое строение комплексов. Наиболее глубокие уровни совершенно лишены сингенетичных эффузивов; центральные гранитные штоки здесь имеют значительные размеры. Развитие кольцевых комплексов может быть прервано на разных стадиях. Возможно, что иногда оно ограничивается образованием только простых слепых кольцевых даек; при значительных опусканиях центрального блока могут возникать крупные плутоны.

Таким образом, наблюдается тесная связь между тектонической обстановкой в период развития магматизма и характером его проявления — путями подъема магмы, способом ее размещения и формой интрузивных тел.

Комплексы малых интрузий пестрого состава

Наиболее поздние магматические образования Джунгаро-Балхашской системы представлены малыми интрузиями разнообразной формы и состава, формирование которых происходило в послескладчатую стадию. Ко времени их внедрения вся система подверглась неоднократным разломам. Заложенные ранее разломы продолжали свое развитие и в конце позднего палеозоя; возникали и особенно активно проявлялись новые разломы. В этот период формируются генетически самостоятельные пестрые по составу комплексы малых интрузий, размещение которых контролируется зонами разломов.

Одной из крупнейших зон разломов является Актасская в центральной части Джунгаро-Балхашской системы. Малые интрузии этой зоны образуют крупные дайкообразные тела, ориентированные вдоль главных разломов зоны и составляющие в целом значительные по протяжению пояса. По составу среди них выделяются гранит-порфиры, граноспелит-порфиры, кварцевые порфиры, фельзиты, кварцевые диориты и андезитовые порфириты, при преобладающем развитии пород гранитового ряда.

Дайки секут эффузивно-интрузивные образования позднего палеозоя, а также пермские аляскитовые граниты (массив Кызылтас).

Позднепалеозойские малые интрузии Акижал-Аксоранской зоны разломов представлены разнообразными по составу породами: диоритами и диоритовыми порфиритами, лампрофирами, диабазами, диабазовыми порфиритами. Они прорывают фаунистически охарактеризованные отложения нижнего карбона и граниты позднего палеозоя. Абсолютный возраст пород определен в 265—190 млн. лет (ВСЕГЕИ).

Аналогичные по возрасту и составу малые интрузии развиты в зоне сочленения Казык-Итмурундинского антиклинория с Северо-Прибалхашским синклинорием, в Саякской и Кызылтасской зонах разломов. Малые интрузии Саякской зоны представлены пластовыми телами роговообманковых порфиритов и поясами даек, включающими многие сотни тел гранодiorит-порфиров, диоритов, диоритовых и диабазовых порфиритов, спессартитов, однитов.

Дайковый пояс Кызылтасской зоны разломов сложен гранит-порфирами, кварцевыми порфирами, фельзитами, диоритовыми и диабазовыми порфиритами и габбро-пироксенитами. Они секут позднепалеозойские осадочно-эффузивные и интрузивные породы и содержат многочисленные ксенолиты пермских аляскитовых гранитов. Абсолютный возраст гранит-порфиров определен в 212 млн. лет (ВСЕГЕИ).

Петрохимически для кислых пород малых интрузий характерно низкое содержание полевошпатовой извести и фемических компонентов

и значительная роль щелочных алюмосиликатов, что сближает их со средним составом аляскинских и щелочных гранитов по Дэли. Средние породы с содержащим кремнекислоты 50—65% показывают значительные колебания химического состава ($b = 13-19$; $a = 9-14$). Среди основных пород большая часть отвечает габбро-диабазовому ряду, а наиболее поздние близки к среднему типу базальта, отличающа от него высоким содержанием полевошпатовой извести, феррических компонентов и небольшим количеством щелочей, при преобладании натрия над калием.

Зайсанская складчатая система

В Зайсанскую складчатую систему входят территории Юго-Западного Алтая, Калбы, Восточного Причигизья, Саура и Зайсанской впадины. В геологическом строении региона принимают участие морские осадочные и вулканогенные образования девона и особенно раннего карбона, что резко отличает его от обрамляющих каледонских сооружений Горного Алтая и Чингиза. Границей складчатой системы на северо-востоке являются региональные разломы Северо-Восточной зоны смятия, а юго-западная граница проводится по Калба-Чингизскому разлому. В составе Зайсанской складчатой системы выделяются структурно-формационные зоны, показанные на рис. 52.

Наибольшее разнообразие магматических интрузивных и эффузивных комплексов отмечается в двух окраинных геантиклинальных зонах — Рудно-Алтайской и Жарма-Саурской. Несколько слабее они развиты во внутренней Западно-Калбинской зоне, где они представлены преимущественно комплексами основных пород. В юго-восточных зонах Восточно-Калбинской и Южно-Алтайской интрузивный магматизм представлен преимущественно гранитовыми формациями, проявившимися особенно широко в Калбе (табл. 18).

Вулканогенные формации

По составу вулканизма ранних и отчасти средних стадий цикла резко различаются северо-восточная часть Зайсанской складчатой системы (Рудно-Алтайская и Южно-Алтайская структурно-формационные зоны), где существенно преобладают породы кислого состава, и юго-западная часть (Жарма-Саурская и Западно-Калбинская зоны), где господствуют породы основного состава.

Вулканическая деятельность началась раньше всего (в жединском веке) в Западно-Калбинской зоне (чарский кремнисто-карбонатно-диабазовый комплекс) и продолжалась до конца фраицкого века, давая подводные излияния базальтовых лав, реже андезитового и совсем редко дацитового состава. Одновременно с этим происходило накопление осадочных пород — рифовых и слоистых известняков, яшм, количественно преобладающих в разрезе.

Начало вулканической деятельности в структурно-формационных зонах Юго-Западного Алтая (Рудно-Алтайской и Южно-Алтайской) относится к концу кобленецкого века раннего девона (рудно-алтайский кварц-кератофировый комплекс). На юго-восточной окраине Южно-Алтайской зоны произошли массовые подводные излияния лав и отложение прорклястолитов кварц-плагиопорфирового, реже липаритового

Магматические комплексы Зайсанской складчатой системы

Возраст	Стадия	Структурно-формационные зоны и пояса									
		Жарма-Саурская		Завалино-Калбинская		Восточно-Калбинская		Рудно-Алтайская		Южно-Алтайская	
Пермь	Поздн. Палеог.	Южно-Саурская	Северо-Саурская	Чарская	Баладильская	Калба-Норынская	Иргалинская	Алейская	Лениногорско-Зырянская	Маймынско-Белуобинская	Сарыматско-Холзугуная
			Конечная и постконечная	Коперлякский трансформальный		Семейтугольский грахидеаль-грахидипаритовый					
	Ранняя	Сайланский грахидеаль-грахидипаритовый									
	Поздняя	Щелочных гранитов и алякитов		Дальбектейский граносипит-гранитовый		Мошастырский гранитовый		Чапшинский алякитовый			
	Средняя	Малые intrusion пестрого состава Кенесай-кайгунбулакский трахидеаль-грахидипаритовый (наземный)		Майтыбинский трахидеаль-гранитовый (наземный)		Калбинский гранодiorит-гранитовый		Лениногорский грахидеаль-гранитовый Бенюкский (вазуде-бенюкский) алякит-гранитовый (наземный)			Белуобинский гранитовый (?)
	Ранняя	Саурский диорит-гранитовый		Аркылакский алякит-базальтовый (подводный)		Змеиногорский габбро-норит-гранодiorитовый		Дыктынский алякит-базальтовый порфироидный (подводный)			Бухтарминский (островной) алякит-базальтовый
	Поздняя	Курсайдинский гранитовый		Чарский ультрабазальтовый		Приртынский «офиолитовый подобный»		Бухтарминский (островной) алякит-базальтовый		Морзунульский габбро-диабазовый	
	Средняя	Джамеювский кремнисто-алякит-диабазовый (подводный)		Чарский ирригационно-диабазовый (подводный)				Алейско-сипушский комплекс ливадит-дацитов и дацитовых порфиритов		Амелинский гранитовый	
	Ранняя							Рудно-алтайский «кварц-кератофоровый» (подводный)		«Кварц-кератофоровый» (подводный)	

и андезитового состава, относящихся к кварц-кератофировому комплексу*. Начиная с раннеэйфельского времени и особенно в позднеэйфельское кварц-кератофировый комплекс распространяется на всю территорию Юго-Западного Алтая, но и тогда в отличие от Рудно-Алтайской зоны проявления его локализуются в более или менее изолированных участках, существенно отличающихся составом эффузивов. Позднеэйфельский вулканизм на большей части Южно-Алтайской зоны характеризовался антидромным развитием.

Позднеэйфельский вулканизм представлен покровами лав и туфами кварцевых порфиров и кварцевых альбитофиров. Основность пород возрастает снизу вверх по разрезу. В верхах преобладают плагиопорфиры и дацитовые порфиры, а еще выше появляются покровы дацит-андезитовых и андезитовых порфиритов.

В Рудно-Алтайской геоантиклинальной зоне формирование кварц-кератофирового комплекса продолжалось после некоторого перерыва и в послеэйфельское время — в позднем живете и франском веке. Сначала накапливались главным образом кислые, вулканогенные породы — кварцевые альбитофиры (кварцевые кератофиры), кварцевые плагиопорфиры, реже кварцевые и дацитовые порфиры и в подчиненном количестве диабазовые и андезитовые порфириты.

Отмечаются три этапа формирования рудно-алтайского кварц-кератофирового комплекса. Первый характеризовался взрывными извержениями из аппаратов центрального типа и дал породы главным образом лшаритового состава. Второй проявился на большей территории извержениями ареального, а также центрального и трещинного типов и дал лавы преимущественно кварц-плагиопорфирного состава и только в отдельных участках лавы основного состава. Третий этап проявился на меньшей площади; по составу продуктов извержения он имеет сходство со вторым, отличаясь от него увеличением роли основных и средних лав и взрывным типом извержений. Каждый этап сопровождался своими субвулканическими интрузиями. Петрохимически кислые породы комплекса характеризуются сильной педосыщенностью щелочами и полевошпатовой известью, пересыщенностью глиноземом и кремнеземом, преобладанием натрия над калием. Основные породы близки к средним составам пород нормального ряда по Дали. Отмечается повышенная роль железа.

В Жарма-Саурской зоне ранняя стадия, начавшаяся с живета, характеризовалась излияниями в подводных условиях лав андезит-базальтового, базальтового и андезитового состава, а также в подчиненном количестве кислых лав, объединяемых в джеменейский кремнисто-андезит-диабазовый вулканогенный комплекс, принадлежащий кремнисто-диабазовой формации, отличающейся повышенной ролью андезитовых (средних) лав. Во внешней подзоне Жарма-Саурской зоны (как, впрочем, и в Рудно-Алтайской зоне) вулканизм проявился слабее, и в разрезе вулканогенных толщ осадочные породы занимают значительное место.

Продукты вулканизма средней стадии подразделяют на две подстадии: раннюю и позднюю. В окраинных вулканогенных зонах (поясах) — Рудно-Алтайской и Жарма-Саурской — в раннюю подстадию возобновилась

* Судя по описанию пород и структурному положению комплекса, это скорее не «кератофиры», а альбитизированные дацитовые порфиры и андезитовые порфириты, и комплекс принадлежит андезит-дацит-лшаритовой формации поздних стадий. — *Прим. ред.*

вулканическая деятельность типа островных дуг, протекавшая в подводных и субархальных условиях (частично).

В Рудно-Алтайской зоне к этой подстадии принадлежит бухтарминский андезит-дацитовый комплекс. По составу в нем могут быть выделены три серии: ранняя — фаменского возраста, состоящая преимущественно из андезитовых порфиритов и их туфов, при подчпленном значении более основных равностей; средняя — позднего фаменского времени, сложенная главным образом туфами, пгнимбритами и лавами дацитового, плагиоклазитового и реже кварц-порфирового состава. Эти породы характеризуются в одних случаях некоторой недосыщенностью щелочами и повышенным содержанием полевоплатовой извести, в других случаях отмечается повышенное содержание щелочей, причем соотношения калия и натрия очень изменчивы, что, видимо, обусловлено наложенными процессами. Верхняя серия турпейского возраста представлена породами более основного дацит-андезитового и андезитового состава, хотя спорядически отмечаются и более кислые. Породы верхней серии отличаются слабоповышенной щелочностью. Характерно преобладание пирокластического материала, указывающего на взрывной характер извержений.

По петрохимическим особенностям породы бухтарминского комплекса близки средним типам по Дэли, но для кислых пород характерны некоторые колебания щелочей. Коэффициент железистости 73%. Для бухтарминского островного андезит-дацитового комплекса в особенно для первых двух его серий характерно интенсивное гидротермальное изменение с образованием вторичных кварцитов, с сопутствующей минерализацией и пропилитов, а также гематитизация.

Вулканизм, близкий по составу к верхней серии андезит-дацитового комплекса, в турпейское время локально проявился и на части Южно-Алтайской зоны.

Островной вулканизм Жарма-Саурской структурно-формационной зоны, проявившийся в ее внутренней подзоне в турпей и раннем визе, характеризуется более основным составом. Господствующее значение здесь имеют андезиты, андезит-базальты, реже диабазы, андезит-дациты, базокварцевые и кварцевые альбитофиры, объединяемые в кояндияско-коконьский островной базальт-андезитовый вулканогенный комплекс. Петрохимически комплекс изучен недостаточно; судя по единичным анализам, для основных пород характерна нормальная щелочность и повышенное содержание извести, для кислых — несколько повышенная щелочность. Характерно повсеместно проявившееся зеленокаменное изменение (пропилитизация) и гематитизация.

Вторая подстадия средней стадии вулканизма Зайсанской системы в течение позднего визе и раннего памюра в Западно-Калбинской зоне и периферических частях юга Рудно-Алтайской зоны, вблизи и в зоне глубинных разломов, проявилась накоплением продуктов преимущественно основного состава.

В Западно-Калбинской зоне вулканогенные породы аркалыкского андезит-базальтового комплекса многократно переслаиваются с обломочными породами (песчаниками и алевролитами), кремнистыми сланцами и известняками. Вулканогенные породы представлены базальтовыми порфиритами, андезит-базальтами, реже спилитами, андезитовыми порфиритами, редко кислыми эффузивами (чарский известняково-кремнисто-базальтовый комплекс).

В пределах Рудно-Алтайской зоны подводный вулканизм (джалтырский андезит-базальтовый комплекс) локализовался около глубинных

разломов (Прииртышского и Березовского). Происходили трещинные излияния лав базальтового и андезитового состава.

Для петрохимии рассматриваемых комплексов характерно наличие непрерывного ряда от дацит-андезитов до плато-базальтов, при резком преобладании базальтов, плато-базальтов и андезитов. Породы отличаются от средних составов по Дэлси несколько повышенным содержанием щелочей, повышенным содержанием полевошпатовой извести и магния, малым значением коэффициента железистости, меняющимся от 36 до 60.

Вулканизм поздней стадии тектоно-магматического цикла проявлялся преимущественно в наземных условиях и исключительно на территориях вулканических поясов ранней и средней стадий, но на сокращенной площади.

Он представлен комплексами андезитового, андезит-дацитового и дацит-липаритового состава повышенной щелочности. Ранее всего этот вулканизм проявился в Жарма-Саурской зоне кенсай-кайгенбулакским трахидацит-трахиандезитовым комплексом намюр-среднекаменноугольного возраста. Он состоит из покровов и пирокластического материала трахиандезитов, трахидацитов, андезит-базальтов, реже дацит-липаритов и комендитов. Жерловая и субвулканическая фации образуют невки, экстрезивные купола, дайки. Общая мощность вулканогенных толщ составляет 2000—2500 м; площадь распространения около 2000 км².

В Западно-Калбинской зоне майтубянский трахиандезитовый комплекс средне-позднекаменноугольного возраста ассоциирует с красноватыми и сероцветными континентальными отложениями. Формирование его протекало в межгорной впадине, ограниченной субширотными скрытыми разломами, по которым из аппаратов центрального и трещинного типа изливались лавы и лавобрекчии авгитовых, авгит-роговообмановых, кварцевых порфиритов, реже дацитов и очень редко липаритов. Мощность вулканогенных толщ около 1000 м; площадь распространения достигает 10 тыс. км².

В Рудно-Алтайской зоне установлены два комплекса: мало распространенный березовский (малоульбинский) плагиолипаритовый комплекс среднекаменноугольного возраста и сержихинский позднекаменноугольный — раннепермский. Для всех комплексов поздней стадии характерны повышенная щелочность, преобладание натрия над калием, возрастание основности пород от молодых к более древним. Березовский плагиолипаритовый комплекс отличается, кроме того, пересыщенностью глиноземом и кремнеземом.

Сержихинский комплекс приурочен к межгорному прогибу, ограниченному субширотными разломами, пересекающимися с глубинным разломом северо-западного простирания. Покровы трахидацитов, дацит-андезитов, дацит-липаритов, трахилипаритов, переслаивающиеся с горizontами туфов, слагают толщу мощностью до 1600 м. Площадь распространения ее составляет около 300 км². Березовский комплекс распространен незначительно; туфы и эффузивы его слагают маломощные горизонты. Большим распространением пользуются субвулканические пнтрузии.

После растянутой во времени поздней стадии в отдельных местах Жарма-Саурской и Западно-Калбинской зон имела место активизация тектонических движений и вулканизма. Около единичных вулканических центров накапливались сравнительно маломощные вулканогенные образования, принадлежащие к контрастным трахибазальт-трахилипаритовым

комплексам — семейтаускому и сайканскому. Иногда, по-видимому, на некотором удалении от вулканических центров, эти образования слагают прослой среди угленосных отложений пресноводных бассейнов (сайканский комплекс в Сауре). Для кислых разновидностей пород комплексов характерно высокое содержание калия (ортофосфаты, анортитовые липариты и др.). С вулканогенными породами этой формации тесно связаны комагматичные гипабиссальные интрузии.

В Западно-Калбинской структурно-формационной зоне породы этой стадии представлены семейтауским трахибазальт-трахиппаритовым комплексом триасового или, может быть, пермо-триасового возраста.

В Жарма-Саурской зоне (хребет Саур) сайканский трахибазальт-трахиппаритовый комплекс имеет более ранний, а именно позднекаменноугольно-раннепермский возраст. Породы комплекса обычно переслаиваются с континентальными отложениями, реже слагают самостоятельную вулканогенную толщу (хребет Сайкан).

Наиболее поздние вулканогенные образования в пределах Зайсанской складчатой системы, пока известные лишь в Саурском хребте, представлены слабо развитым кедрлыкским трапповым комплексом, проявленным главным образом в интрузивной фации, реже — в пирокластической. Это туфы эссекит-диабазов позднепермского возраста и ассоциирующие с ними протяженные дайки тех же пород.

Интрузивные формации

Интрузивные образования Зайсанской складчатой системы принадлежат двум структурным этажам: этажу герциньских сооружений и этажу их складчатого основания.

Интрузии складчатого основания распространены ограниченно. Среди них выделяются: 1) докембрийский (?) комплекс гнейсовидных плагиоклазовых гранитов (по Б. Я. Хоровой, «ортогнейсов») и ортоамфиболитов, установленный Б. Я. Хоровой в Иртышской зоне смятия, в пределах докембрийских метаморфических толщ Курчумско-Кальджирского антиклинория, и 2) каледонский (досреднедевонский) комплекс гранитоидов Рудно-Алтайской зоны. К последнему относятся два крупных плутона (Алейский и Сивюшинско-Ивановский), сложенных гранодиоритами, роговообманково-блотитовыми гранитами и подчиненными им плагиогранитами, кварцевыми диоритами и гибридными (?) габбро. Гранитоиды прорывают ордовикские метаморфические сланцы, а сами пересекаются поясами девонских даек, синхронных эйфельскому этапу вулканизма; галька гранитоидов наблюдается в базальтовых конгломератах среднедевонских толщ. Этим устанавливается досреднедевонский возраст комплекса. Определения абсолютного возраста (311—358 · 10⁶ лет по биотиту) дают омоложенное значение, что, видимо, связано с переработкой гранитоидов в течение герциньского тектово-магматического цикла.

Герциньские интрузии наиболее широко развиты и разнообразны как по составу и условиям образования, так и по месту и времени проявления. Наиболее ранние из них связаны с тектоническими движениями, завершившими раннюю стадию цикла. Эти интрузии имеют незначительное развитие, но присутствуют в каждой из выделенных структурно-формационных зон. Различаются следующие интрузивные образования.

1. Алейско-сивюшинский комплекс даек — альбитизированных липарит-дацитов, дацитовых порфиритов и подчиненных им амфиболитизиро-

ваных диабазов. Дайки развиты в Рудно-Алтайской структурно-формационной зоне в выступах раннепалеозойского складчатого основания (ядра Алейского и Сивьюшнского антиклинориев, Ревьюшинская горст-антиклиналь). Они группируются в рои и пояса вдоль системы разломов, пояса их прослеживаются на несколько десятков километров; мощность даек от 0,8—1,5 до 5—10 м. В большинстве случаев это однократные, простые по строению, реже сложные дайки многократного внедрения. Возраст даек определяется тем, что они пересекают метаморфические сланцы ордовика, досреднедевонские гранитоиды и базальные — осадочные толщи эйфелья, а сами пересекаются позднедевонскими габбро-диабазами (Сивьюшнский антиклинорий); породы, сходные со слагающими дайки, образуют гальки в конгломератах верхнежигитских и фаменских толщ. По петрографическому и химическому составу породы даек сходны с субвулканическими и эффузивными образованиями девонского кварц-кератофирового комплекса; расположение в пространстве даек и девонских вулканических центров извержения контролируется единой системой разломов, проходивших по границам перемещавшихся блоков. Это позволяет считать породы даек синхронными и комагматичными девонским вулканическим образованиям.

2. Девонский гранит-плагногранитовый комплекс, развитый в Юго-Западном Алтае, завершает формирование кварц-кератофировой формации. Внедрение его связано со складчатостью конца среднего и начала позднего девона. Он дает небольшие массивы — образования малых глубин с характерными гранит-порфировыми эндоконтактовыми фациями. Этот гранитовый комплекс располагается вдоль разломов, отграничивающих структуры Юго-Западного Алтая от каледонид Горного Алтая; это Амелихинский, Самархинский, Таутекельский и Таутукольский массивы; в них преобладают плагнограниты, подчиненное положение занимают гибридные гранодиориты и кварцевые диориты. Породы гнейсовидны вследствие широко проявившихся процессов катаклаза, связанных с тектоническими движениями вдоль разломов.

Вторая группа интрузий располагается вокруг Алейского выступа в Рудно-Алтайской зоне. Это небольшие лакколитообразные тела на границе каледонского и герцинского структурных этажей (Змеиногорский, Ново-Алейский, Межевский и другие массивы). Породы представлены биотитовыми двуполовошпатовыми и плагноклазовыми гранитами и подчиненными им гранодиоритами; характерной особенностью является присутствие мелкораспыленного гематита, включенного в полевые шпаты и окрашивающего породы в буровато-красноватый цвет. По химизму гранитоиды обеих групп сходны с девонскими эффузивными и субвулканическими образованиями; они принадлежат к классу пород, пересыщенных и сильно пересыщенных кремнеземом, к группе умеренно богатых щелочами. Отличительной особенностью комплекса является высокий коэффициент железистости $F = 83,3\%$ и более высокое, чем в других комплексах, среднее содержание марганца — $0,1\%$; типоморфными минералами-примесями являются флюорит, зональный ортит и короткопризматический циркон.

Эти гранитоиды пространственно тесно связаны с породами кварц-кератофировой формации и прорывают ее толщу, чем определяется их нижняя возрастная граница. Верхний предел возраста гранитоидов Южно-Алтайской зоны (Амелихинская группа интрузий) определяется пересечением их позднедевонскими габбро-диабазами. Обломки гранитоидов

Алейской подзоны (Межевская группа интрузий) наблюдаются в туфоконгломератах и песчаниках, подстилающих фаменские толщи. Абсолютный возраст гранитоидов, определенный аргоновым методом по биотиту Межевского массива, равен 385—340 млн. лет.

По совокупности признаков этот комплекс принадлежит формациям поздней стадии. Не исключено, что он, а также тесно пространственно и гелетически связанный с ним девонский «кварц-кератофиновый» комплекс относятся к заключительной стадии каледонского тектоно-магматического цикла.

3. Маркакульский габбро-диабазовый комплекс слагает два линейно-вытянутых пояса — вдоль разломов, обрамляющих Маймырско-Белобуянский флишевый прогиб Южно-Алтайской зоны. Интрузии здесь прорывают эйфельские и живет-франские отложения, образуя в них согласные со сланцеватостью тела, длина которых достигает нескольких сот метров или первых километров при ширине от 20—40 до 80—100 м. Севернее замыкаяя флишевого прогиба габбро-диабазы прослеживаются вдоль разломов, ограничивающих Сяпюпинский выступ, и пересекают в виде штоков и даек постордовикские и девонские гранитоиды.

В составе комплекса преобладают габбро-диабазы и диабазы, резко подчиненное положение занимают пироксениты и горнблендиты, слагающие в габброидах шпиролье обособления.

Породы характеризуются митдалекаменными текстурами и неоднородной степенью раскристаллизации, находящейся в прямой зависимости от мощности интрузивных тел. Как правило, они интенсивно расслацованы, альбитизированы и участками превращены в амфиболиты. По химизму наименее измененные разновидности габброидов близки к среднему типу оливковых габбро по Дэли. В контактовом ореоле интрузий образуются аднолы. Возрастное положение габбро-диабазов как позднедевонских образований определяется тем, что они прорывают девонские (включая и франские) толщи и в свою очередь установлены в гальке гравелитов и конгломератов, подстилающих раннекарбоновые отложения ялав флишевой формации. Приведенные данные свидетельствуют о том, что формирование габбро-диабазовых интрузий происходило до образования флишевой формации.

4. Прииртышский «офиолитоподобный» комплекс известен в литературе (Хорва, 1962 г.) как пояс основных и подчиненных им ультраосновных пород в Иртышской зоне смятия. Он прослеживается вдоль Калба-Нарымского разлома. Возраст его не установлен; большинство исследователей считают его девонским (позднеживетским), часть же — раннекарбоновым. В составе комплекса преобладают габбро-диабазы, интенсивно расслацованные и превращенные в амфиболиты, в хлоритовые, альбит-хлоритовые и активолит-альбит-хлоритовые сланцы.

Ультраосновные породы представлены серпентинитами, тальковыми и тальк-хлоритовыми сланцами; в малоизмененных участках их установлены реликты первичных пород, по-видимому, плагноклазосодержащих перидотитов. Петрографически и петрохимически породы изучены недостаточно, и формационная принадлежность их неясна.

Часть исследователей (Ю. Ю. Воробьев, Э. Г. Конников и др.) включают в этот комплекс дайки и пластовые тела плагнопорфиров и относят комплекс к габбро-плагногранитовой формации.

5. Чарский габбро-перидотитовый комплекс располагается в Западно-Калбинской структурно-формационной зоне и приурочен к глубинному разлому Чарского антиклизория. Интрузии его локализируются преимущественно

щественно в пределах развития девонского кремнисто-карбонатно-диабазового комплекса. В составе чарского комплекса, по данным Н. П. Мидушты, преобладают ультраосновные породы — гардбургиты, реже серпентиниты, преобразованные в серпентиниты и листвениты; подчиненное положение занимают в различной степени метаморфизованные габбро и габбро-диабазы.

С интрузиями чарского комплекса генетически связаны платиноиды, хромистый железняк, гидросиликатные руды, никель и магнетит. Возрастное положение комплекса, по мнению многих исследователей, определяется тем, что серпентиниты содержат ксенолиты известняков с фауной верхнего визе S_{1V2} и галька серпентинитов находится в конгломератах, подстилающих молассовые отложения $S_{1n}-S_2$. Кроме чарского габбро-периодитового пояса в Западно-Калбинской зоне имеется второй, малоизученный пояс ультраосновных пород, прорывающих толщи среднего карбона.

6. Курсойчатский комплекс гранитоидов установлен в Северо-Саурской подзоне Жарма-Саурской структурно-формационной зоны; небольшие интрузии его имеют ограниченный характер и приурочены к антиклинальным структурам нижнего этажа герцинид. В составе интрузий принимают участие мелкозернистые кварцсодержащие и кварцевые диориты, пироксен-роговообманковые гранодиориты и гиперстенсодержащие грабнты, связанные взаимоотношениями. Породы имеют приповерхностный облик и, по представлениям С. Н. Калабашкина, являются комагматическими с вмещающими их толщами живет-франского кремнисто-карбонатно-диабазового комплекса. Допозднеурпейский возраст интрузии определяется тем, что галька гранитоидов установлена в терригенных конгломератах.

Следующая, более широко развитая группа интрузий относится к средней стадии развития Зайсанской складчатой системы. Перестройка тектонического режима ранее всего (вторая половина визе) началась в Жарма-Саурской зоне, а затем (в намюре) охватила почти всю территорию; наиболее интенсивно воздымание проявилось в краевых частях Зайсанской системы, где с ним была связана значительная интрузивная деятельность. В Жарма-Саурской зоне сформировался саурский диорит-гранодиоритовый комплекс; в Рудно-Алтайской — змеиногорский многофазный, сложный по составу (габбро-норит-гранодиоритовый) комплекс; в Восточно-Калбинской зоне к интрузиям средней стадии относятся гранитоиды, выделенные в калбинский интрузивный комплекс.

Интрузии саурского диорит-гранодиоритового комплекса локализованы вблизи системы разломов, разграничивающих две подзоны Жарма-Саурской зоны. В большинстве случаев это небольшие, реже более крупные (200—300 км²) массивы, вытянутые в северо-западном и близкостроном направлениях согласно с простиранием главнейших среднепалеозойских структур. По данным геофизики, интрузии представляют собой пологие тела, на незначительной глубине соприкасающиеся друг с другом. По составу и возрасту они разделяются на две группы. К первой относятся диориты, кварцевые диориты и подчиненные им наиболее ранние габброиды, иногда связанные с диоритами взаимоотношениями. По данным С. Н. Калабашкина, в саурской части зоны породы первой группы оторваны во времени от интрузий второй фазы и формирование их завершается внедрением даек габбро-диабазов и пироксеновых порфиритов. Породы второй фазы наиболее широко распространены и представлены гранодиоритами,

связанными постепенными переходами с кварцевыми диоритами эндоконтактовых и гравитам центральных частей массивов.

Петрохимически породы комплекса относятся к щелочноземельной серии Дэли, принадлежат к нормальному ряду, характеризуются реактивным преобладанием натрия над калием и примерно постоянным соотношением кальция, магния и железа в феррических минералах; коэффициент железистости низкий ($F = 56,4\%$).

Возрастное положение комплекса определяется тем, что интрузии его прорывают фаунистически охарактеризованные нижневизейские толщ и перекрываются с конгломератами в основании наюр-среднекарбовыми образованиями (хребет Саур).

Землегорские интрузии группируются вдоль сочленения Алейской и Лениногорско-Зырянской подзоны Рудно-Алтайской зоны; они вытянуты согласно со структурами пород среднепалеозойского этажа. Часть интрузий локализуется в раннепалеозойском складчатом основании (Алейский япиклиниорий и Иртышская зона смятия), где они образуют штоки и крутопадающие трещиновые тела, резко секущие структуры вмещающих толщ. В составе комплекса выделяются четыре группы пород: габбро и габбро-диориты, диориты и габбро-диориты, кварцевые лейкодiorиты и гранодиориты, андезитовые граниты, плагнограниты и адалеллиты; каждая группа сопровождается схиолитами, сходными по составу с материнскими интрузиями. Для химизма комплекса характерно повышенное содержание щелочей по сравнению со щелочноземельной серией Дэли, несколько повышенное значение полевошпатовой извести и отчетливо выраженный натровый тип пород; низкий коэффициент железистости, равный $53,5\%$; резкое преобладание закисного железа над окисным и высокое содержание титана.

Типоморфными элементами-примесями являются как элементы, входящие в группу железа, свойственные основным магмам, так и элементы, характерные для кислых магм. Возраст интрузий определяется их контакто-метаморфическим воздействием на среднепалеозойские толщ, включая и фаунистически охарактеризованные отложения верхнего визе — нижнего наюра; галька сходных по составу гранитоидов (андезитовые граниты) встречается в конгломератах, подстилающих молассовые образования среднего карбона. Часть исследователей (В. С. Кузбный, Ю. Ю. Воробьев и др.) считают возраст комплекса послесреднекарбовым. Абсолютный возраст гранитоидов (по биотиту) равен 330 млн. лет для ранних фаз и 300—280 млн. лет для поздних.

В калбинский комплекс объединяются большая часть гнейсовидных гранитоидов Иртышской зоны смятия и ранняя группа гранитоидов сложного Калба-Нарымского массива. Это складчатые интрузии. В Иртышской зоне смятия они слагают длинные вытянутые тела, согласные со сланцеватостью вмещающих пород. В состав интрузий, примерно в равных количествах входят биотитовые плагнограниты, гранодиориты и граниты, в различной степени контаминированные. Петрохимически и геохимически интрузии мало изучены; имеющийся материал свидетельствует о пересыщенности их глиноземом.

Гранитоиды Калба-Нарымского массива, относимые к калбинскому комплексу, локализируются в его северо-восточной части, непосредственно примыкающей к Иртышской зоне смятия. Они слагают плитообразные тела, слабо наклоненные в сторону Иртышской зоны смятия, разобщенные перемычками кровли; контакты их согласны со структурой вмещающих толщ. Гранитоиды характеризуются наличием текстур течения и содержат

большое количество ориентированных ксенолитов, что влияет на их состав. Контаминированные разновидности их представлены гранодиорит-порфиroidными или равномернозернистыми гранитами, в которых крупные фенокристаллы образованы микроклином, по мнению большинства исследователей, метасоматического происхождения. По химическому составу гранитоиды принадлежат к классу пересыщенных кремнеземом, к группе умеренно богатых или богатых щелочами, при примерно равных количествах калия и натрия. Коэффициент железистости варьирует от 50 до 70%. Характерна пересыщенность глиноземом. По данным В. Ф. Кашеева и др., особыми элементами-примесями гранитов являются Та, Sn, Be, Li, Pb.

Возраст комплекса определяется тем, что его тела пересекают змеиногорские диориты и в свою очередь прорываются гранитами монастырского комплекса. По данным Н. П. Иванова, галька гранитоидов установлена в конгломератах, подстилающих среднекарбовые толщи (гора Чакельмес). Абсолютный возраст, определенный по биотиту аргоновым методом, колеблется от 305 до 265 млн. лет (Н. И. Полевая, ВСЕГЕИ). Условно, по совокупности данных, интрузии относятся к гранодиорит-гранитовой формации.

Поздняя стадия развития Зайсанской складчатой системы ознаменовалась усилением тектонической активности и интенсивным проявлением интрузивного магматизма. В это время сформировались широко развитые в данном регионе интрузивные комплексы гранитовой и граносyenитовой формаций, а также приповерхностные интрузии повышенной основности и щелочности, тесно связанные с вулканической деятельностью. К этой стадии относятся следующие комплексы:

1. Белоубинский комплекс биотитовых и двуслюдяных гранитов Южно-Алтайской структурно-формационной зоны, развитый в пределах осевой части Сарымсактинско-Холзунской подзоны. Граниты слагают цепочку массивов, приуроченных к антиклинальной структуре, сложной эйфельскими вулканогенно-осадочными толщами. В составе массивов главную роль играют биотитовые порфиroidные и равномернозернистые граниты; подчиненное положение занимают прорывающие их двуслюдяные и мусковитовые грубозернистые граниты; жильная фация развита слабо и представлена мелкозернистыми мусковитовыми гранитами, аплитами и резко подчиненными пегматитами; с жильными породами ассоциируют кварцевые жилы и грейзеновые тела с вольфрамитом. По химическому составу граниты относятся к классу пород, умеренно пересыщенных кремнеземом, к группе богатых щелочами, с незначительным преобладанием калия над натрием; характерна также пересыщенность их глиноземом и низкий коэффициент железистости, равный 57%.

Возраст комплекса не установлен: большинство исследователей считают его пермским, некоторые же — раннекарбовым.

Абсолютный возраст гранитов, определенный аргоновым методом, варьирует от 285 до 240 млн. лет; по монациту свинцовым методом получено 336 млн. лет (Н. И. Полевая, ВСЕГЕИ).

2. Граносyenит-гранитовый лениногорский комплекс развит в краевой северо-восточной части Рудно-Алтайской структурно-формационной зоны. Интрузии его локализуются вдоль субмеридиональных разломов в виде штокообразных и трещинных толщ, дискордантных по отношению к структурам среднепалеозойских толщ. По вещественному составу

и возрасту породы комплекса относятся к двум группам. В первую, более раннюю, объединяются биотитовые граниты средне- и крупнозернистые, порфиридные или равномернозернистые, а также их коптамнированные и гибридные разновидности, представленные биотитовыми и реже амфибол-биотитовыми мезократовыми гранитами и гранодиоритами, обогащенными сфеном. Ко второй группе относятся лейкократовые граниты, граносиениты и кварцевые сиениты, обогащенные цирконом. Формирование интрузий второй группы сопровождалось интенсивным проявлением щелочного метасоматоза, под влиянием которого породы первой группы участками интенсивно сиенитизированы. Жильные породы комплекса развиты незначительно; они представлены аплитовидными гранитами, аплитами, гранит-порфирами и др.

По химическому составу породы ленингородского комплекса принадлежат к классу пересыщенных кремнеземом, к группе богатых щелочами, с небольшим преобладанием калия над натрием. Породы относятся к нормальному ряду, лишь отдельные разновидности пересыщены глиноземом; характерен высокий коэффициент железистости, равный 71.4%. Возраст интрузий определяется тем, что они пересекают и интенсивно метаморфизуют гранитоиды змеиногорского комплекса, а также дайки порфировых пород, синхронных с вулканитами малоульбинской свиты (C_2): лейкократовые граниты и граносиениты пересекаются штоками и дайками кварцевых диоритов и дайками делленитов, связанных во времени с формированием вулканогенных толщ сержихинской свиты (C_3 -P?).

Абсолютный возраст гранитов, определенный аргоновым методом по биотиту, равен 270—275 млн. лет; свинцовым методом по циркону — 263 млн. лет (Н. И. Полевая, ВСЕГЕИ).

3. Сержихинский комплекс мондонитоидных гранодиоритов и субщелочных гранитов локализуется в центральной части Рудно-Алтайской зоны. Интрузии его располагаются вдоль субширотной системы нарушений, связанных с «поперечным» Ивановско-Ленинградским разломом; они почти под прямым углом пересекают консолидированные среднепалеозойские структуры, а также гранитоиды змеиногорского и ленинградского комплексов. Большая часть интрузий находится в пределах Пихтовско-Сержихинской грабен-сви́клинали, выполненной наземными вулканогенными образованиями сержихинской свиты, условно относимой к позднему карбону — перми. Для пород комплекса характерны их приповерхностный облик, тесная структурная и временная связь с сержихинскими эффузивами и близкий с ними вещественный состав. Первая группа интрузий, представляемая мондонитоидными кварцевыми диоритами и гранодиоритами сходна по составу с пижней и средней толщами вулканогенных образований сержихинской свиты прорывает их и перескается дайками и sillами, аналогичными по составу эффузивам верхней — третьей толщи свиты; вторая группа интрузий — гранофировые субщелочные граниты и гродуниты — сходны по составу с эффузивами верхней толщи.

По химическому составу породы интрузивных и вулканогенных образований сержихинского комплекса в целом образуют единую вариационную линию, отличающуюся от щелочпоземельной серии Дюли повышенным содержанием щелочей и несколько большим значением полевошпатовой известности.

4. Монастырский гранитовый комплекс приурочен к Восточно-Калбинской структурно-формационной зоне; его дискордантные интрузии, развитие как в Иртышской, так и в Калба-Нарымской подзонах, резко секут структуры вмещающих толщ. В Калба-Нарымской подзоне интрузии пользуются наиболее широким распространением; они входят в состав

Калба-Нарымского плутона, слагая его большую (запад и юго-запад) часть. Многие исследователи отмечают автономную трещинную тектонику этих гранитов, отличающихся от тектоники гранитоидов калбинского комплекса. В составе комплекса преобладают грубо- и крупнозернистые, равномернозернистые или порфирированные лейкократовые граниты, биотитовые, биотит-мусковитовые, обогащенные турмалином или гранатом. Подчиненное положение занимают мелкозернистые граниты; с ними ассоциируют редкометальные пегматиты, образующие нередко значительные поля.

По химизму граниты принадлежат как к пересыщенным глиноземом, так и к породам нормального ряда. Количество калия несколько превышает количество натрия; отдельные разновидности по содержанию щелочей приближаются к субщелочным гранитам. Общая железистость составляет 61%. Среди элементов-примесей большая роль принадлежит редким щелочам Li, Rb, Cs.

Возраст монастырских гранитов определяется тем, что они прорывают гранитоиды калбинского комплекса и фаунистически охарактеризованные среднекарбовые толщи, а сами пересекаются дайками граносиенитов и субщелочных гранитов и прикерловым вулканическим образованием, аналогичными вулканитам сержпхинской свиты, датированной поздним карбовом — ранней пермью. Абсолютный возраст их составляет от 260 до 220 млн. лет (аргоновый метод по слюдам).

5. Дельбегетейский комплекс граносиенитов и субщелочных гранитов развит в Западно-Калбинской зоне. Породы его слагают небольшие штокообразные массивы, контролируемые разломами, ограничивающими Байдалжальскую подзону. Наиболее распространенными породами являются граносиениты и субщелочные биотит-роговообманковые граниты, подчиненное положение занимают аляскитовые и биотитовые граниты, кварцевые сиениты и биотит-роговообманковые граниты. По химическому составу породы близки к средним типам сиенита и щелочного гранита по Дэли и отличаются от них несколько большим содержанием кремнезема. Отношение калия к натрию примерно равно единице, и лишь отдельные породы показывают небольшое преобладание калия. Характерным является относительно высокий коэффициент железистости, равный примерно 75%; в сумме железа закисное преобладает над окисным ($FeO : Fe_2O_3 = 5,8$).

6. Комплекс приповерхностных (малых) интрузий пестрого состава развит в Западно-Калбинской и Жарма-Саурской зонах. В него включены дайки, штоки, силлы и другие малые тела, группирующиеся в рои и пояса вдоль разломов, секущих структуры средне- и позднепалеозойского этажей. В Западно-Калбинской зоне эти интрузии локализуются главным образом в Чарской подзоне, вдоль разрывных нарушений северо-западного простирания, сопряженных с Чарским глубинным разломом. По данным геологических съемок, выделяются четыре разновозрастные группы малых интрузий.

Первая группа представлена серпентинитами, лиственитами и амфиболизированными диабазами, слагающими цепочку небольших линзовидных тел вдоль Байгузин-Булакского, Жаман-Акисальского и Чарско-Акжальского разломов. Интрузии прорывают среднекаменноугольные молассовые толщи и пересекаются дайками гранодиорит-порфириров и плагио-порфириров четвертой группы.

Вторая группа — андезитовые порфириты, слагающие серию силлоподобных тел в среднекаменноугольной молассовой толще. Они

группируются вдоль Сарыжальского разлома, ограничивающего с юга доалякарбонные вулканогенные образования майтубинского комплекса. По мнению большинства исследователей, андезитовые порфиры парагенетически связаны с эффузивами даубайской свиты, входящей в состав майтубинского комплекса.

Третья группа — габбро-диабазы, диабазы, микродиориты и диорит-сyenиты — слагают мелкие штоки, дайки и согласные с простирающим вмещающих толщ лизовидные тела. Они приурочены к системе субширотных нарушений, рассекающих эффузивы майтубинского комплекса.

Четвертая группа — граводиорит-порфиры, плагиогранит-порфиры и кварцевые порфиры — образуют мелкие штоки и дайки, развитые вдоль серии разломов в районе рудника Бoko и в хребте Сарыжал. Это наиболее молодые образования, рассекающие все перечисленные выше интрузии.

В Жарма-Саурской зоне развиты малые интрузии третьей и четвертой группы. Они образуют протяженные пояса вдоль разломов субмеридиопального и северо-западного направлений и рассекают гранитоиды саурского комплекса, а также вулканогенные образования, относимые к среднему карбону.

Следующая, более молодая, группа интрузий связана со стадией активизации герцинского складчатого пояса. Эти интрузии пользуются ограниченным распространением и представлены главным образом аляскитовыми гранитами. Аляскиты слагают средней величины, резко дискордантные плутоны, штоки и кольцевые интрузии, не обнаруживающие прямой связи с региональными разломами; развиты они преимущественно в Жарма-Саурской зоне, где они сложены Акбинский, Аркатский, Кандыгатайский, Монасский и другие массивы. Небольшие тела аляскитовых гранитов располагаются в Западно-Калбинской и Рудно-Алтайской (Чашинская кольцевая интрузия) зонах. В составе комплекса аляскитовых гранитов выделяются две группы пород: 1) аляскиты, почти лишенные цветных минералов породы, 2) субщелочные и щелочные граниты, содержащие в своем составе щелочные цветные минералы. По химизму это пересыщенные кремнекислотой и глиноземом породы. В сумме щелочей калий в них незначительно преобладает над натрием. Нижняя возрастная граница интрузий определяется тем, что они секут отложения среднего и позднего карбона и пересекаются дайками долеритов и конгладиабазов, связанных, видимо, с трахибазальт-трахилваритовой формацией пермтриаса.

Мезозойская активизация в Восточном Казахстане

Тектонически активными в мезозое были главным образом окраинные зоны Восточного Казахстана, где преимущественно и наблюдаются проявления молодого магматизма в виде местных излияний базальтовых, реже андезитовых лав, а также в виде даек, силлов и мелких гшабиссальных интрузий основного, щелочного, реже кислого состава.

В южных и юго-восточных районах Казахстана выходы мезозойских жил базальта установлены в пограничной Джунгарии, туфы и лавы основного состава отмечены в долине р. Или среди юрских осадочных образований, мпидалекаменные ольвиновые базальты и туфы наблюдались в Боомском ущелье в районе оз. Песык-Куль, дайки андезит-базальтов установлены к востоку от оз. Алаколь, туфы и туффиты основного состава обнаружены в юрской угленосной толще в хребте Саур.

Своеобразные эффузивные породы мезозойского возраста встречаются на плоскогорье Ушхасан в хребте Кетмень (Шлыгин и др., 1948; Михайлов, 1958), где они рвут юрскую угленосную толщу, сжигая пласт каменного угля и вызывая сплавление осадочных пород с превращением их в порцелланиты. Среди изверженных пород здесь различают две группы: 1) настоящие палившие породы типа трахибазальтов (гиалобазальты, пророссовые, анальцимовые, меллитовые и нефелиновые базальты), 2) связанные с ними жильные породы типа титан-авгитовых долеритов и анкармитов. По новым данным (А. В. Леонов), возраст этих пород, так же как и всех остальных проявлений неовулканизма Северного Тянь-Шаня, считается олигоцен-миоценовым.

Дайки и покровы изверженных пород кайнотипного облика установлены в Северном Казахстане; многие авторы относят их к мезозою.

Наиболее широко раннемезозойские вулканогенные породы развиты в пределах Тургайского прогиба; они выделяются здесь под названием «тургивской серии» (Мазина, Райхлин, 1965). Породы этой серии известны в осевой зоне Тургая (долина р. Убоган и оз. Кушмурун) и в восточной его части, в Пришимье.

В осевой зоне Тургая может быть выделен убоганский липарит-базальтовый комплекс, состоящий из чередования покровов кайнотипных эффузивов с горизонтами осадочных пород. Эффузивы представлены андезит-базальтами, базальтами и долерито-базальтами. Липариты встречаются реже и распространены локально. Наряду с покровами отмечаются силлы и дайки долеритов, санидиновых гранит-порфиров и микрогранитов.

В восточной части Тургая выделяется пришимские базальтовый комплекс, отличающийся от убоганского отсутствием более эффузивных дифференциатов, чем андезит-базальты, и отсутствием субвулканических интрузий гранитоидного состава. Состав пришимских базальтов более основной, чем убоганских; в целом он соответствует среднему типу оливиновых базальтов, а нередко и более основным разновидностям (Мазина, Райхлин, 1965).

Вероятно, в генетической связи с проявлением раннемезозойского базальтового магматизма Восточного Тургая находятся малые интрузии (силлы и дайки) диабазов и пикритов бассейна р. Каратургая (в западной части Улутауского поднятия), залегающие среди метаморфических допалеозойских образований и выделенные в самостоятельный диабаз-пикритовый комплекс (Михайлов, Семенов, 1965). В 1965 г. дайки и силлы таких же пикритов и диабазов обнаружил О. М. Розен в среднем течении р. Ишима у с. Крещенки.

Кайнотипные мицдалекаменные базальты развиты также в Тениз-Коржункульской мульде у северной оконечности гор Ерементау. Базальты здесь залегают на размытой поверхности пермских и карбоновых отложений и прорываются аортотлазовыми гранитами среднетриасового возраста (225 млн. лет). Аортотлазовые граниты этого района, слагающие массив Большой Койтас (площадь 350 км²), являются наиболее молодыми проявлениями гранитоидного вулканизма на территории Восточного Казахстана. Возможно, что они представляют собой продукты деятельности остаточных магматических очагов, давших интрузии аляскитовых гранитов позднего позднепалеозойского комплекса (см. выше). Аортотлазовые граниты по своему положению в развитии эпигерцинской платформы могут быть сопоставлены с санидиновыми гранит-порфирами мезозойского убоганского липарит-базальтового комплекса.

В последние годы проявления мезозойского магматизма установлены в центральной части Восточного Казахстана в виде даек андезит-базальтов и лехштейнов кайнозойского облика в урочище Уштоган (Тащипина, Семенов-Тяньшанская, 1959).

Приведенными данными исчерпываются сведения о мезозойском магматизме Восточного Казахстана. Более молодые проявления магматической деятельности известны лишь в горных районах на юге Казахстана, где они связаны с кайнозойской тектонической активизацией Тянь-Шаня. Характеристика их будет дана вместе с описанием проявлений молодого вулканизма на территории Средней Азии.

Заключение

Обзор проявлений магматической деятельности в каледонской и герцинских складчатых системах Восточного Казахстана показывает закономерную смену определенных магматических формаций во времени и отражает четко выраженный направленный характер развития магматизма: от существовавших основных формаций на ранних стадиях тектоно-магматических циклов до кислых (дипаритовых, гранитовых) формаций, характерных для поздних стадий.

Однако при таком однотипном развитии магматизма между каледонскими и герцинскими складчатыми системами устанавливаются и различия, выраженные как в количественной роли тех или иных формаций, так и в особенностях их вещественного состава. В каледонидах на ранних стадиях хорошо проявлены спилит-диабазовые и ультрабазитовые формации, хотя и не с одинаковой интенсивностью в отдельных структурно-формационных зонах. Средние стадии каледонского цикла характеризуются интенсивными проявлениями базальт-андезитового вулканизма и завершаются почти повсеместно внедрением крупных диорит-гранодиоритовых интрузий. На поздних стадиях цикла своеобразное развитие получила андезит-дацит-липаритовая формация в виде огромного окраинного вулканогенного пояса, возникшего после перестройки основного структурного плана каледонид. Интрузивная деятельность поздних стадий цикла представлена гранодиорит-гранитовыми комплексами при относительно небольшой роли или даже отсутствии аляскитов.

Магматизм герцинид по сравнению с каледонидами характеризуется значительно более развитыми вулканогенными и особенно интрузивными формациями средних и поздних стадий цикла при меньшей роли основных формаций ранних стадий. Кроме того, в составе всех магматических формаций герцинид наблюдается большая роль кислых дифференциатов (а для формаций поздних стадий и повышенная щелочность) по сравнению с формациями соответствующих стадий каледонид. Эта особенность магматизма герцинских складчатых систем связана, видимо, с тем, что они развивались на более мощной коре, с более развитым гранитовым слоем. Так, по геофизическим данным, мощность гранитового слоя в области развития каледонид Казахстана составляет 10—13 км, а под герцинидами Джунгаро-Балхашской системы она увеличивается до 19—22 км.

Из таблиц 16—18 хорошо видно, что отдельные структурно-формационные зоны отличаются друг от друга как по набору формаций, так и по интенсивности и времени проявления однотипных формаций, что связано с различным типом развития отдельных зон. В каледонидах отчетливо выделяются восточные и северо-восточные структурно-формационные зоны с типичным эвгеосинклинальным развитием, тогда как западные зоны имеют многоэосинклинальный, а внутренние — промежу-

точный характер. В Джунгаро-Балхашской геосинклинали выделяются зоны ранне-, средне- и позднегерцинской стабилизации (консолидации), что опять-таки выражено в наборе характерных магматических формаций. В Зайсанской складчатой системе также выделяются зоны с различным характером магматизма (зоны с широким развитием вулканогенных формаций, зоны с преимущественным развитием гранитоидного магматизма).

Формационный анализ магматизма Казахстана позволил выделить кроме магматических образований ранних, средних и поздних стадий тектоно-магматического цикла новый тип магматических формаций, возникающих при активизации зон завершённой складчатости. Такие формации на территории Казахстана по сравнению с формациями собственно подвижных зон распространены более ограниченно, но они характеризуются своеобразными петрологическими чертами и металлогенической специализацией, так как являются результатом существенно процессов, происходивших в уже консолидированных, жестких участках земной коры. Например, появление в пределах древней Кокчетавской глыбы таких типичных платформенных образований, как кембрийские первичнорасслоенные перидотит-пироксенит-поритовые интрузии или интрузии ультраосновных и щелочных пород с карбонатами, свидетельствуют о типичном платформенном режиме, установившемся здесь уже к началу палеозоя, и о наличии в раннем палеозое по меньшей мере двух стадий активизации глыбы. Появление более молодых палингенных гранитоидных интрузий в той же Кокчетавской глыбе указывает на последующие стадии ее активизации во время главных складчатых движений в соседних каледонских геосинклинальных зонах.

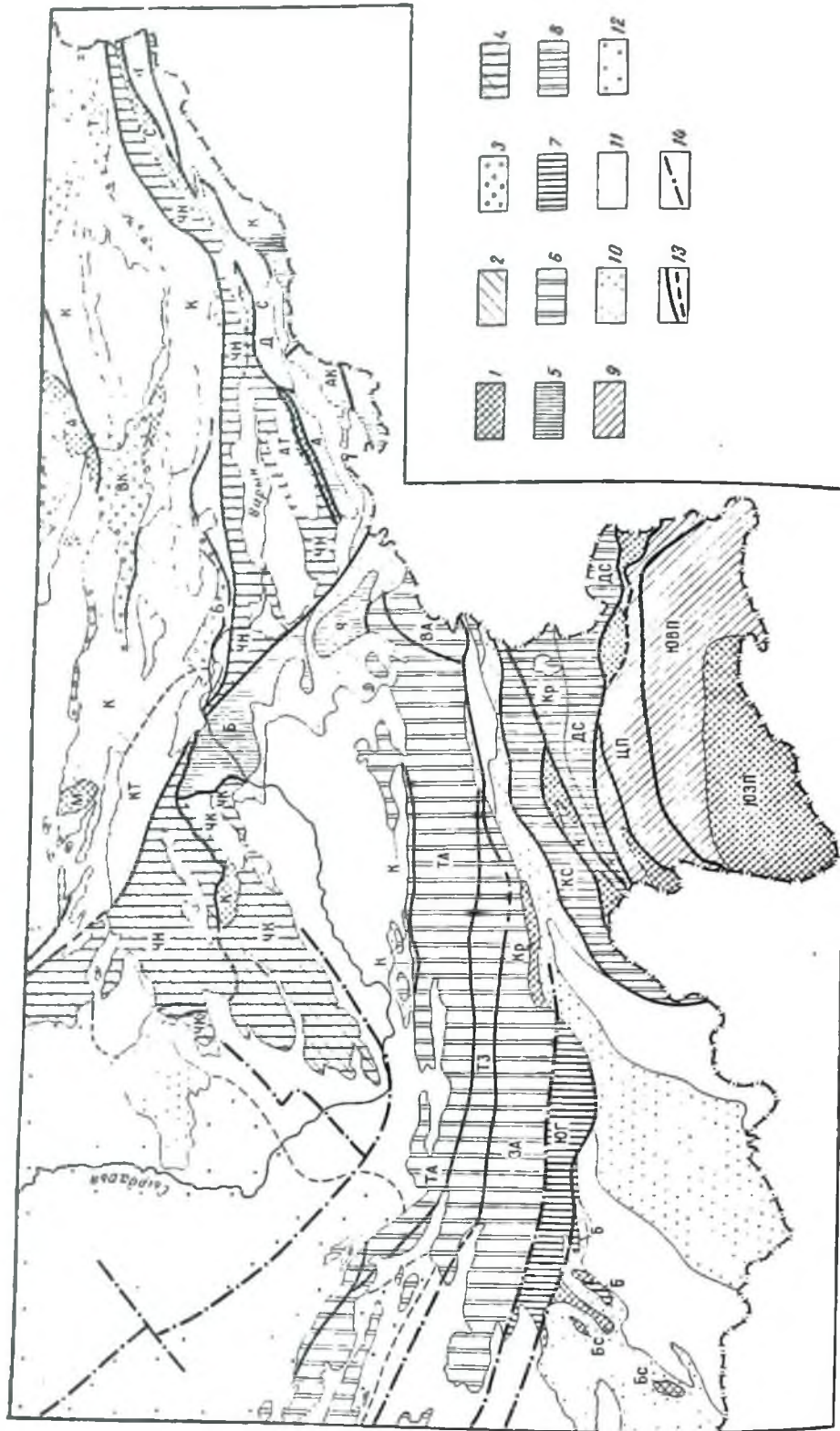
Окраинные зоны каледонид в связи с герцинскими тектоническими движениями в Джунгаро-Балхашской и Зайсанской геосинклиналях также подвергались тектоно-магматической активизации, которая фиксируется появлением в них (вероятно, также палингенных) гранитоидных интрузий. При этом в зонах ранней консолидации (более жестких) являются комплексы щелочных гранитов и щелочных сиенитов, тогда как в зонах, сохранивших еще свою подвижность, гранитоидные комплексы почти не отличаются от одновозрастных с ними гранитоидных комплексов герцинид.

Наконец, совершенно особую группу магматических образований составляют мезозойские постконсолидационные магматические комплексы, связанные с активизацией молодой эпигерцинской платформы. Они несут уже характерные черты траппового магматизма, отличаясь от типичных платформенных траппов несравненно меньшим (локальным) распространением и наличием местами среди вулканитов андезит-базальтового состава кислых пород (лишариты, санидиновые гранит-порфиры, авортотлазовые граниты), представляющих собой, вероятно, продукты деятельности остаточных позднепалеозойских магматических очагов, оживившихся в связи с раннемезозойской активизацией отдельных блоков земной коры.

ТЯНЬШАНЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ, КЫЗЫЛКУМЫ И ПАМПР

ВВЕДЕНИЕ

Успехи в изучении магматизма Средней Азии связаны с большим размахом геологических работ в последние сорок лет, особенно в послевоенные годы. В многочисленных геологических описаниях содержится



- | | | | | | | | | | | | |
|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|
| | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | |

типу принадлежит протягивающийся в Кызылкумы позднепалеозойский вулканический пояс Чаткало-Кураминской зоны, находящийся в обрамлении герцинской геосинклинальной области Южного Тянь-Шаня.

Северо-Тяньшаньская складчатая система

Северо-Тяньшаньская каледонская складчатая система является частью Северо-Тяньшаньско-Казахстанской складчатой системы и характеризуется сложной и разнообразной историей геологического развития в докембрии и палеозое.

Слабая изученность докембрийских образований не позволяет достоверно воссоздать раннюю историю геологического развития Северного Тянь-Шаня и по этому поводу между геологами нет единого мнения. По В. Г. Королеву (1965), выделяют несколько тектоно-магматических циклов, соответствующих архейскому раннепротерозойскому и позднепротерозойскому циклам других регионов.

Так как позднепротерозойский тектоно-магматический цикл в Северном Тянь-Шане не завершен, то некоторые исследователи полагают развитие этой территории в позднем протерозое — раннем палеозое непрерывным. По характеру развития в это время выделяются Каратау-Тягаская внешняя многогеосинклинальная зона и эвгеосинклинальные внутренние зоны, объединяемые Т. А. Додоновой и К. Д. Помазковым (1965) под названием Киргизской зоны.

Консолидация структур Северо-Тяньшаньской системы связана с каледонским тектоно-магматическим циклом. Поздние стадии этого цикла охватывают силур — ранний и средний девон. В позднем девоне — перми активизация структур под влиянием развития герцинского тектоно-магматического цикла на сопредельной территории Среднего Тянь-Шаня и продолжения его в Джунгаро-Балхашской геосинклинали (табл. 19).

Древнейшие магматические и метаморфические образования Северного Тянь-Шаня приурочены к выступам допозднепротерозойского фундамента в поднятых блоках или ядрах антиклинорий.

В восточной части Киргизского хребта и в западном окончании Заилийского Алатау распространены глубокометаморфизованные гнейсовые толщи. Большинство исследователей считают их самыми древними образованиями, но о возрасте (архейском или раннепротерозойском) нет единого мнения. В составе этих толщ принимают участие орто- и парагнейсы, кристаллические сланцы, мигматиты и аватектиты. Фации их метаморфизма — гранулитовая, частью амфиболитовая (Белькова и Огнев, 1964).

Некоторые исследователи склонны мигматизацию и гранитизацию пород связывать с каледонскими или герцинскими гранитоидами.

В западном окончании Киргизского хребта в ядре Макбальской антиклинали среди кристаллических сланцев нижнего протерозоя залегают небольшие согласные линзы габбро-амфиболитов, а также амфиболитов, которые И. Е. Медведева (1962) считает метаморфизованными осадочными породами. Верхние толщи кристаллических сланцев прорваны небольшой складчатой интрузией микроклин-олигоклазовых гнейсовидных гранитов (Ойджайляуский массив).

Позднепротерозойские магматические комплексы однообразны по составу и представлены вулканогенными основными толщами и небольшими интрузиями в зеленокаменной стадии изменения, а также относительно

Магматические комплексы каледонид Северного Тянь-Шаня Таблица 19

Возраст	Стадии	Каратау-Таласская зона	Киргизская система зон	
Пермь	Активизация	Курганский сиенит-трахит-граппадезитовый	Дайковый комплекс: диабазы, порфириды, лампрофиры Актюзский и кергеташский аляскитовые Ортокоинский монцопит-сиенитовый Кокмайпоковский монцопит-граюсиенитовый Каракичииский и сагызаханский (ашукольторский) липарит-базальтовые Покровы андезит-базальтовых, аплезитовых и андезит-дацитовых порфиритов, туфов кислых эффузивов в пестроцветных отложениях	
				Терекский сиенит-диоритовый
Делюв		Поздний и средний	Аральский липарит-базальтовый	
		Средний и ранний		Биотитовых и лейкократовых гранитов Кастекский андезит-дацитовый Сугавдлинский андезит-дацитовый
Силур		Поздний	Средние	Сусамырский гранит-гранодиоритовый Габбро-диоритов
		Ранний		
Ордовик	Поздний	Ранние	Бабаханский плагиогранитовый Кварцевые кератофиры и их туфы в кремнисто-карбонатно-терригенных отложениях	
	Средний			Алмалинский и терекский кварц-диорит-плагиогранитовые Серпентинитовый Покровы диабазов, базальтовых и андезитовых порфиритов и их туфов в известняково-терригенных отложениях Габбро-спилит-диабазовый
	Ранний			
Кембрий	Поздний	Ранние	Алмалинский и терекский кварц-диорит-плагиогранитовые Серпентинитовый Покровы диабазов, базальтовых и андезитовых порфиритов и их туфов в известняково-терригенных отложениях Габбро-спилит-диабазовый	
	Средний			
	Ранний			
Поздний протерозой	Байкальский цикл		Плагногранитовый — интрузии Кызыл-Адыра, Кунгей-Алатау и др. Спилит-диабазовый Гнейсовидные плагнограниты (Бурдискская интрузия) Габбро-диабазовый	

Архейские и раннепротерозойские образования

крупными интрузиями гранитоидов. И те и другие распространены исключительно во внутренних эвгеосинклинальных зонах Северного Тянь-Шаня.

Вулканогенные породы ранней и средней частей позднего протерозоя в хребте Терской-Алатау — порфиритоиды, порфириды, амфиболиты, эпидиотиты, амфиболовые сланцы, часто с реликтами структур адфузивных и пирокластических пород, образуют верхнюю часть (мощностью около 500 м) осадочно-вулканогенной свиты.

В бассейне рек Кичи и Чон-Кемп и в восточной части Киргизского хребта свита ранней — средней части позднего протерозоя сложена хлоритовыми, амфиболовыми и другими сланцами и подчиненными им мраморами, среди которых залегают пластовые интрузии амфиболитизированных габбро, габбро-диабазов, диабазовых порфиритов. В восточной части Киргизского хребта свита прорвана лейкократовыми гнейсовидными плагногранитами (Бурдинский массив), для которых условно принимается возраст ранней — средней части позднего протерозоя (Туровский и др., 1965). В контактовых ореолах интрузии сланцы инфицированы гранитовым материалом и метасоматически изменены.

С ранними стадиями байкальского цикла связывают мощные (2000—3000 м) вулканогенные толщи середины и конца позднего протерозоя. Они сложены метаморфизованными диабазами, спилитами, амфигаллоидами, часто шаровыми, базальтовыми и андезитовыми порфиритами, туфолавами, туфами и туффитами с подчиненными горизонтами яшмовидных кремнистых пород и принадлежат кремнисто-спилит-диабазовой формации. По данным В. Г. Королева, абсолютный возраст этой свиты более 720 млн. лет.

Формирование байкальских складчатых структур в позднем протерозое сопровождалось интрузией гранитоидов; это Кызыл-Адырский массив, массив Кунгей-Алатау и др.; они характеризуются сложным строением с последовательным внедрением диоритов, кварцевых диоритов или граудиоритов первой фазы, плагногранитов или гранодиоритов второй фазы и биотитовых и лейкократовых гранитов и аплитов третьей фазы. Породы первых двух фаз гнейсовидны, с часто встречающейся протокластической структурой и с преобладанием натрия над калием, при несколько повышенном содержании кремнекислоты. Интрузии имеют удлиненную форму, согласную с простиранием вмещающих пород, и конформное внутреннее строение. Граниты и аплиты третьей фазы образуют штоки, дайки, дайкообразные тела, распространенные вблизи или среди тел второй фазы. Позднепротерозойский плагногранитовый комплекс, по-видимому, относится к кварцдиорит-плагногранитовой формации.

Граниты Караджилгической и Кызылташской интрузий, отличающиеся от более древних гранитоидов большим содержанием калиевого полевого шпата и преобладанием калия над натрием, С. Д. Туровский, В. Г. Королев и И. В. Посырев (1965) выделяют в особый интрузивный комплекс конца позднего протерозоя — венда. По времени и условиям образования он, по-видимому, соответствует инверсионной стадии байкальского тектоно-магматического цикла.

Каледонский тектоно-магматический цикл в эвгеосинклинальных зонах Северного Тянь-Шаня характеризуется полнотой проявления. С ранними стадиями его связаны вулканогенные толщи раннего кембрия, широко распространенные в Киргизском и Сусамырском хребтах, в горах Балыкты, Каракатты, Кашкатас, в хребте Терской-Алатау, в западном окончании Кунгей-Алатау и в других местах. Они сложены диабазами

и диабазовыми порфиридами, спилитами, вариолитами и шаровыми амигдалоидами, базальтовыми и андезитовыми порфиридами, туфолавами, туффитами, локально развитыми кварцевыми альбитофирами, аподацитовыми и аполипаритовыми альбитофирами и их туфами, с пачками и отдельными горизонтами туфокогломератов, туфопесчанков, алевритов, кремнистых пород и иногда известняков. Мощность толщ до 1500—2000 м. Они несогласно залегают на докембрийских образованиях интрузиями габбро, габбро-диабазов, диабазов, габбро-диоритов и приспилит-диабазовой, кремнисто-спилит-диабазовой и кератофир-спилит-диабазовой формациям.

В Киргизском хребте и Терской-Алатау на вулканогенных толщах раннего кембрия залегают с перерывом и иногда несогласно вулканогенно-осадочные толщи среднего — позднего кембрия, отличающиеся от раннекембрийских преобладанием осадочных пород над вулканогенными и преимущественным распространением среди последних базальтовых и андезитовых порфиритов и их туфов.

С проявлениями основного магматизма ранних стадий каледонского цикла в некоторых районах Северного Тянь-Шаня тесно связан комплекс ультраосновных интрузий. В Сусамырском и Джумгольском хребтах, в горах Капкатыс и в других местах среди вулканогенных пород залегают одиночные небольшие линзовидные интрузии серпентинитов. В Заилийском Алатау они образуют прерывистый пояс, протягивающийся почти на 200 км (Михайлов, 1962). В бассейнах рек Кичи и Чон Ыны это небольшие (до 1 км²) секущие, согласные вытянутые тела серпентинитовых антигоритовых серпентинитов, залегающие преимущественно в метаморфических породах раннего рифея. Интрузии пересечены более молодыми палеозойскими разломами, вдоль которых они частично или полностью лиственитизированы. Иногда они показывают повышенные содержания кобальта и никеля. В серпентинизированных ультраосновных породах установлены хромитовые тела (Туктургубулак). Возраст интрузий не установлен. Большинство исследователей относят их к раннему кембрию, не исключая возможности на основании сопоставлений с чу-илийским ультрабазитовым комплексом их позднекембрийского — раннеордовикского (докарадокского) возраста. С. Д. Туровский, В. Г. Королев и И. В. Носырев (1965) связывают ультрабазитовые интрузии как с байкальским, так и с каледонским циклами, выделяя соответственно средне-позднепротерозойский (интрузии западной части Заилийского Алатау, гор Джетымбель) и ранне-позднекембрийский (Джумгольский хребет) ультрабазитовые комплексы.

Более молодыми позднекембрийскими или раннеордовикскими являются интрузии кварцевых диоритов, плагиогранитов и гранодиоритов в западном окончании Киргизского хребта и Заилийского Алатау, в хребтах Сонкультау, Терской-Алатау и Каттаашу-Тор. Возраст их устанавливается в западном окончании Киргизского хребта, где интрузии Алмалы прорывают спилит-диабазовые толщи раннего кембрия и трансгрессивно перекрываются базальными конгломератами среднего ордовика. Для этих интрузий характерны конкордантная форма, конформное внутреннее строение, широкое развитие гнейсовых текстур и протокластических структур, что свидетельствует о синхронности интрузий складчатым процессам. Наряду с куполовидной интрузией Алмалы, приуроченной к ядру антиклинальной складки, и межформационной интрузией Кайнды некоторые интрузии (Сонкультауский

массива, массивы в осевой части Терской-Алатау) имеют форму грубо согласных пластообразных тел протяженностью 40—70 км при ширине 4—5 км.

Сочетание пород в отдельных интрузиях варьирует от диоритов и кварцевых диоритов до гранодиоритов или плагдиоритов. В виде пиллировых обособлений присутствуют габбро-диориты и кварцевые габбро. Местами породы гибридизированы. Контактный метаморфизм выражен в образовании контактовых роговиков, в альбитизации, хлоритизации и эпидотизации вмещающих пород. Эти интрузии принадлежат к кварцдиорит-плагдиоритовой формации.

В Каратау-Таласской мезогеосинклинальной зоне магматические проявления ранних стадий каледонского цикла незначительны. К ним могут быть отнесены маломощные покровы кварцевых кератофиров и их туфов в кремнисто-карбонатных отложениях нижнего кембрия(?), синхронные кремнисто-спилит-диабазовой формации эвгеосинклинальной зоны. По С. Д. Туровскому, В. Г. Королеву и Н. В. Носыреву (1965), к позднекембрийскому — раннеордовийскому комплексу, возможно, принадлежит Бабаханская интрузия плагдиоритов. Она представляет собой согласное асимметричное тело сложного зонального строения, обусловленного последовательным внедрением близких по составу порций плагдиоритов (Кривошукская и др., 1956). Т. А. Додонова и К. П. Помазов (1965) указывают абсолютный возраст пород Бабаханской интрузии $442-490 \pm 20$ млн. лет, но считают эти значения завышенными, а формирование Бабаханской интрузии относят к концу венда — раннему кембрию.

Магматические комплексы средней стадии каледонского цикла также распространены преимущественно в эвгеосинклинальных зонах Северного Тянь-Шаня. Среди терригенных отложений среднего ордовика — карадона широко развиты горизонты туфов среднего состава, туффитов, а также андезитовых и дацитовых порфиритов. Вулканоогенно-осадочные толщи в западной части Киргизского и в Сусамырском хребте, в бассейне р. Тюлек (Сусамыро-Долонская зона), в Терской-Алатау (Джержаланская зона) приурочены к последним прогибам раннепалеозойской структуры.

К этим же или сопряженным с ними структурам тяготеют небольшие интрузии габбро-диоритов и диоритов позднеордовийского возраста. Часто они трудноотличимы от аналогичных интрузий первой фазы следующего по возрасту позднеордовийского — силурийского комплекса гранитоидов, но местами (Каратау-Таласская зона) проявляются самостоятельно.

В связи с главной фазой складчатости и последующими поднятиями в конце ордовика — начале силура произошло формирование интрузий гранит-гранодиоритовой формации, занимающих площадь около 20 тыс. км², т. е. свыше 20% территории всего Северного Тянь-Шаня. Интрузии приурочены к границам позднекаледонских зон, обычно являвшихся глубинными разломами. Чичкано-Колбинский массив, лежащий вдоль южной границы Сусамыро-Долонской зоны (позднеордовийского прогиба), заходит своей южной частью в Каратау-Таласскую зону, являясь для нее чужеродным образованием.

Огромные сложные Чичкано-Колбинская, Сусамырская, Джумгольская, Терская, Кунгейская, Иссыккатынская гранитоидные интрузии представляют собой батолитоподобные тела, для которых характерны крутые контакты и широкая пологая кровля, осложненная прогибаниями и поднятиями. Обилие сохранившихся участков кровли, все-

нолитов, эндоконтактовых гибридных пород показывает, что интрузии имеют относительно неглубокий эрозионный среа.

Формирование гранитоидных интрузий в несколько фаз обуславливает их сложное строение. Первая фаза представлена габбро-диоритами, диоритами, кварцевыми диоритами, сиенито-диоритами, кварцевыми монзонитами, иногда контаминированными. Они слагают отдельные и в гранитоидах следующих фаз. Во вторую фазу образовались наиболее распространенные граодиориты, двуполовшпатовые граниты (адамелиты), граниты, иногда плагиограниты. Для них типичны порфировидные структуры и постоянство минерального состава со значительными колебаниями только в количестве плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Большинство исследователей признает существенное значение калиевого биотитовые граниты третьей фазы пространственно связаны с гранодиоритами и гранитами второй фазы. Между ними наблюдаются как постепенные переходы, так и резкие контакты. Такие граниты присутствуют во всех крупных сложных массивах («боортекинские» граниты Чичканов-Колбинского массива, «сарыкамшыские» граниты Сусамырского массива и др.). Отдельные фазы и весь комплекс гранитоидов в целом сопровождаются серией жильных пород расщепленного и нерасщепленного ряда пегматитами, аплитами, лампрофирами, диоритовыми порфиритами, гранит-порфирами и кварцевыми порфирами.

С интрузиями гранитоидов связаны широкие ореолы опалитовых роговиков, а также скарнов и офикальцитов в окружающих породах.

Гранитоиды внедрены в различные отложения протерозоя и раннего палеозоя, включая нижние горизонты позднего ордовика. Продукты их размыва содержатся в разновозрастных толщах среднего палеозоя, а на размытой поверхности гранитоидов в Джумгольском хребте и на северном склоне Терсей-Алатау трансгрессивно залегают вулканогенные толщи раннего — среднего девона. Предполагается, что гранитоидные интрузии различных частей Северного Тянь-Шаня синхронны или очень близки по возрасту (позднеордовикскому — раннесилурийскому). Многочисленные определения абсолютного возраста, выполненные А. Я. Крыловым (РИАН, 1963 г.), дают 370 млн. лет, а с введением поправочного коэффициента 407—425 млн. лет; Т. А. Додонова и К. Д. Помазков (1965) приводят значения 420—380 млн. лет.

В конце силура(?) — начале девона, после перерыва, когда складчатые сооружения раннего палеозоя и прорывающие их крупные интрузии гранитоидов были уже размывы, в Северном Тянь-Шане возобновилась магматическая деятельность. К этому времени относится формирование наземно-вулканогенных сугандинского и кастекского комплексов, из которых первый сложен андезитовыми и андезит-дацитовыми порфиритами, лавобрекчиями и туфами с подчиненными горизонтами конгломератов, туфопесчанников и туффитов, а второй — липаритовыми и фельзитовыми порфирами, палеогнимбридами, туфами кислых пород. Кастекский комплекс залегают на сугандинском согласно или со следами размыва или лежит непосредственно на каледонском основании. С покровами палеогнимбридов, липаритовых и фельзитовых порфиров и туфов обычно ассоциируют небольшие экструзии и субвулканические интрузии гранит-порфиров и интрузивных порфиров (Додонова, 1962; Зайченко, 1965 и др.).

Сугандипский и кастекский комплексы принадлежат андезит-дацит-липаритовой формации. Пространственное размещение их контролируется контурами эпикаледонских впадин и локальных приразломных прогибов в геантиклинальной зоне Северного Тянь-Шаня. Во многих местах вулканогенные образования прорваны ранне-среднедевонскими приповерхностными интрузиями гранитовой формации. Абсолютный возраст их, определенный аргонным методом (А. Я. Крылов, 1963; РАН), 390—370 млн. лет.

В противоположность вулканогенным комплексам интрузии приурочены к бортам эпикаледонских впадин и к окружающим их поднятиям. Это типичные послескладчатые интрузии: штоки, дискордантные массивы неправильной формы, трещинные интрузии, дайки. В строении их участвуют так называемые «красные» лейкократовые граниты, переходящие в андоконтактовых зонах, апофизах и дайках в гранит-порфиры и кварцевые порфиры. Иногда граниты грейзенизированы.

Генетически с этим комплексом связаны магнетитовые скарны и гидротермальная редкометаллическая (вольфрам, молибден) минерализация.

Более молодыми среднедевонскими или средне-позднедевонскими считаются интрузивно-вулканогенные образования основного состава, иногда резко повышенной щелочности — аральский, колбашинский и другие комплексы — Кыргызского, Сусамырского и Кастекского хребтов. В ассоциации с красноцветными континентальными отложениями они занимают сравнительно небольшие площади и варьируют по составу и мощности, что позволяет связывать их возникновение с локальными центрами извержений. В урочище Арал (Кыргызский хребет) такой комплекс мощностью более 400 м сложен диабазами, диабазовыми порфиридами, амигдалоидами и содержит певыдержанные горизонты и линзы туфов липаритовых порфиров, а также пластообразные субвулканические интрузии трахиандезитовых и андезитовых порфиритов.

В Сусамырском хребте, в покровных базальтовых и трахибазальтовых порфиритов, амигдалоидов, основных туфов общей мощностью до 300 м С. А. Лесковым установлены жерла (300 × 400 м), выполенные эруптивными брекчиями трахибазальтовых порфиритов. В осевой части Кыргызского хребта между перевалами Караколашу и Войрек Е. Н. Горецкой выявлены щелочные базальтоиды, слагающие прерывистую полосу протяженностью около 40 км и шириной 5 км. По данным С. А. Лескова, комплекс их мощностью 700—800 м образует три пачки: нижнюю, сложенную эпидейцитопирами, эпидейцититами, эпидейцитовыми фонолитами, нефелиновыми лейцитопирами; среднюю, представленную трахитовыми и эпидейцитовыми трахитовыми порфирами, и верхнюю преимущественно пирокластолитовую, сложенную туфами эпидейцитовых базальтов и эпидейцитовых пород нижележащих пачек. Стратификация комплекса нечеткая; склонения лавобрекчий и грубообломочных туфов позволяют предполагать наличие экструзий и прижерловых образований. Ассоциация пород по химизму близка к ряду пород Этпы. Пространственно и, вероятно, генетически с этим комплексом связана шонкинитовая интрузия Токайлуашу, прорывающая отложения верхнего ордовика. В районе перевала Караколашу щелочные базальтоиды несогласно залегают на ранне-среднедевонских кислых вулканогенных породах и перекрываются вместе с прорывающими их гранитами и дайками фельзитовых порфиров базальными конгломерато-брекчиями верхнего девона — нижнего карбона.

В северных предгорьях Киргизского хребта (междуречье Аксу — Сукулук) и в Кастекском хребте средне-позднедевонские вулканогенные толщи сложены андезит-базальтовыми и базальтовыми порфиритами, амигдалоидами, туфами основных пород.

Неясное возрастное положение по отношению к средне- и позднедевонским интрузивно-вулканогенным образованиям занимают каракистакский и терекский комплексы спенит-диоритовых и граносиенитовых интрузий. Абсолютный возраст их 330—338 млн. лет (Елютин и Помазков, 1965). Местами они прорывают вулканогенные комплексы, местами прорваны дайками, трещинными и лакколитоподобными телами гранит-порфиров и интрузивных порфиров, условно относимых к талдысуйскому комплексу. На них трансгрессивно с корой выветривания в основании залегают красноцветные отложения и известняки верхнего визе — амюра.

Интрузии каракистакского комплекса образовались в две фазы: в первую внедрились спенит-диориты, иногда переходящие в моцониты и шоккинитовое габбро, во вторую — граносиениты. Интрузии сопровождаются дайками моцонит-порфиров, граносиенит-порфиров, лампрофиров, залегающих в самих интрузиях и в экзоконтактовых ореолах.

Наиболее молодой среднепалеозойский талдысуйский аляскит-липаритовый комплекс развит преимущественно в западной части Северного Тянь-Шаня. В зависимости от глубины эрозионного среза он представлен образованиями различных фаций глубинности: покровами, экструзиями и субвулканическими интрузиями в урочище Арал, субвулканическими и гипабиссальными интрузиями на северном склоне Киргизского хребта (междуречье Шуйкур — Аксу) и в Сусамырском хребте. Состав комплекса входят палеогимбриты и туфы, эруптивные брекчи, липаритовые и фельзитовые порфиры, фельзофилы, фельзосфериты, кварцевые порфиры и гранит-порфиры, грауофилы, лейкократовые и аляскитовые гравиты. Они характеризуются высоким содержанием кремнекислоты и щелочей с преобладанием калия над натрием и близки по химическому составу к породам Иеллоустонского парка, находясь на границе щелочных и известково-щелочных пород.

Магматические образования талдысуйского комплекса, принадлежащие к аляскит-липаритовой формации, сопровождаются проявлениями флюоритовой, баритовой и галенитовой минерализации.

В конце девонского — начале каменноугольного периода магматическая деятельность в Северном Тянь-Шане проявилась локально. Среди верхнедевонских и нижне-среднекаменноугольных красноцветных отложений Восточно-Киргизской, Кеидыктасской, Текесской впадин местами присутствуют отдельные горизонты, или пачки, или толщи андезит-базальтовых, андезитовых и андезит-дацитовых порфиритов, реже туфов кислых пород.

Более характерна вулканическая деятельность позднекаменноугольного — раннепермского времени, когда в Восточно-Киргизской и Балыктинской (Западное Присонкулье) впадинах в связи с вулканизмом центрального типа сформировались сагызханский и каракичинский интрузивно-вулканогенные комплексы. Они объединяют покровы эффузивов, экструзии, субвулканические интрузии и дайки. Структурная позиция этих комплексов связана с разломами в краевых частях карбоновых впадин и прогибов.

Формирование каракичинского и сагызханского комплексов происходило в три фазы: стратовулканов, экструзий и интрузий. В фазу

стратовулканов образовались покровы и потоки базальтовых, андезит-базальтовых, мипдалекаменных порфиритов, туфов и лавобрекчий, а также количественно подчиненные им субвулканические интрузии, экструзии и небольшие покровы лпаритовых и фельзитовых порфиритов и их туфов. Суммарная мощность покровных образований достигает 1200 м. Во вторую фазу образовались экструзии альбитизированных андезитовых порфиритов и дацитовых порфиритов, иногда сопровождаемые короткими потоками тех же пород. Формирование комплекса завершилось небольшими интрузиями кварцевых диоритов и даек диоритовых порфиритов.

Среди магматических образований сагызханского комплекса наиболее широко представлены покровы и потоки фазы стратовулканов. Дацитовые порфириты, соответствующие фазе экструзий, установлены В. А. Макаровым только в районе г. Сагызханшоны.

Геологические, петрохимические и геохимические данные позволяют рассматривать кислые породы каракичнинского и сагызханского комплексов как дифференциаты базальтовой магмы и относить эти комплексы к лпарит-базальтовой формации.

Образования сагызханского и каракичнинского комплексов прорваны незначительными по размерам (до 60—100 км²) интрузиями шонкинитов, монционитов, граносиепитов и сиенитов, распространенными в восточной части Киргизского хребта, горах Кызыл-Омкул, Каракоо, Балыкты, в Джумгольском и Кастекском хребтах в местах сопряжения бывших впадин и прогибов камеппоугольного возраста с окружавшими их поднятиями. Близость интрузий по составу и времени образования позволяла ранее объединять их в один кызыломпульский комплекс, но с появлением нового фактического материала наметилась тенденция группировать эти интрузии в кокмайнокский и ортотокойский комплексы (Д. Н. Елютин, С. А. Лесков и др.).

Несколько более равний кокмайнокский комплекс (абсолютный возраст, по Т. А. Додоновой, 300 млн. лет) представлен монционитами, сиенитами и граносиенитами (Кокмайнокский, Киртабулгпнский, Каракурузский и другие массивы). Интрузии имеют сложное строение: периферия их сложена кенталленитами и шонкинитами, которые к центру переходят в щелочноземельные сиениты. Последние прорваны кварцевыми сиенитами, граносиенитами и завершающими кварцевыми сиенит-аплитами и гранитами. Для пород этого комплекса характерно увеличение содержания окиси калия от 4,5—5,0% в монционитах до 8,5—9,5% в сиенитах и сиенит-аплитах.

Интрузии ортотокойского комплекса (абсолютный возраст по биотиту 280 млн. лет; Елютин и Помазков, 1963) немногочисленны. Наиболее типичный Ортотокойский массив, образованный в четыре фазы, сложен гигантозернистыми сиенитами, гигантопорфировидными сиенитами, сиенит-диоритами и мелкозернистыми сиенитами и сиенит-аплитами. В Сандыкском массиве первым двум фазам Ортотокойского массива соответствуют нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты, содержащие до 13% окиси калия.

Кокмайнокский и ортотокойский комплексы в целом и отдельные фазы интрузий сопровождаются сериями даек монционит- и эссексит-порфиритов, сиенит-порфиритов, бостонитов, эпилейцитовых порфиритов, лампрофиров.

В Восточном Присовкулье, в зоне Сонкульского карбонового периферического прогиба, относимой теперь к Северо-Тяньшаньской складчатой области, находятся интрузии, сложенные габбро и оливинсодер-

жащими габбро-монцонитами (Северо-Сонкульский массив), монцонитами и кварцевыми диорит-снейпитами Сонкульского массива, прорванными гранитами и граноснейпитами и дайками аплитовидных граноснейпатов и гранитов (Злобин и др., 1965). Общая схема последовательности внедрений, аналогичные разновидности пород и характерная для них повышенная щелочность (до 7,2% при преобладании калия над натрием) делают их весьма сходными с интрузивными кокмайнокского комплекса.

Кокмайнокский и ортококойский комплексы, а также интрузии снейпитовой формации.

В Каратау-Таласской зоне кокмайнокскому и ортококойскому комплексам по времени образования (280 млн. лет) и составу соответствует курганский комплекс, изученный Т. А. Додовой (1963). К нему относятся некки (Кенторский, Колбицкий), выполняющие жерловны вулканов типа мааров, штоки (Большой и Малый Курганский массивы) и дайки, тяготеющие к неккам и гипабссальным интрузивам или образующие самостоятельные дайковые поля. В формировании комплекса установлено шесть фаз. Главными породами являются кварцевые щелочные снейпиты, щелочные трахиты, трахиты, кварцевые трахиты, эруптивные брекчии трахитов, трахандеиты, снейпит-аплиты, аплиты, бостониты, щелочные граниты, снейпит-порфиры, кварцевые латиты, керолититы, мипетты. Породы подвержены постмагматическим изменениям: альбитизации, серидитизации, карбонатизации, каолинизации и др. В курганском комплексе Т. А. Додова генетически связывает полиметаллическую минерализацию Таласского Алатау.

В западном окончании хребтов Заилыйский Алатау и Кунгей-Алатау, в Кастекском хребте, в горах Байбичен-Саур и Кызыл-Омшул, а также в хребте Терсей-Алатау на месте поднятий, обрамлявших карбоновые Восточно-Киргизскую и Тюпскую впадины, распространены приповерхностные мелкие (до 30 км²) интрузии аляскитовых гранитов, гранит-порфиров и гранофилов (актюзский и кергеташский комплексы). Это штоки, трещинные, лакколито- и дайкообразные тела и дайки, контролируемые разрывными нарушениями. В центральных частях интрузий граниты, гранит-порфиры и гранофиры часто грейзеннизированы, березитизированы, альбитизированы.

С этими комплексами генетически связана редкометаллическая (олово, молибден) и полиметаллическая минерализация. Абсолютный возраст гранитов актюзского и кергеташского комплексов аргонным методом А. Я. Крыловым (1963, ИАН) определен в 260 млн. лет.

К актюзскому комплексу, возможно, принадлежат локально развитые в Кастекском хребте покровы и экструзии лпаритовых порфиров, абсолютный возраст которых 254 млн. лет (Додова, Помазков, 1965).

Последние проявления палеозойского магматизма Северного Тянь-Шаня представлены дайками диабазов, диабазовых и других порфиров, лампрофилов. Они распространены главным образом в районах широкого развития позднепалеозойских магматических комплексов (Кастекский хребет, западное окончание Заилыйского и Кунгей-Алатау, горы Кызыл-Омшул, Каракоо и др.) и контролируются разрывными нарушениями. Более молодой возраст их устанавливается по пересечениям даек гранитов, гранит-порфиров и гранофилов актюзского комплекса, но во многих местах они трудноотличимы от даек ортококойского, кокмайнокского, сагызханского и каракичинского комплексов.

С дайковым комплексом парагенетически связана гидротермальная полиметаллическая минерализация с флюоритом, баритом, гематитом.

Тянь-Шаньская складчатая область

Средний Тянь-Шань

Своеобразие магматических проявлений в северной части Тянь-Шаньской герцинской складчатой области является одним из важных критериев для выделения Среднего Тянь-Шаня в качестве самостоятельной складчатой системы (Зубцов, 1956). В истории геологического развития ее устанавливается несколько крупных этапов: раннедокембрийский тектоно-магматический цикл, среднепротерозойский — позднепротерозойский платформенный этап (?), позднепротерозойский — раннепалеозойский тектоно-магматический цикл многоосипклинального характера с поздними стадиями в силуре и раннем девоне, среднедевонский — каменноугольный цикл с одновременно начавшимися в карбоне поздними стадиями (средний или поздний карбон — пермь). Формирование складчатых структур Среднего Тянь-Шаня связано как с каледонским, так и с герцинским тектоно-магматическими циклами. В зависимости от различной истории геологического развития отдельных районов Среднего Тянь-Шаня в позднем палеозое в нем выделяются Чаткало-Нарынская и Чаткало-Кураминская зоны (см. рис. 61).

Наиболее древними магматическими образованиями Среднего Тянь-Шаня, по-видимому, являются ортоамфиболиты, амфиболовые сланцы, метадиабазы и диабазы, залегающие отдельными горизонтами среди кристаллических сланцев и гнейсов и имеющие архейский или раннепротерозойский возраст (табл. 20).

В двух удаленных друг от друга районах Чаткало-Нарынской зоны (на западе в Пскемском хребте и на востоке в хребтах Акшійряк, Куйлю, Сарыджаз) известны интрузии сходных по составу древних гранитов, объединяемых в пскемский и сарыджазский гранитоидные комплексы. Эти интрузии приурочены к выходам фундамента в ядрах антиклинорий или в подвигнутых блоках. К пскемскому комплексу относятся две интрузии (общей площадью 400 км²), вытянутые в северо-восточном направлении вдоль оси антиклинория. Вмещающие их породы неизвестны; форма и истинные размеры интрузий неясны. Древний возраст их установлен по трансгрессивному налеганию на них тиллитсодержащих отложений венда (Зубцов и Зубцова, 1963).

Сарыджазский комплекс представлен рядом узких массивов, протягивающихся по простиранию структур более чем на 150 км. Предполагается, что они принадлежат единому батолитообразному телу (В. И. Киселев, 1960), прорывающему гнейсово-сланцевую толщу и дающему гранитные инъекции в контактовых зонах. Осадочные толщи венда, а также вулканогенный комплекс позднего протерозоя трансгрессивно перекрывают гранитоиды сарыджазского комплекса.

Возраст обоих комплексов предположительно среднепротерозойский. Определения абсолютного возраста их аргоновым методом (от 540 до 700 млн. лет) несомненно занижены.

• Интрузии сарыджазского и пскемского комплексов весьма сходны. Формирование их происходило в две фазы. В первую образовались плагиограниты, гранодиориты и гравиты, часто с порфиробластовыми структурами вследствие калиевого метасоматоза. В эдноконтактных зонах

Палеозойские магматические комплексы Среднего Тянь-Шаня Таблица 20

Возраст	Стадия	Чаткало-Кураминская зона	Чаткало-Итырская зона
Ранний триас	Поздние	Дайковый: кварцевые, фельзитовые, сферолитовые порфиры, гравофиры, сиенит-порфиры, диабазовые порфириты, трахиадезиты, долериты и др. Кызылпуринский гранит-порфир-липаритовый Аляскитовых гранитов Раванский андезит-липаритовый Гушайский граптоднорит-порфирный Куовдшский граптоднорит-порфир-сиенит-дноритовый	Шаматорский монцонит-сиенитовый Западно-таласский щелочных базальтоидов и щелочных габброидов Покровы дацитовых и липаритовых порфиритов и их туфов (хребет Акшийряк) Аляскитовые граниты чаткальского типа
		Шурабсайский андезит-дацитовый и мапакамский (кассакский) андезитовый Аляскитовые граниты арапавского типа Дацит-липаритовый (оясайская свита) Граниты кешкольского типа Кызылсайский гранит-гранодиоритовый Андезит-дацитовый (акчшская свита)	
Карбон	Поздний		
	Средний		
	Ранний	Кармазарский (кураминский) граптодноритовый Уя-мишбулакский андезит-дацитовый	Гранодиоритов кармазарского типа Покровы андезитовых порфиритов и их туфов
Девон	Поздние	Аркутсайский пироксеновых порфиритов и их туфов	Апоперидотитовые серпентиниты (хребет Акшийряк, горы Нура и Бешмойнок и др.)
	Средний и ранний	Калканатинский гранит- и граптоднорит-порфиритов Андезит-дацитовый	Андезит-дацитовый (Чаткальский хребет)
Силур	Поздний	Блотитовых гранитов и плагиогранитов Серпентиниты, пироксениты, амфиболиты (Кассакский блок) Покровы андезитовых и дацитовых порфиритов и их туфов в терригенных отложениях	Серпентиниты, пироксениты, амфиболиты (Чаткальский хребет) Покровы андезитовых и дацитовых порфиритов и их туфов в терригенных отложениях Покровы диабазов и туфов Покровы диабазов и туфов основного состава Кварцевых порфиритов, кварцевых кератофириров и их туфов
	Ранний		
Ранний палеозой	Ранние и средние		
Поздний протерозой	Платформа (?)		
Средний протерозой			
Ранний протерозой		Гнейсовидные кварцевые диориты (Кассакский блок)	Сарыджазский и пскемский гранитоидные Ортоамфиболиты, амфиболовые сланцы, метадиабазы и диабазы

они контаминированы и переходят в кварцевые диориты с гнейсовидными текстурами, а также в сиенит-диориты и лейкократовые габбро. Со второй фазой связаны небольшие интрузии аплитовидных гранитов, жилы аплитов и пегматитов.

Некоторые исследователи (Бакиров и др., 1961) к сарыджазскому комплексу относят также Восточно-Уланскую интрузию гнейсовидных кварцевых диоритов и гранодиоритов.

В пределах Чаткало-Курамынской зоны древние гранитоиды известны только в Кассанском блоке фундамента. Это гнейсовидные кварцевые диориты, прорывающие гнейсы и кристаллические сланцы.

В конце протерозоя на консолидированных структурах раннего докембрия сформировались толщи вулканогенных пород кислого состава мощностью до 1500 м. Они прослеживаются с перерывами в Чаткало-Нарынской зоне и в ее западном продолжении — хребте Каратау, а также в горах Куруктаг (провинция Синцзянь) на востоке на протяжении около 2000 км. Эти толщи тяготеют к северной части Чаткало-Нарынской зоны, вытягиваясь вдоль крупного глубинного разлома («важнейшей структурной линии Тянь-Шаня»), разграничивающего складчатые структуры Северного и Среднего Тянь-Шаня.

В составе позднепротерозойского вулканогенного комплекса участвуют в той или иной степени метаморфизованные кварцевые порфиры, фельзиты и фельзитовые порфиры, альбитофиры, кератофиры и их туфы. Резко подчиненное значение имеют породы основного и среднего состава, а также серицит-хлоритовые сланцы, вероятно, метаморфизованные туфы.

Формационная принадлежность комплекса недостаточно ясна. В. Г. Королев (1960, 1965) относит его к «порфировой» формации, Т. А. Додова (1965) — к наземной андезит-липаритовой формации. Е. И. Зубцова и Е. И. Зубцов, М. В. Тащпина (1951) и Е. Н. Горецкая (1961) предполагают, что этот комплекс может принадлежать к кварц-кератофировой формации как по ассоциациям пород, так и по тектоническому режиму, поскольку со времени его образования вновь началось геосинклинальное погружение этой территории.

В конце позднего протерозоя и раннем палеозое Средний Тянь-Шань имел многогеосинклинальный характер развития. Магматическая деятельность каледонского тектоно-магматического цикла проявилась только локально.

В венде в пределах Сарыджазского блока, устойчивого участка многогеосинклинали, вблизи ограничивающего его с юга разлома (бассейн рек Большой и Малой Талды-су) дважды накапливались маломощные (100—150 м) кремнисто-диабазовые толщи, входящие в состав вулканогенно-осадочных свит (Е. И. и Е. И. Зубцовы). С ними связаны многочисленные пластовые интрузии диабазов и габбро-диабазов, залегающие в более низких осадочных толщах венда. В дугообразно изогнутых складчатых системах Среднего и Южного Тянь-Шаня выделены по их простиранию сегменты.

В Чаткальском сегменте Чаткало-Нарынской зоны проявления вулканизма относятся к позднему ордовику. Они представлены диабазами и туфами основного и среднего состава, обычно превращенными в кварц-карбонат-эпидот-хлоритовые сланцы, в толще мощностью 1500 м (Чаткальский хребет), которая к северу (Савдалашский хребет) замещается вулканогенно-осадочной толщей (мощностью 100 м), состоящей из чередования песчаников с горизонтами диабазов и линзовидными пластами кремней.

В Чаткало-Нарынской и Чаткало-Кураминской зонах, в районе Кассанского блока в разрезах лландовери мощностью до 2000 м среди терригенных пород существенное значение имеют андезитовые порфиры, дацитовые порфиры, их туфы, реже кварцевые порфиры. В этом же районе встречаются мелкие линзовидные интрузии и дайки пироксенитов, ортоамфиболитов, серпентинитов и апосерпентинитовых лиственитов. По-видимому, они имеют позднесилурийский возраст, как это первоначально обосновал Л. И. Турбин, впоследствии сопоставлявший их с интрузиями североферганского среднекаменноугольного гипербазитового комплекса Южного Тянь-Шаня (Турбин, 1960).

Более поздние проявления каледонского тектоно-магматического цикла сосредоточены в Чаткало-Кураминской зоне. К ним условно относится комплекс биотитовых гранитов и плагногранитов, интрузии западной части Кураминского хребта. Интрузия биотитовых гранитов Каракня залегает в ядре крупной антиклинальной складки, сложенной ордовик-силурийскими отложениями, которые в контакте с гранитоидами превращены в узловатые слюдястые сланцы. Герцинские интрузии прорывают граниты Каракня и вмещающие их породы. Сходные гранитоиды содержатся в виде гальки в живетских конгломератах на правом берегу р. Ангрена. Возраст комплекса предположительно позднесилурийский раннедевонский или ранне-среднедевонский (Абдуллаев и др., 1965 «Петрография Узбекистана», 1965).

Раннедевонский андезит-дацитовый комплекс поздних стадий каледонид распространен в Чаткало-Кураминской и прилегающей части Чаткало-Нарынской зоны. Он приурочен к области, относительно стабильной в раннедевонское время и ограниченной с севера поднятиями, а с юга геосинклинально с резко дифференцированным характером погружения. В зависимости от положения во внешней или внутренней части этой области вулканогенный комплекс несколько различен по мощности и составу (Е. И. и Е. И. Зубцовы).

Во внешней зоне (Чаткальский хребет), примыкавшей к области поднятия, комплекс имеет смешанный осадочно-вулканогенный состав, умеренную мощность (до 700—900 м) и прерывистое развитие. Он сложен туфоконгломератами, туфами дацитовых и андезитовых порфиритов, в меньшем количестве лавами того же состава, иногда с горизонтами миндалекаменных диабазов, а также красноцветными песчаниками и конгломератами. Во внутренней зоне (горы Бозбугау, Каратоо, Моголтау, Кураминский хребет) отмечается почти сплошное развитие комплекса, большие мощности (до 2000 м) и более кислый состав вулканогенных пород. Здесь преобладают липаритовые и фельзитовые порфиры, фельзиты, альбитофиры и их туфы. В горах Бозбугау и Калканата, по данным Е. И. и Е. И. Зубцовых, О. М. Борисова, значительную роль играют игнибриты, указывающие на наземные условия образования комплекса. Там же известны жерловые фации, представленные невадитовыми кварцевыми порфирами и гранит-порфирами. Раннедевонский возраст комплекса определяется несогласным залеганием его пород на силурийских отложениях и трансгрессивным перекрытием их с явными следами прерыва отложениями живетского яруса.

В горах Калканата и в бассейне р. Каракня вулканогенные толщи раннедевонского комплекса прорваны небольшими интрузиями гранодиорит-порфиром, переходящих в гранит-порфиры или (в гибридизированных разностях) в кварцевые монзонит-порфиры, сиенит-диориты

и щелочноземельные сиениты. Верхняя возрастная граница интрузий устанавливается А. В. Покровским и О. М. Борисовым по трансгрессивному залеганию на них базальтовых горизонтов живецких отложений. Абсолютный возраст гранодiorитов, по Е. М. Головину (1965), 350 млн. лет.

Проявления герцинского магматизма в Среднем Тянь-Шане распределены неравномерно как во времени, так и в пространстве. В Чаткало-Кураминской зоне образования карбонового, пермского и раннетриасового возраста (средних и поздних стадий цикла) занимают около 90% площади и представлены многократно сменяющимися друг друга вулканогенными и интрузивными комплексами среднего и кислого состава. По данным геофизических исследований, эти комплексы распространены в западном продолжении зоны под покровом мезозойско-кайнозойских отложений Северных Кызылкумов (Гарьковец, 1964 и др.). Они образуют краевой вулканический пояс, на протяжении 1000 км обрамляющий с севера герцинские структуры Южного Тянь-Шаня. В фундаменте Юго-Восточного Приаралья этот пояс сочленяется с вулканическим поясом Валерьяновской зоны Западного Тургая (Бухарин и др., 1964).

Чаткало-Нарынская зона в среднем и вначале позднего палеозоя сохраняла многоосиципальный тип развития. Позднепалеозойские магматические образования занимают в ней малые площади и имеют локальное распространение, тяготея к зонам краевых глубинных разломов.

Вдоль «важнейшей структурной линии Тянь-Шаня» (хребты Чаарташ и Нура) и Атбаш-Ишмельского разлома (горы Бешмойнок, Атбашинский хребет) в Нарынском сегменте зоны встречаются одиночные очень мелкие интрузии серпентинизированных ультраосновных пород раннеили среднекаменноугольного возраста.

На юге Нарынского сегмента зоны, в районе г. Нарына и в горах Джамантау в разрезе верхнепалеозойских отложений присутствуют покровы андезитовых порфиритов, их туфолов и туфов мощностью около 500 м. В районе г. Нарына установлена их принадлежность к башкирскому ярусу среднего карбона (Зубцовы, 1961).

Гранитоидные интрузии среднего — позднего карбона и другие магматические проявления в Чаткало-Нарынской зоне формировались в общем синхронно магматическим комплексам Чаткало-Кураминской зоны.

В Чаткало-Кураминской зоне (см. табл. 20) в герцинском цикле наиболее равным является среднеивзейский аркутсайский комплекс, объединяющий толщу андезитовых порфиритов и туфов (мощность около 200 м) и их интрузивные аналоги (Васильковский, 1941; Исамухамедов, 1947 и др.).

Нямюр-башкирский уя-минбулакский комплекс принадлежит андезит-дацитовой формации и отличается широким развитием лав, туфолов и туфов андезитовых и дацитовых порфиритов, с которыми ассоциируют горизонты терригенных и карбонатных пород. Суммарная мощность вулканогенной толщи комплекса достигает 2,5—3,0 км.

Как аркутсайский, так и уя-минбулакский комплексы размещаются в восточной и южной периферических частях Чаткало-Кураминской зоны. Несогласные взаимоотношения между ними, установленные Н. П. Васильковским и другими исследователями, а также различный состав позволяют связывать их образование с различными — «добатолитовой» и «батолитовой» — стадиями тектоно-магматического цикла («Петрография Узбекистана», 1965).

Магматизм средней «батолитовой» стадии цикла представлен интрузивами карамазарского (кураминского) гранодiorитового комплекса.

Они сложены габбро-диоритами, диоритами и кварцевыми диоритами первой и равномернозернистыми гранодиоритами второй (главной) фаз. габбро и кварцевые монцититы. В главную фазу комплекса образуются интрузии гранодиоритов или граносцецитов и дайки аплитов, диоритовых порфиритов, гранодиорит- и гранит-порфиров. Абсолютный возраст гранитоидов, по Е. М. Головину (1965), 316 млн. лет, а по Н. Е. Сморгкову и Н. П. Лаврову («Петрография Узбекистана», 1965), 308 ± 12 млн. лет (по биотиту аргоновым методом).

Интрузии карамазарского комплекса являются самыми ранними и наиболее распространенными в огромных сложных батолитоподобных массивах Кураминского и Чаткальского хребтов (Чаткало-Ангренский батолит и др.) или слагают относительно крупные самостоятельные тела (Карамазарский батолит). Они прорывают осадочные и вулканогенные толщи раннего и среднего палеозоя вплоть до уя-минбулакской свиты. На глубоко размытой поверхности гранодиоритовых интрузий залегает вулканогенная акчинская свита, вследствие чего этот комплекс иногда называют «доакчинским».

Более поздние средне-позднекаменноугольные вулканогенные и интрузивные комплексы Ф. Ш. Раджабов и другие исследователи («Петрография Узбекистана», 1965) также относят к «батолитовой» стадии цикла. Резкое изменение условий, последовавшее за образованием интрузии карамазарского комплекса, характерно скорее для поздних стадий орто-магматических циклов*. К этому же времени В. А. Арапов (1966) относит заложение вулcano-тектонических депрессии развивавшихся впоследствии в кольцевые мульды проседания.

Началу поздней стадии в Чаткало-Кураминской зоне соответствует среднекаменноугольный андезит-дацитовый комплекс, в состав которого входят вулканогенная акчинская свита, сопровождающие ее экструзии и субвулканические интрузии. Мощность акчинской свиты меняется от 780—850 до 2500 м. В строении ее выше базальных конгломератов участвуют андезитовые и андезит-дацитовые порфириты, дацитовые порфиры, их агломератовые лавы и туфы. Меньшее значение имеют базальтовые порфириты и липаритовые порфиры и местами горизонты туффицитов, туфогенных песчаников и конгломератов. Абсолютный возраст андезит-дацитовых порфиритов по Ф. А. Аскаркову и К. Урунбаеву («Петрография Узбекистана», кн. 2, 1965) 303 млн. лет (аргоновый метод). Жерловые фации и субвулканические интрузии, представленные гранодиорит-порфирами и монцититами, указываются В. А. Араповым (1966) в Ташкентской и Адрасманской мульдах проседания и в других местах.

Акчинская свита с резким угловым несогласием залегает на различных отложениях среднего палеозоя, уя-минбулакской свите и прорывающих ее гранодиоритовых интрузиях. В некоторых местах акчинская свита не отличима от уя-минбулакской свиты. Возраст прорывающих ее гранитоидов здесь не установлен.

К концу среднего — началу позднего карбона большинство исследователей относят кызылсайский комплекс крупнозернистых порфировидных двуполовонцатовых гранитов — адеманлитов (абсолютный возраст 250 млн. лет; Е. М. Головин, 1965 г.) главной интрузивной фазы, а также

* Вопрос о границе средней и поздней стадии в данном регионе недостаточно ясен; по ряду геологических признаков поздняя стадия, может быть, началась только в ранней перми.

мелко- и среднезернистых порфировидных адемаеллитов, гранитов и граптодиоритов дополнительных интрузий и даек аплитов диоритовых порфиритов, граптодиорит- и гранит-порфиров. Вместе со среднекаменноугольными граптодиоритами карамазарского комплекса, от которых их стали отделять только в последние годы (Ф. Ш. Раджабов, Б. Г. Хайруллин, Э. А. Юдалевич и др.), и более поздними (поздний карбон) биотит-роговообманковыми и биотитовыми гранитами кенкольского типа гранитоиды кызылсайского комплекса слагают сложные по строению и генезису батолитоподобные интрузии Чаткало-Кураминской и сопредельной части Чаткало-Нарынской зон; синхронная с кызылсайским интрузивным комплексом осаянская свита сложена породами дацит-липаритовой формации.

С более ранними гранитоидами батолитоподобных интрузий генетически связано скарпопо-магнетитовое орудешение с медью, редкими металлами (вольфрам, молибден) и золотом (Воронич, Хамрабаев и др., 1965).

В восточной части Чаткало-Кураминской зоны, а также на флангах ее в Чаткало-Нарынской зоне распространены позднекаменноугольные (раннепермские?) интрузии аляскитовых и лейкократовых гранитов арашанского (предшурабсайского) и чаткальского типов. Граниты — биотитовые, лейкократовые или аляскитовые — обладают крупнозернистым сложением и нередко переходят в эпидоконтактовых зонах в аплитовидные граниты. Жильная серия представлена аплитами, граптофирами, пегматитами, а также диоритовыми порфиритами и порфирами. С этими интрузиями генетически связана высокотемпературная пегматит-пневматолитовая и гидротермальная редкометалловая (вольфрам, олово и др.) минерализация.

Сходные интрузии лейкократовых гранитов позднекаменноугольного или раннепермского возраста имеют небольшое развитие в восточной части Чаткало-Нарынской зоны к востоку от Таласо-Ферганского разлома в хребтах Чаарташ, Тахталык.

С развитием поднятий и расколов палеозойских структур к концу поздних стадий в Чаткало-Кураминской зоне магматическая деятельность усилилась. Для магматизма пермского и начала триасового периодов характерно чередование вулканогенных комплексов среднего и кислого состава (шурабсайский, манакамский, равашский, кызылнуринский комплексы, включающие и субвулканические интрузии) и комплексов гипабиссальных интрузий, ультракислых по составу (абсолютный возраст аляскитовых гранитов 248 млн. лет; Е. М. Головин, 1965 г.) или имеющих повышенную основность и щелочность (куюндинский, гушсайский и другие комплексы). Абсолютный возраст куюндинского комплекса по Д. Елютину и К. Помазкову (1965) 265 млн. лет. Ф. Ш. Раджабов, В. А. Арапов и др. (1965) относят комагматичные вулканогенные и интрузивные комплексы к вулканоплутоническим формациям * и связывают их образование с развитием тектоно-вулканических структур. По В. А. Арапову (1966), большая часть вулканогенных комплексов от среднекаменноугольного до пермо-триасового возраста (общая мощность от 2500 до 5000 м) и часть интрузивных комплексов пермского и ранне-триасового возраста сосредоточены в пределах Ташкенской, Адрасманской, Камчикской и других мульд проседания. Мульды имеют в диа-

* Название весьма неудачное, так как с вулканогенными образованиями бывают связаны только гипабиссальные интрузии, которые не следует называть плутонами. — Прим. ред.

метре 15—25 км (300—800 км²), иногда окаймлены дугообразными разломами. Пологоскладчатые вулканогенные толщи размещаются от более древних на периферии до более молодых в центре мульд. По периферии мульд расположены штоки, крупные дайкообразные тела, полукольцевые дайки; в центральных частях — крупные субвулканические интрузии, экструзивные купола и т. д.

К завершающей фазе магматизма в Чаткало-Кураминской зоне относится формирование дайковых поясов с неоднократным чередованием впслого (фельзитовые и сферолитовые порфиры, сиенит-порфиры, альбитопорфиры), среднего и основного состава (диабазы, различные порфириты, лампрофиры).

С магматическими комплексами пермского и раннепермского возраста в Чаткало-Кураминской зоне связаны проявления скарново-полиметаллической и гидротермальной полиметаллической, флюоритовой и баритовой минерализации.

В Чаткало-Нарынской зоне в пермский период магматическая деятельность проявлялась только локально.

В хребте Ахшпиряк известны раннепермские вулканогенные толщи, сложенные порфирами, плагиопорфирами, ортофирами и их туфами с отдельными горизонтами андезитовых порфиритов и их туфов (А. А. Луйк).

К пермскому периоду относится также формирование западно-пермского интрузивно-вулканогенного комплекса, распространенного в северных западных отрогах Таласского Алатау. Абсолютный возраст его по К. А. Абдрахманову (1961) 278 млн. лет. Гипабиссальные интрузии этого комплекса — Ирису и Кайнды — занимают площадь около 8,5 и 3,5 км² и имеют сложное строение. В состав их входят пироксениты, биотитовые и псевдолейцитовые пироксениты, шонкиниты, псевдолейцитовые монкиниты, монциониты, фергуситы, шонкинитовые сиениты, нефелиновые сиениты, сиениты. Интрузии сопровождаются дайками нефелиновых и щелочных сиенитов, сиенитов, кварцевых сиенитов, фергуситов, монционитов, сиенит-порфиров, бостонитов, лампрофиров. Породы, слагающие интрузии, характеризуются слоисто-флюидальной текстурой и часто перемежаются между собой. Возрастные и генетические отношения между ними весьма сложны.

Вулканогенные породы комплекса — щелочные базальтовые и эпидейцитовые базальтовые порфириты, тефриты, трахандезиты, латиты, трахиты, эпидейцитопорфиры, лабобрекчии и туфы — слагают толщу мощностью 200 м, распространенную на площади около 60 км². Субвулканические интрузии и дайки сиенит-порфиров, латит-порфиров, трахандезитовых порфиритов и лампрофиров прорывают их толщу. К западно-таласскому комплексу К. А. Абдрахманов (1965) относит также бадамскую трахандезитовую ассоциацию вулканогенных и субвулканических пород (Карпова, 1957), развитую в хребте Каржантау на фланге Чаткало-Кураминской зоны.

Западноталасский комплекс сопровождается скарново-магнетитовым оруденением. В последнее время с ним связывают также проявления полиметаллической минерализации (Абдрахманов, 1965 и др.).

Генезис этой редкой ассоциации пород трактуется различно. По К. А. Абдрахманову (1965), разнообразие пород западноталасского комплекса связано с процессами гравитационной дифференциации и глубинной алюмосиликатной ассимиляцией исходной щелочно-базальтовой магмы. Т. В. Молчанова (1965) считает, что щелочные породы этого

комплекса могли образоваться при внедрении гранитной магмы в мощную толщу карбонатных пород среднего палеозоя.

С интрузиями западноталасского комплекса Г. Л. Кушев (1959, 1960) сравнивает сложную построенную Шаматорскую интрузию монцитов, сиенитов и кварцевых сиенитов, расположенную в хребте Тахталик, несколько восточнее Талассо-Ферганского разлома. Абсолютный возраст ее по Г. Л. Кушеву 252 млн. лет. Вероятно, в один комплекс с Шаматорской интрузией могут быть объединены другие позднепалеозойские интрузии восточной части Чаткало-Нарынской зоны, в которых вместе с гранодиоритами ассоциируют эссекситовые и шонквинитовые габбро, монцититы, сиениты и кварцевые сиениты.

Южный Тянь-Шань, Кызылкумы и Султануиздаг

Южно-Тяньшаньская (Алае-Кокшаальская) складчатая система является наиболее крупной системой Тянь-Шаньской герциньской складчатой области. Ее западное продолжение составляет палеозойский фундамент Кызылкумов, неглубоко погруженный под мезозойско-кайнозойский платформенный чехол и выходящий на поверхность в Зирабулак-Зиаэтинских и Нуратинских горах, возвышенностях Центральных Кызылкумов и горах Султануиздаг (табл. 21). В районе Султануиздага происходит сочленение Уральской и Тянь-Шаньской складчатых областей и магматические комплексы этого хребта по химизму и металлогении значительно ближе к уральским, чем к тяньшаньским. Располагающаяся восточнее территория Центральных Кызылкумов характеризуется магматизмом и металлогенией переходного типа.

Южно-Тяньшаньская складчатая система характеризуется полнотой проявления герциньского тектоно-магматического цикла. В какие стадии его от позднего ордовика? — силура до середины среднего карбона, в связи с резкой дифференциацией тектонических движений на фоне общего погружения, в Южном Тянь-Шане существовали прогибы как мио-, так и эвгеосинклинального типа. Магматическая деятельность с образованием вулканогенных комплексов кератофир-спилит-диабазовой, кремнисто-спилит-диабазовой и кремнисто-диабазовой формаций и интрузий ультраосновных и основных пород в эвгеосинклинальных зонах проявилась неоднократно в различные интервалы силурийского и девонского периодов, в ранне- и среднекаменноугольные эпохи. По интенсивности и повторяемости основного магматизма ранних стадий особенно выделяются Джангджирская, Баубашатинская, Карачатырская, Тамдытау-Нуратинская и Северо-Букантауская зоны, расположенные вдоль краевых разломов, разграничивающих складчатые структуры Южного и Среднего Тянь-Шаня. Менее интенсивно или только в локальных структурах основной магматизм проявился в Шныльчекской, Атабашинской, Туркестано-Алайской и Восточно-Алайской зонах, примыкающих с юга к Кокшаальской, Аксайской, Ясинской, Туркестано-Зеравшанской, Зеравшано-Алайской и Кульджуктау-Зирабулакской зонам, характеризующимся многоэпизодическим типом развития в среднем и начале позднего палеозоя (см. табл. 21, рис. 61).

Наиболее ранний вулканизм Южного Тянь-Шаня относится к силурийскому периоду. Покровы спилитов, спилитовых и диабазовых порфиритов, их туфов, нередко превращенных в эпидот-актинолит-хлоритовые сланцы, и ассоциирующих с ними кремнистых пород образуют толщи мощностью 400—600 м, перемежающиеся с толщами терригенных пород,

содержащих горизонты или пачки известняков, или слагают среди них отдельные покровы.

Ранне-среднедевонские вулканогенные толщи широко распространены в Баубашатинской, Туркестано-Алайской и Джангджирской зонах. Со спилитами, вариолитами, спилитовыми и диабазовыми порфиридами, диабазами, туфами основных эффузивов и кремнистыми породами иногда ассоциируют альбитофиры и их туфы. Мощность вулканогенных толщ толщами осадочных пород по мере удаления от зон глубинных разломов, контролировавших трещинные подводные излияния основных лав.

Ранне- и среднекаменноугольные вулканогенные толщи кремнисто-спилит-диабазовой и кремнисто-диабазовой формаций распространены преимущественно в Баубашатинской зоне.

Вдоль северной границы Южного Тянь-Шаня в горах Бешмойнок, в Джангджирском, Атбашинском, Ферганском, Атойнакском хребтах, в горах Карачатыр, на северных склонах Алайского и Нуратинского хребтов распространены ультраосновные и основные интрузии северо- и южноферганского и джангджирского комплексов. Располагаясь цепочками или кулисами, они образуют прерывистый Южно-Тяньшаньский габбро-перидотитовый пояс, прослеживающийся далее в Нуратинском хребте, горах Тамдытау, всего на расстоянии около 1000 км. Почти на всем его протяжении интрузии приурочены к районам развития вулканогенных толщ кремнисто-спилит-диабазовой, спилит-диабазовой, перидотфир-спилит-диабазовой формаций силурийского, девонского, ранне- и среднекаменноугольного (башкирского) возраста. В горах Бешмойнок и в Атбашинском хребте они находятся среди осадочных раннекарибийских (?) и метаморфических докембрийских пород Сарыджазского и Атбашинского блоков. Интрузии контролируются крупными долгоживущими разломами, вдоль которых они образуют офиолитовые пояса, или сопряженными с ними разрывными нарушениями, по которым они пропикали в складчатые структуры сопредельных районов Среднего Тянь-Шаня. Среднекаменноугольный возраст интрузий достоверно доказывается только в Атойнакском и Ферганском хребтах (североферганский комплекс), где они прорывают намюрские и раннебашкирские вулканогенные толщи и трансгрессивно перекрыты отложениями ранне- и позднемосковского времени (Турбин, 1960). На северном склоне Алайского хребта интрузии ультраосновных пород имеют ранне- или среднекаменноугольный возраст. Предполагается, что в других местах они синхронны интрузиям Атойнакского и Ферганского хребтов или очень близки к ним по возрасту.

Интрузии принадлежат габбро-перидотитовой формации и представлены серпентинитами, серпентинизированными гарцбургитами, габбро, габбро-диабазами, реже или в меньшем количестве верлитами, лерцолитами, пироксенитами, оливковыми габбро и габбро-норитами. Серпентиниты и серпентинизированные гарцбургиты, иногда в ассоциации с резко подчиненными дунитами и габбро, слагают недифференцированные или слабо дифференцированные факолиты, интрузивные залежи, линзообразные и дайкообразные тела от 1 до 4—6, редко до 12—20 км длиной и шириной от десятков и сотен метров до 1—2 км. В пластообразной интрузии урочища Сартале (северный склон Алайского хребта) серпентиниты сопровождаются габбро-норитами. Более поздние верлиты, пироксениты, оливковые габбро образуют пластообразные и дайкообразные тела и дайки; в последних они нередко превращены в пироксен-гранатовые,

Герцинские магматические комплексы Южного

Возраст		Уральская складчатая область		Южно-Тянь		
		Аральский сегмент		Кызылкумский сегмент		
		Султануздагская зона	Вукантауская и Тямдтау-Нуратилская зоны	Кульджуктау-Зарабулакская зона		
Равнинный транс	Пераль	Поздние	Теплибулакский силлит-габбро-пироксенитовый			
						Поднятая
						Равнинная
Карбон		Средние	Султануздагский гранит-гранодиоритовый	Кызылкумский гранит-гранодиоритовый		
			Средний	Котта-богдалский габбро-пироксенит-перидотитовый Тубабергенский силлит-диабазовый Маджерумский вулканогенно-осадочный кварц-эпидот-актинолитовых полосчатых кристаллических сланцев	Кульджуктау-ский — габброидов Прослой туфов липаритовых порфиров в терригенных отложениях	
			Равнинный	Менжакатский перидотит-пироксенитовый Шейхдженли-караттауский диабаз-порфиритовый Джамансайский диабазовый Урусайский силлит-диабазовый	Туфы кварцевых порфиров (Северный Нуратау) Балвантауский яшмо-сциллит-диабазовый Бамкенский силлит-диабазовый	Покровы липаритовых порфиров и дацитовых порфиритов в терригенно-карбонатных отложениях
Девон		Равнинные				
						Поздний и средний
Силур						
						Равнинный

шаньская складчатая система

Туркестано-Алайский сегмент		Ферганско-Коншальский сегмент	
Зеравшано-Алайская, Туркестано-Зеравшанская зоны	Карачатырская, Туркестано-Алайская зоны	Баубаштинская, Джалгдырская, Атбашинская зоны	Коншальская, Аксайская зоны
Зеравшанский щелочной спенит-трахитовый	Алайский — щелочных и нефелиновых спенитов	Суртекинский — щелочных спенитов	Кайчашинский шовкит-мельтейгит-спенитовый
Липаритовые порфиры, туфы, палеогимбриты (Гиссарский хребет, район Копоча)	Туркестано-алайский диорит-гранодиоритовый Покровы липаритовых порфиров и их туфов в красноцветных молассах	Покровы липаритовых порфиров и их туфов в красноцветных молассах	Кокшальский гранодиоритовый
Туркестанский и каратюблевский гранитовые Гиссарский гранит-гранодиоритовый	Туркестанский габбро-диабазовый	Плагиогранит- и гранодиорит-порфиры, граниты	
	Южноферганский габбро-периодитовый Покровы диабазов, порфиритов и их туфов в осадочных отложениях раннего и среднего карбона	Североферганский и джалгдырский габбро-периодитовые Кремнисто-спилит-диабазовый и кремнисто-диабазовый	
	Кремнисто-спилит-диабазовый и кератофир-спилит-диабазовый Спилит-диабазовый	Кремнисто-диабазовый и кератофир-спилит-диабазовый	
	Покровы спилитов, диабазов, порфиритов и их туфов в осадочных отложениях силура	Покровы порфиритов и диабазов среди осадочных отложений позднегилура Кремнисто-спилит-диабазовый	

прокси-везувиан-гранатовые и везувиан-гранатовые породы. Габбро и габбро-диабазы слагают самостоятельные массивы, совмещенные с массивами серпентинитов или находящиеся в районах распространения последних. Вдоль поднегерцивских разломов серпентиниты лиственитизированы и превращены в кварц-карбонатные и тальк-карбонатные породы и листвениты.

В зонах лиственитизации установлены проявления ртутной и никелевой минерализации, магнезита и талька. С серпентинизированными дунитами, гарибургиями и серпентинитами связаны хромитовые, магнетит-гематитовые и асбестовые рудопроявления.

Интрузивная габбро-перидотитовая формация заканчивается интенсивная магматическая деятельность ранних стадий герцинского цикла в зонах эвгеосинклинального типа. В средние стадии она представлена в этих зонах локально развитыми позднепалеозойским(?) туркестанским габбро-диабазовым дайковым комплексом и позднекаменноугольными малыми гипабиссальными интрузивными плагногранит- и гранодиорит-порфирами на юго-западных склонах Атойнакского и Ферганского хребтов.

В Зеравшано-Алайской и Туркестано-Зеравшанской многоэвгеосинклинальных зонах магматическая деятельность средней стадии герцинского цикла широко проявлена гранитоидными интрузивами. К ним относятся среднекаменноугольные гранит-гранодиоритовые интрузии гиссарского комплекса, расположенные в Гиссарском хребте и на южном склоне Алайского хребта вдоль границы Юго-Западного и Южного Тянь-Шаня, среднекаменноугольные диорит-гранодиоритовые интрузии Нуратинского и Зеравшанского хребтов, а также позднекаменноугольные гранитовые интрузии Туркестанского хребта, западной части Зеравшанского хребта и Каратюбинских гор.

Главные гранитоидные интрузии гиссарского комплекса, образующие в зоне Гиссарского глубинного разлома сложный Гиссарский массив, описаны ниже, вместе с магматическими комплексами Юго-Западного Тянь-Шаня. К гиссарскому комплексу принадлежат также Гармский, Миңбулакский, Ярмазарский, Ачикампинский и другие массивы Восточного Каратегина. Они сложены порфировидными роговооблачно-биотитовыми гранитами и гранодиоритами. Гранодиориты периферических зон содержат большое количество ксенолитов вмещающих пород.

Интрузии гранитового состава более характерны для восточной части Туркестанского хребта. Среди отложений среднего палеозоя, преимущественно в ядрах антиклинальных складок, здесь залегают массивы порфировидных биотитовых гранитов, краевые зоны которых сложены мелкозернистыми гранитами. Последние образуют также самостоятельные трещинные дайкообразные тела и штоки. С гранитовыми интрузивами связаны простые и сложные пегматиты, нередко несущие оловорудную минерализацию.

Широкое развитие гранитоидные интрузии средних стадий имеют в Нуратинских, Каратюбинских и Зирабулак-Зияетдинских горах. Возраст их на основании геологических данных определяется как среднепозднекаменноугольный. В последнее время в соответствии с определениями абсолютного возраста их считают также позднекаменноугольными — раннепермскими. Указываются четыре фазы внедрения: диоритов и кварцевых диоритов, гранодиоритов, гранитов, лейкократовых гранитов (Хамрабаев, 1958). Наряду со сложными интрузивами, образованными породами всех фаз, распространены существенно гранодиоритовые и существенно гранитовые интрузии. Гранодиоритовые интрузии с широко

развитыми гибридными диоритами и кварцевыми диоритами находятся преимущественно в Нуратинских горах, гранитовые интрузии — в Каратюбинских и Зирабулак-Знауртинских горах.

Для этих гранитоидных комплексов характерна редкометальная минерализация.

В поздние стадии цикла в Южном Тянь-Шане магматизм проявился почти исключительно в интрузивной форме. Вулканические образования известны только по периферии позднепалеозойских вулканических областей. Это горизонты липаритовых, фельзитовых и дацитовых порфиров и их туфов среди красноцветных молассовых отложений ранней перми вдоль юго-восточной и южной границ Чаткало-Кураминской зоны, а также локально развитая на северном склоне Гиссарского хребта, в районе Кошоча, вблизи северной границы Южно-Гиссарской зоны, толща липаритовых порфиров, палеогимбритов и туфов кислого состава.

Интрузивные комплексы поздних стадий представлены туркестано-алайским диорит-гранодиоритовым, кокшаальским грапитовым, зеравшанским, алайским и суртекским комплексами щелочных и нефелиновых спенитов. Пространственное размещение этих комплексов вдоль границ последних («шлишевых») геосинклинальных прогибов и унаследованных остаточных впадин отчетливо видно в Туркестано-Алайском сегменте Южного Тянь-Шаня. Особое положение имеет кайчинский комплекс щелочно-ультраосновных пород и щелочных и нефелиновых спенитов. Интрузии этих разнообразных комплексов занимают около 20% площади Южного Тянь-Шаня.

Интрузии туркестано-алайского диорит-гранодиоритового комплекса (Канджайляуская, Бирксайская, Кумайская, Шахдаринская, Дабаркентская, Тегермачская, Чанская и др.) представляют собой небольшие (до 70—100 км²) крутонаклонные тела с несогласными контактами по отношению к вмещающим породам. Наиболее крупной интрузией этого комплекса является Кичик-Алайская площадью около 500 км². Интрузии расположены в ядрах антиклинальных складок или в зонах локальных нарушений, сопряженных с крупными разломами в бортах позднекаменноугольных — раннепермских прогибов. По составу интрузии разнообразны и сложены диоритами, кварцевыми диоритами, габбро-диоритами, монцититами, гранодиоритами, гранитами. Интрузии однородного состава редки. Вмещающие породы метаморфизованы с образованием контактовых роговиков и скарнов, причем контактовые ореолы отличаются значительной шириной по сравнению с величиной массивов. Раннепермский возраст комплекса хорошо обоснован в Алайском хребте, где Кумайский и Джаманджарский массивы прорывают верхнекарбонные нижнепермские отложения. Абсолютный возраст Кичик-Алайской интрузии равен 250 млн. лет (Елютин, Помазов, 1965). С интрузиями туркестано-алайского комплекса связана сульфидно-редкометальная минерализация.

Позднепалеозойские интрузии кокшаальского гранитового комплекса распространены в Кокшаальской и Иныльчекской зонах Ферганско-Кокшаальского сегмента Южного Тянь-Шаня. Это Тургутарский, Кексайский, Аксайский, Мюдрюмский, Пякерткский, Джавгартский, Ташкоринский, Майдадырский и другие массивы. Они однородны по составу и сложены крупнозернистыми биотит-роговообманковыми, биотитовыми и лейкократовыми грапитами с повышенным содержанием калинатрового полевого шпата. Несколько более поздними являются калинатровые или лейкократовые турмалиновые или турмалиносодержащие биотитовые или лейкократовые турмалиновые или турмалиносодержащие граниты мелких штоков и даек. В Иныльчекской зоне сходные граниты

называются гранитами суходольского типа. Дайковая серия комплекса представлена мелкозернистыми аляскистыми гранитами, гранит- и грапто-сиенит-порфирами, кварцевыми порфирами, аплитами, пегматитами. Для многих пород комплекса характерны альбитизация, грейзензация, флюоритизация, турмалинизация. С гранитами кокшаальского комплекса генетически связана редкометальная минерализация — олово, иногда вольфрам, тантал и ниобий.

Интрузии кокшаальского комплекса прорывают среднепалеозойские и среднекаменноугольные (московские) отложения. Возраст их большинством исследователей считается пермским или, в соответствии с определениями абсолютного возраста, позднекаменноугольным (Т. А. Додонова).

Характерной для поздних стадий герцинского тектоно-магматического цикла в Южном Тянь-Шане является формация щелочных и нефелиновых сиенитов. Интрузии ее имеют пермский возраст, но, может быть, в различных частях Южного Тянь-Шаня они не вполне одновременны.

В Зеравшанском хребте формация представлена локально развитым интрузивно-вулканическим комплексом. Покров ортогиров, трахитандезитов, нефелиновых тефритов и фюлитов г. Чимтарга прорван небольшими интрузиями нефелиновых, нефелин-анальцимовых, канкринитовых сиенитов. Кроме того, известны сиенит-порфиры, нефелин-сиенитовые норфиры, тингуаит-порфиры и др. По Р. Б. Баратову, абсолютный возраст комплекса 256 млн. лет.

Алайский сиенитовый комплекс распространен главным образом в Алайском хребте; отдельные интрузии или группы интрузий находятся также в Туркестанском хребте и в Восточном Каратегине. Интрузии размещены в ядрах складок второго порядка, в зонах локальных разломов, и только Ходжаачканская группа интрузий приурочена к зоне регионального разлома. По форме интрузии представляют собой этмолиты, штоки, грушевидные и трещинные тела площадью не более первых десятков квадратных километров. Они сложены массивными и трахитоидными пироксеновыми кварцевыми и бескварцевыми сиенитами, биотит-роговообманковыми нефелиновыми и щелочными сиенитами, эссекитами, шонквинитами, моноклитами. Взаимоотношения пород в отдельных массивах показывают часто их взаимные переходы. В Ходжаачканском, Кульпекском, Актерекском, Матчинском, Утрешском и других массивах наиболее поздние нефелиновые сиениты пересечены дайками мелкозернистых лейкократовых, нередко турмалиновых гранитов. Существуют различные точки зрения на генезис щелочных пород алайского комплекса. По Э. М. Ляшкевич, главной причиной их возникновения является взаимодействие родоначальной гранитоидной магмы с карбонатными породами на глубине при некоторой роли летучих компонентов. Н. Ф. Шинкарев связывает их образование с частичным или полным плавлением щелочно-базальтового субстрата. Абсолютный возраст интрузий алайского комплекса не ниже 220 млн. лет (Елютин, Помазков, 1965).

Интрузии суртекинского комплекса находятся в восточной части Южного Тянь-Шаня на южном склоне Атбашинского хребта и в хребте Кокшаалтау. Они представлены сложными этмолитобразными и небольшими (до 20 км²) дайкообразными телами, размещенными вблизи крупных разрывных нарушений среди силурийских, девонских и среднекаменноугольных (московских) отложений. Предполагается, что интрузии имеют пермский возраст; абсолютный возраст нефелин-сиенитового пегматита равен 272 млн. лет (Пуркив, 1965). Наиболее крупный Суртекинский массив имеет неполнокольцевое зональное строение. Центральная его часть

сложена трахитоидными нефелиновыми сиенитами, по периферии развиты эссекситы, монцониты, щелочные и нефелиновые сиениты. В пределах массива имеются дайкообразные тела кварцевых сиенитов. Жильные породы представлены аплитами, тингуитами, щелочными пегматитами, альбититами.

Интрузии кайчинского комплекса размещены восточнее, на северном склоне хребта Кокшаалтау, в позднегерцинской Кокшаальской зоне, сравнительно недалеко (15 км) от переработанного герцинскими движениями края Таримского стабильного массива. Они приурочены к Айрыторскому разлому в северном крыле Бедельской антиклинали, сложенной породами среднего палеозоя (силур — ранний карбон) и имеют активные контакты с отложениями силура и девона и послераннекаменноугольными граносиенитами и гранитами. Верхняя возрастная граница интрузий не установлена. По данным М. М. Пуркина (1965), появление интрузий кайчинского комплекса связано с позднегерцинскими движениями. Т. А. Додонова на основании определенной абсолютного возраста (314—317 млн. лет) считает их раннекаменноугольными.

В составе интрузий кайчинского комплекса принимают участие щелочные сиениты, шовкиниты, сиениты, мельтейгиты и пйолиты. Соотношение между различными породами в Кайчинском массиве площадью около 20 км² позволяет выделять три серии пород: 1) пироксениты шовкиниты и сиениты; 2) мельтейгиты и пйолиты; 3) щелочные сиениты и гигантозернистые нордмаркиты. Жильные породы представлены шовкинитами, щелочными и нефелиновыми сиенитами, щелочными гранитами и карбонатитами с редкометальной минерализацией.

В Кызылкумах (рис. 62) наиболее древним является раннепалеозойский(?) аумицзинский зеленокаменный вулканогенный комплекс, развитый в горах Аумицзатау, на юге Тамдынских гор и в Северо-Нуратинском хребте. Он сложен амфиболитами и зелеными сланцами. Мощность его в Аумицзатау достигает 1000 м. Породы комплекса обогащены ванадием, молибденом, золотом и мышьяком.

Магматические комплексы среднего палеозоя образуют узкие линейные офиолитовые пояса и принадлежат к периодит-пироксенитовой, габбро-амфиболитовой и спилит-диабазовой формациям. В Кызылкумах начинается прослеживающийся далеко на восток Южно-Тяньшаньский офиолитовый пояс. Он состоит здесь из двух параллельных ветвей — Северо-Букантауской (Тубабергенской) и Тамдынско-Нуратинской, каждая шириной от 2—3 до 15—20 км и протяжением до многих сотен километров. На закрытых территориях ветви офиолитового пояса прослеживаются по полосам положительных магнитных аномалий. Северо-Букантауская ветвь обнажена в горах Тубаберген, Огузтау, Джетымтау I и II, Тамдынско-Нуратинская ветвь — в северной части Тамдытау, в Сангрунтау, Казахтау, Дарвазатау и на северных склонах Нуратинского хребта. В восточном и западном направлениях, по геофизическим данным, обе ветви сближаются; их вероятным западным продолжением является Каратауский офиолитовый пояс хребта Султауиздаг.

Байменский спилит-диабазовый комплекс раннего силура на северных склонах гор Букантау и Нуратинского хребта образует залежи среди пшкнессилурийских сланцев и известняков; общая мощность его в разрезе не превышает 200—300 м.

Значительно шире распространены балвантауский кремнисто-спилит-диабазовый комплекс лудлов-раннедевонского возраста, развитый в горах Тамдытау, Джетымтау II и в Северо-Нуратинском хребте. В Тамдытау,

по данным И. Х. Хамрабаева, А. А. Кустарниковой и А. М. Мусаева (1964), в нем преобладают миндалекаменные спилиты, альбитофирмы, кварцевые порфиры, оливиновые диабазы и их туфы. Формирование толщ происходило, по-видимому, при подводных извержениях из нескольких центров в районах колодцев Тюменбай, Талды и Джаманкынды не выдержанные по простиранию толщи диабазов и спилитов с лавобомбы (до 2 м в диаметре) и лапилли. Характерна свежесть пород балпангауского комплекса, повышенное содержание в них натрия и резко пониженное калия, наличие бария, марганца и титана.

Тубабергенский спилит-диабазовый комплекс намюр-башкирского возраста развит в горах Букантау и в Северо-Нуратинском хребте. Он охарактеризован остатками гонимитов и фораминифер и песчано-глинистыми породами. Диабазы, миндалекаменные диабазы, диабазовые порфириты и спилиты, чередующиеся с туфами, кремнистыми породами и известняками, слагают толщу мощностью до 1500 м.

В Букантау, Дарвазатау и Северо-Нуратинском хребте широко распространены также маджерумский комплекс кварц-эпидот-актинолитовых тонкополосчатых кристаллических сланцев, имеющих, вероятно, вулканогенно-осадочное происхождение. Породы его слагают тектонические блоки длиной до 30 км и шириной до 8 км (Нуратинский хребет) и пространственно тесно связаны с диабаз-спилитовыми толщами, которые часто обрамляют их, а также с цепочками интрузий гипербазитов. Маджерумский комплекс метаморфизован сильнее, чем граничащие с ним спилит-диабазовые толщи; на этом основании некоторые геологи считают его раннепалеозойским; однако тесная связь его со спилит-диабазовыми толщами намюра позволяет предполагать их разновозрастность и генетическую связь.

Интрузии катта-богданского комплекса гипербазитов вытянуты по крупным региональным разломам и залегают среди вулканогенных толщ лудловского, девонского и намюрского возраста. Среднекаменноугольный возраст их устанавливается по прорыванию ими намюр-башкирских вулканогенных толщ в Северо-Нуратинском хребте и по наличию галек серпентинитов и перидотитов в конгломератах молассовых толщ московского и позднекаменноугольного возраста. Возможно, что в Кызылкумах имеются и более древние девонские гипербазиты: по мнению А. А. Кустарниковой, к ним относится Чарыктинский серпентинитовый массив гор Тамдытау. Протяженность наиболее крупных тел гипербазитов достигает 2—2,5 км; мощность их обычно не превышает 200—400 м. Они сложены серпентинизированными дунитами и перидотитами, пироксенитами, габбро-диоритами, а чаще всего — антигоритовыми серпентинитами. В горах Тамдытау к породам этого комплекса приурочено месторождение хризотил-асбеста. Несколько иное зональное строение с постепенным переходом от пироксенитов к габброидам имеют Джаманкынгырская и Казахтауская интрузии гор Тамдытау и Саугрунтау.

Гранитоидные интрузии инверсионной стадии представлены позднепалеозойским кызылкумским комплексом, проявленным как в палеозойских возвышенностях Кызылкумов, так и в фундаменте Туранской плиты.

Наиболее широкое распространение гранитовые интрузии имеют в Кульджуктау-Зеравшанской зоне Кызылкумов и Южного Тянь-Шаня,

представлявшей собой в среднем палеозое **многоосиэклинальный прогиб** со слабым проявлениями вулканизма.

Гранитовые батолиты прорывают отложения нижнего палеозоя(?), силура, девона, нижнего и низов среднего карбона. Многочисленные определения абсолютного возраста гранитов дали значения от 290 до 255 млн. лет, что соответствует позднему карбону и ранней перми. Основываясь на этих определениях, И. Х. Хамрабаев (1958) и другие исследователи считают интрузии позднекаменноугольными — раннепермскими. Однако наличие галек гранитов в молассовых толщах позднекаменноугольного и даже позднемосковского возраста, развитых в горах Тохтатау и в Северо-Нуратинском хребте, дает основание относить внедренные части гранитоидов к среднекаменноугольному времени. Возможно, что в состав комплекса включены разновозрастные интрузии, в том числе и каледонские, на существование которых указывает наличие галек гранитов в девонских конгломератах хребта Султанузадаг и галек кварца в основании девонских толщ в Кызылкумах.

Крупнейшими выходящими на поверхность массивами кызылкумского комплекса являются Алтынтауский в горах Букантау, Актауский в Тамдынских горах, Ауминазтауский, Таушанский и Акташский массивы гор Кульджуктау, Зирабулакский и Северо-Нуратинский массивы. Петрографически гранитоиды довольно разнообразны. Наряду с преобладающими крупнозернистыми биотитовыми и двуслюдяными гранитами и гнейздиоритами, в краевых и приповерхностных частях многих интрузивных тел развиты диориты, кварцевые диориты, габбро-диориты или же лейкократовые граниты и аляскиты. Нередко эти породы слагают отдельные небольшие массивы. Чаще всего габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты развиты вблизи контактов с карбонатными или вулканогенными толщами и, возможно, являются гибридными породами. Химические анализы диоритов и кварцевых диоритов Нуратинского батолита (Исамухамедов, 1955), Кульджуктау и других районов Кызылкумов («Петрография Узбекистана», кн. 2, 1965) показывают, что основность этих пород связана с возрастающими содержаниями извести, а иногда и магнезии. В контактах с кварцитами, кристаллическими сланцами и флишевыми толщами широкое развитие получают мусковитовые, двуслюдяные и лейкократовые аплитовидные граниты (Ауминазтауский, Алтынтауский, Северо-Нуратинский и другие батолиты).

С гранитоидами кызылкумского комплекса связано сульфидно-касситеритовое оруденение в грейзенах, скарновое шеелитовое оруденение, золото-кварцевое и золото-сульфидное оруденение.

Султанузадаг

Хребет Султанузадаг представляет собой участок сочленения Уральской и Южно-Тяньшаньской герцинических складчатых систем. Древнейшими вулканическими толщами хребта являются зеленокаменно-измененные основные эффузивы и туфы силурийского урусайского и раннедевонского джамансайского спилит-диабазовых комплексов, имеющих ограниченное распространение. Мощности их не превышают 700—800 м. Значительно шире распространен шейхджедли-катауский диабаз-порфиритовый комплекс средне-позднедевонского возраста. На западе Султанузадага мощность вулканогенных толщ достигает 4000—4500 м. Они сложены адзевитовыми и диабазовыми порфиритами, диабазами, апо-диабазами, реже дацитовыми порфиритами; в средней части раз-

реза встречаются также горизонты кварцевых порфиров и альбитофиров. На востоке Султануиздага аффузивы сильно метаморфизованы, включают большое количество гипербазитовых тел, прорваны штоками лейкокра-товых габбро, многочисленными дайками и жилами меланократо-вых пород.

С девонскими аффузивами тесно связан менажатский комплекс гипер-базитов Султануиздага, представленный мощными залежами серпентини-приурочены к контакту полосы офиолитов с вмещающими породами. Залежи часто имеют толщами девона.

С гипербазитами Султануиздага связаны Зинельбулакское и Казан-тауское месторождения талька, листвениты уральского типа, а с корами выветривания на гипербазитах — проявления никель-кобальтового и платинового оруденения (Коган, 1962; Кройская и Баранов, 1964).

Магматизм средней инверсионной стадии герцинского тектоно-маг-матического цикла представлен на территории хребта и в фундаменте Южного Приаралья султануиздагским гранит-гранодиоритовым ком-плексом, который весьма близок к кызылкумскому по составу, строению и времени внедрения. В хребте Султануиздаг обнажаются, в частности, Актауский массив гранитов и гранодиоритов и гранитоидные интрузии Шейхджейли, Джимуртау и Кубатау. Актауский массив приурочен к ядру главной антиклинальной структуры Султануиздага и характеризируется коленообразной формой, повторяющей изгиб структур палеозой-ских пород хребта. Он сложен биотитовыми плагиогранитами, переходя-щими в гранодиориты. Сходными, но хлоритизированными и эпидотизи-рованными породами сложены остальные гранитоидные массивы хребта. С султануиздагским комплексом связано золото-кварцевое оруденение и турмалиновые пегматиты с редкометальной минерализацией.

К интрузиям постинверсионной стадии относится тебинбулакский комплекс, представленный в Султануиздаге Тебинбулакской интрузией пироксенитов, горнблендитов, габбро-диоритов и Джамансайской ин-трузией граносиенитов, сиенит-диоритов и мондонитов. Часть габброид-ных массивов, окаймленных в фундаменте западной части Кызылкумов по материалам магнитометрической съемки, судя по сходству полей, также относится к этому комплексу. Тебинбулакская интрузия имеет эллипсоидальную форму и зональное строение, выражающееся в изменении пород от перидотитов (верлитов и кортландитов), и горн-блендитов в центральных частях интрузии до габбро и габбро-сиени-тов на ее периферии. Это единственный в Кызылкумах массив основных и ультраосновных пород, почти несерпентинизированных, сохранивших первоначальный минеральный состав. Некоторое сходство с ним по строе-нию и химизму пород имеет лишь Бельтауская интрузия гор Кульджук-тау. С Тебинбулакской интрузией связано месторождение титаномаг-нетита.

Джамансайская интрузия сиенитов и сиенит-диоритов также имеет зональное строение: в центре развиты граносиениты, сменяющиеся на периферии сиенитами и сиенито-диоритами, реже мондонитами.

Юго-Западный Тянь-Шань

Под Юго-Западным Тянь-Шанем понимается часть герцинид к югу от Гиссарского хребта, ограниченная с юго-запада и юго-востока р. Аму-дарьей. Большая ее часть погребена под мезозойско-кайнозойскими

отложениями Таджикской депрессии и Бухаро-Хивинского района. Выходы на поверхность докембрийских и палеозойских образований имеются лишь на южном склоне Гиссарского хребта, в его юго-западных отрогах и в хребте Кугитангтау.

Геологическое строение обнажающейся части Юго-Западного Тянь-Шаня характеризуется преимущественным развитием каменноугольных и пермских осадочных, вулканогенных и интрузивных комплексов. В герцинском тектоно-магматическом цикле осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы формировались непосредственно на докембрийском фундаменте. Представляя собой крупную тектоническую глыбу с высоко поднятым фундаментом, Юго-Западный Тянь-Шань обрамляется глубинными разломами: Гиссарским (или Бухаро-Гиссарским) на севере и Амударьинским на юго-западе и юго-востоке. В нем выделяются две структурно-формационные зоны: Южно-Гиссарская и Байсунская. Южно-Гиссарская зона является краевой; совпадая с зоной глубинного разлома, она отличается высокой мобильностью и насыщена магматическими породами. Байсунская зона расположена южнее и характеризуется сокращенными разрезами палеозоя, свойственными более стабильной области, развивающейся в условиях преимущественного поднятия. Это обусловило некоторые различия в проявлениях магматизма обеих зон.

По геологическому развитию с начала палеозоя до раннего карбона включительно Южно-Гиссарская зона имеет много общего с Северо-Памярской системой Куньлуньской складчатой области, которая огибает Юго-Западный Тянь-Шань с востока и юго-востока.

Наиболее древними магматическими образованиями являются амфиболиты и гнейсовидные граниты, залегающие в выступах докембрийского фундамента в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. Амфиболиты слагают линзовидные и пластообразные тела мощностью до 1,5—2 м среди гнейсов и кристаллических сланцев. Абсолютный возраст метаморфизма амфиболитов 450 млн. лет («Петрография Узбекистана», 1965).

Гнейсовидные граниты и кварцевые диориты представляют собой слабо дифференцированные и интенсивно контаминированные метасоматические породы, которые образуют согласные небольшие (до 2 км²) линзовидные тела, залегающие в мигматизированных гнейсах; имеются также согласные тела и линзы пегматитов и аляскитов. Абсолютный возраст гнейсовидных диоритов 470 млн. лет (Покровский, «Петрография Узбекистана», 1965).

На породах вмещающего интрузии метаморфического комплекса, протерозойский (?) возраст которого был определен по находкам спор в кристаллических сланцах, несогласно залегают отложения ордовика (р. Обизаранг) или раннего карбона (юго-западные отроги Гиссарского хребта).

В докембрийском метаморфическом фундаменте юго-западных отрогов Гиссарского хребта (Байсунская зона) находятся также девонские интрузии двуслюдяных гранитов. Со следами глубокого размыва они перекрываются отложениями раннего виае (Тарасенко, 1959). Абсолютный возраст гранитов 380—340 млн. лет (Исамухамедов и др., 1965). Интрузии представляют собой удлиненные крутонаклонные тела площадью до 30 км². Граниты лейкократовые, часто гнейсовидные; тектоническое положение их неясно.

Герцинский тектоно-магматический цикл Юго-Западного Тянь-Шаня характеризуется большим количеством магматических комплексов ранне-карбового и позднепалеозойского возраста.

К ранней стадии этого цикла принадлежат широко распространенные вахшиварский, ходжирбулакский и каратагский вулканогенные комплексы раннего карбона, а также сопутствующие им интрузии габбро, габбро-диабазов, диабазов и диабазовых порфиритов, габбро-диоритов, плагногранитов, плагногранит-порфиров и интрузивных альбитофиров. Полоса вулканогенных пород, по геофизическим данным, протягивается на закрытой территории восточной части Средней Азии от южного склона Гиссарского хребта почти до Аральского моря на расстояние около 1000 км, намечая продолжение Гиссарского глубинного разлома.

Вулканогенные образования вахшиварского комплекса представлены кварцевыми альбитофирами и их туфами, реже дацитовыми порфирами и андезитовыми порфиритами. Местами они переслаиваются с туфонесчаниками, алевролитами, известняками и конгломератами. Этот комплекс приурочен к области геоантиклинального поднятия (Байсунская зона).

В конце раннего карбона вдоль северного края поднятия (Южно-Гиссарская зона) происходило погружение, сопровождавшееся подводными трещинными излияниями каратагского и ходжирбулакского комплексов кератофир-спилит-диабазовой формации. Преобладающими в толщах являются шаровые и агломератовые лавы и туфы. Породы представлены вариолитами, спилитами, диабазами, диабазовыми порфиритами, в верхней части толщи — андезитовыми порфиритами и кварцевыми альбитофирами.

Субвулканические интрузии раннего карбона имеются в бассейнах рек Ханака и Лючоб. Это дайки и силлы габбро-диабазов, альбитофиров, а также небольшие тела альбитизированных плагногранит-порфиров (Горецкая и Рысин, 1959).

С альбитофирами и плагногранит-порфирами каратагского комплекса связана колчеданная минерализация.

К средней стадии герцинского цикла в Юго-Западном Тянь-Шане относятся вулканогенно-осадочные толщи среднего карбона, широко распространенные интрузии гранитоидов среднего и позднего карбона, тяготеющие к зоне Гиссарского глубинного разлома.

Вулканогенные породы в вулканогенно-осадочном комплексе представлены туфами среднего состава и подчиненными андезитовыми, реже андезит-базальтовыми порфиритами. Осадочные терригенные породы в разрезе преобладают над вулканогенными породами. Мощность толщ колеблется от 150—200 до 1500—2000 м. Остатки морской фауны в туффилах и известняках указывают на извержения вулканов в прибрежной полосе.

Гранитоидные гиссарский и южно-варзобский комплексы среднего и позднего карбона имеют широкое распространение.

Первая фаза гиссарского комплекса представлена гранодиоритами и кварцевыми диоритами (Харанговский массив), прорывающими кератофир-спилит-диабазовую толщу раннего карбона. Диориты и плагнограниты этой фазы образуют также гигантские ксенолиты в теле более крупной интрузии следующей фазы. В эндоконтактных зонах диориты интенсивно контаминированы до мондонит-диоритов. Абсолютный возраст гранитоидов первой фазы 297—300 млн. лет (аргоновый метод), что соответствует концу среднего карбона (Баратов, Мельниченко).

Во вторую фазу формировалась более 200 км длины при ширине 10—20 км. ского плутона, имеющего более 200 км длины при ширине 10—20 км. По данным А. Т. Тарасенко (1959), он представляет собой крутонаклонное тело, приуроченное к Гиссарскому глубинному разлому. По Н. В. Мушкину

и В. А. Кутенцу (1964), массив сложен преимущественно порфировидными двуполощитовыми гранитами (адамеллитами), роговообманково-биотитовыми гранитами, а также гранодиоритами. Эти породы известны как гранитоиды североварзобского типа. Предполагаемая глубина формирования интрузии 3—4 км. Породы главной фазы прорывают отложения не моложе нижнемосковского подъяруса среднего карбона. Абсолютный возраст их 295 млн. лет, что соответствует позднему карбону (Баратов, Мельниченко), однако с геологическими данными это не вполне согласуется, и, по-видимому, породы внедрились в конце среднего карбона. По вопросу о средне- или позднекаменноугольном возрасте гранитоидов второй фазы нет единого мнения.

В юго-западных отрогах Гиссарского хребта породам гиссарского гранит-гранодиоритового комплекса сложены Туполаицкий, Мачетлянский, Обизарангский, Кундаджуазский, Хурсантагский и Харкушский массивы, приуроченные к опирающим тектоническим швам Гиссарского глубинного разлома.

С гранитоидами среднего — позднего карбона связана редкометаллическая минерализация: скарново-вольфрамовая с оловом, скарново-магнетитовая, скарново-полиметаллическая.

Позднекаменноугольные интрузии представлены биотитовыми гранитами южноварзобского комплекса. Они распространены преимущественно на южном склоне Гиссарского хребта, где прорывают отложения не моложе нижнемосковского подъяруса среднего карбона. Абсолютный возраст их (аргоновый метод) 295 млн. лет (Баратов, Мельниченко). Интрузии весьма однородны, без следов контаминации. Среди них имеются пологие и крутонаклонные тела аплитовидных гранитов, которые, по-видимому, относятся к следующей интрузивной фазе комплекса. Они менее распространены, и тела их встречаются также в гранитоидах предшествующих интрузивных комплексов среднего — позднего карбона.

Гранитоиды, связанные со средними стадиями развития Юго-Западного Тянь-Шаня, относятся к щелочнотщелочным и не обнаруживают заметных отклонений от средних типов пород по Дэйлю.

С южноварзобским гранитовым комплексом генетически связаны хрусталоносные и редкометаллические (олово, молибден) пегматиты. Судя по присутствию редкометаллических пегматитов среди гранитоидов Гиссарского плутона, можно предполагать, что интрузии южноварзобского комплекса распространены несколько шире, чем это пока известно.

В конце позднего палеозоя в Юго-Западном Тянь-Шане, главным образом в его северной мобильной части (Южно-Гиссарская зона), происходило формирование пермских магматических комплексов поздней стадии. Комагматические породы вулканогенных и интрузивных комплексов отличаются преимущественно ультракислым составом. Магматизм развивался унаследованно в зоне глубинных разломов, приуроченных к расколам в жестком фундаменте; вулканогенные и молассовые толщи накапливались в остаточных впадинах.

Обизарангский пермский аляскит-гранитовый комплекс объединяет крутонаклонные резко несогласные интрузии. Длина их 10—15 км при ширине от нескольких сот метров до 1 км (Обизарангский, Каратагский, Лябиджойский, Ханакинский массивы). Эти интрузии характеризуются однородностью минерального состава; в периферических частях их, как и в дайках, отмечаются гранит-порфиры. Особенностью гранитов комплекса является грейзенизация.

О возрастных соотношениях обизарангского аляскит-гранитового комплекса с пермским вулканогенным нет установившегося представления. Одни исследователи считают граниты моложе, другие — древнее пермских кислых эффузивов лючобского комплекса.

С аляскитовыми и лейкократовыми гранитами обизарангского комплекса связана гидротермальная кварц-молибденитовая минерализация.

Раннепермский вулканогенный комплекс представлен фельзитовыми и липаритовыми порфирами, палеогнимбритами того же состава, дацит-ритовой формации. Они слагают лючобскую свиту, которая с резким угловым несогласием залегает на размытой поверхности всех предшествующих образований, вплоть до позднекаменноугольных, в виде хорошо стратифицированных покровов или пачек. Мощность их колеблется от нескольких метров до нескольких сот метров. Отдельные пачки свиты соответствуют базальной, фельзитовой, нижней дацитовой, липаритовой и верхней дацитовой толщам (Горецкая и Морозенко, 1962). Формирование вулканогенных толщ связано с проявлением наземного вулканизма трещинного и центрального типов. Преобладание среди вулканогенных пород палеогнимбритов позволяет предполагать проявления катма-

сбвулканические интрузии лючобского комплекса представлены межпластовыми телами дацитовых порфиров, дайками и некками (Лючобский некк) кварцевых порфиров и гранит-порфиров, а также штоками гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров (Ой-Борикский, Суффинский, Ардживакский и другие массивы) и кварцевых латит-порфиров (Сарбисайский массив).

Затухание пермского вулканизма в Юго-Западном Тянь-Шане отмечается горизонгами кислых эффузивов и их туфов в красноцветных молассах ханакинской свиты, низы которой относятся к поздней перми, а верхняя часть — к раннему триасу.

В раннем — среднем триасе в Юго-Западном Тянь-Шане формировался комплекс щелочных базальтоидов. Местами дайки его секут ханакинскую свиту поздней перми — раннего триаса. Размещение образований этого комплекса контролировалось глубинными разломами (Богайским, Джурызским, Тувишским и др.). Щелочные базальтоиды слагают трубки взрыва и дайки. Трубки взрыва, по данным В. Н. Мушкина и др. (1964), образованы эксплозивными брекчиями пикритовых порфиров. В обломках-ксенолитах содержатся не только вмещающие палеозойские породы, но и гнейсы кристаллического фундамента. В сечениях трубки взрыва имеют размеры 70×60 и 250×6 м. По генезису они близки к кимберлитам, от которых отличаются пониженным содержанием магнетита. Дайки сложены щелочными лампрофирами, мончикитами и камптонитами, которые распространены как около трубок взрыва, так и вдали от них в виде самостоятельных дайковых поясов.

Северный Памир

Магматизм Северного Памира (табл. 22) связан главным образом с герциньским тектоно-магматическим циклом. Более ранние — докембрийские и раннепалеозойские образования распространены здесь незначительно.

К протерозойскому (?) курговатскому комплексу относятся Курговатский массив, массив ледника Мазарского и ряд более мелких тел.

Комплексы герцинского магматизма в Юго-Западном Тянь-Шане
и в Северном Памире

Возраст	Стадии	Байгунская зона	Южно-Гиссарская зона	Стадии	Северный Памир
Юра	Нестроkedеш-доценовой ак-типпация		Щелочных базаль-тоидов	Поздняя	Минтекинский ли-парит-дацит-андезито-вый
Триас					
Пермь	Поздняя	Горизонты туфол-липаритовых порфи-ров и красноцветных отложений (хапакин-ская свита)	Горизонты туфол-липаритовых порфи-ров и трахиандезито-вых порфиритов в красноцветных отло-жениях (хапакинская свита)	Средняя	Каракульский гра-нодиорит-гранитовый Балтад-кишкский габбро-диоритовый
		Ширтский гранит-порфиоровый	Лячобский гранит-порфиоровый и дацит-липаритовый Обизарангский аля-скит-гранитовый		
Карбон	Средняя	Кюпюларзобекский гранитовый Гиссарский гранит-гранодиоритовый Горизонты андезитовых порфиритов и их туфол в терригенных отложениях			
	Ранняя	Ходжирбулакский шабаз-спилит-керато-фировый Вахшпирский кварц-кератофировый	Каратагский габ-бро-плагногранито-вый и кератофир-спилит-диабазовый	Ранняя	Обяхумбоуский гранодиорит-плагно-гранитовый Дарвазский габбро-перидотитовый Пяндж-сауксанский кератофир-спилит-диабазовый
Девон		Комплекс двуслю-дчатых гранитов			
Силур					
Ранний палеозой					Диабазы, порфириты, ортофиры, кератофиры ишикской свиты
Протерозой		Гнейсограниты и амфиболиты			Курговатский про-терозойский комплекс гнейсо-гранитов

Они приурочены к Курговатской антиклинали, образованной предположительно раннепротерозойскими осадочно-метаморфическими толщами. Интрузии сложены плагногранитами, гнейсовидными гранитами и грано-значением в формировании пород, по В. Н. Волкову (1959), имели процессы калиевого метасоматоза, наложившиеся на плагнограниты.

По вопросу о возрасте гранитоидов курговатского комплекса существует две точки зрения. Н. Г. Власов (1963) считает их протерозойскими, так как на них трансгрессивно лежат отложения среднего — верхнего карбона, а с позднего протерозоя по девон включительно Северный Памир испытывал спокойное, близкое к платформенному развитие. Н. Г. Машталер относит Курговатский и другие массивы к каракульскому гранитоидному комплексу позднего палеозоя — триаса, что подтверждается определениями абсолютного возраста (180—175 млн. лет).

От начала палеозоя до девона включительно территория Северного Памира испытывала незначительное прогибание со скоростью, свойственной платформенным областям (Н. Г. Власов, 1963). Магматизм для этого времени не характерен. Лишь к северу от оз. Ранкуль в ядре Илийской антиклинали известны вулканогенные толщи (мощностью до 700 м) и связанные с ними субвулканические интрузии диабазов, порфиритов, кератофиров и ортофиров. В. П. Будаев (1964) условно принимает для них ордовикский возраст, а С. С. Карапетов (1965) — средне- или позднекембрийский.

В раннем карбоне в пределах Северного Памира установлен инклинальный режим с характерным накоплением эффузивно-спилит-диабазовой формации. В условиях интенсивного прогибания происходили мощные (до 7000 м) подводные излияния лав и субвулканические внедрения пядж-сауксайского комплекса. Они образовали в Калайхумб-Сауксайской зоне вулканический пояс, который продолжается юго-западнее в Афганистане и далее, вдоль Амурдарьинского глубинного разлома по восточной и южной границам кристаллического массива Юго-Западного Тянь-Шаня, симметрично синхронному вулканическому поясу Южно-Гиссарской зоны. В состав пядж-сауксайского комплекса входят спилиты, диабазы, диабазовые порфириты, кератофиров, альбитофиров, а также туфы и туфобрекчия того же состава; подчиненное место занимают андезитовые порфириты и их туфы. Субвулканические образования сложены габбро, габбро-диабазами, кварцевыми альбитофирами, альбитофирами, плагногранит-порфирами. С дайками и интрузивными залежами альбитофиров и кварцевых альбитофиров связываются рудопроявления меди и золота. В конце раннего карбона, во время завершения ранних стадий внедрились породы дарвазского габбро-перидотитового комплекса. Контролируемые разломами в направлении общего простирания структур Северного Памира линзовидные тела их образовали прерывистую цепь вдоль границы Калайхумб-Сауксайской и Курговатской зон. Размеры тел не превышают первых десятков километров в длину и нескольких сот метров (редко первые километры) в ширину. Интрузии сложены перидотитами, серпентинитами, пироксенитами, габбро, габбро-диабазами. Встречаются жилы и линзы карбонатных и карбонатно-тальковых пород; установлены проявления никеля и кобальта.

Со складчатостью в конце раннего карбона связан Обихумбуоский гранодиорит-плагногранитовый комплекс. Его интрузии пространственно совпадают с раннекарбонным кератофир-спилит-диабазовым поясом. Наиболее значительный Обихумбуоский массив имеет размеры 60 × 15 км;

Сягранский, Мазарский и другие массивы значительно меньше. С составе обихумбоуского комплекса и особенно в Обихумбоуском массиве преобладают плагиограниты, гранодиориты, кварцевые диориты и диориты. В мелких массивах развиты альбитовые граниты, видимо образовавшиеся в результате автотематоморфизма. Ранее Н. К. Морозенко (1959 г.) выделил их в самостоятельный комплекс, однако исследования показали синхронность и общность структурного и генетического положения их с кварцевыми диоритами и плагиогранитами обихумбоуского комплекса. Жильные производные комплекса представлены дайками диоритов, плагиогранитов, гранит-порфиров; менее распространены лейкократовые граниты и аплиты.

С интрузиями комплекса связаны контактово-метасоматические рудопроявления железа (Джарф), меди, а также сульфидов свинца и цинка в кварцевых и кварц-карбонатных жилах.

Не вполне ясное возрастное положение имеют интрузии основного состава Каракульского синклинория, выделяемые В. И. Будановым и др. (1964) в баянд-киикский комплекс, а также габбро-перидотитовые интрузии южного склона Дарвазского хребта. Последние прежде рассматривались как раннекарбонные в едином дарвазском габбро-перидотитовом комплексе. По данным Н. Г. Машталера, они прорывают нижнепермские отложения и в свою очередь прорваны позднепермскими — раннетриасовыми гранитоидами. Эти интрузии образуют на южном склоне Дарвазского хребта прерывистую цепь тел, имеющих в длину до десяти километров и в ширину несколько сотен метров. Состав их: пироксениты, перидотиты, серпентиниты, габбро, габбро-диабазы. С ними связаны месторождения асбеста (Бунай).

В баянд-киикском комплексе в пределах Каракульского синклинория помимо этих пород отмечаются диабазы и порфириты. По В. И. Буданову (1964), возраст их пермский (230—210 млн. лет).

В конце перми в связи с тектоническими процессами, превратившими Северный Памир в складчатую систему, внедрились крупные гранитоидные тела каракульского комплекса. Наиболее широко они распространены в Каракульской и Дарваз-Сарыкольской зонах. В пределах последней Дарвазская и Танимасская интрузии протягиваются почти на 120 км при ширине от 5 до 15 км. В зоне Каракульского синклинория массивы имеют изометричную форму и размеры до 400 км². Это сложные многофазные интрузии, в которых габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты ранних фаз сменяются в поздних фазах гранодиоритами, гранитами, лейкократовыми и пегматоидными аляскитовыми, часто турмалиновыми гранитами. Жильные производные представлены главным образом аплитами и пегматитами с мусковитом и турмалином.

Значительных и интересных в практическом отношении месторождений полезных ископаемых в связи с каракульским комплексом пока не обнаружено. В скалах известны рудопроявления меди, серебра, золота и железа, в гидротермальных жилах — сульфиды свинца и цинка. В Дарвазском хребте нередко встречаются небольшие линзы гематита и сидерита. Возможны находки редкометалловых минералов в пегматитах и кварцевых жилах. Определения абсолютного возраста пород каракульского комплекса дают большой «разброс» с колебаниями от 254 до 190 млн. лет (Буданов, 1964).

Юго-Западный, Юго-Восточный и Центральный Памир

Общее положение в Каракумской складчатой области складчатых систем Центрального, Юго-Восточного и Юго-Западного Памира обуславливает определенное сходство проявлений в них магматизма. Имеющиеся различия зависят от их геологической истории. Юго-Западный Памир сложен кристаллическими толщами, сформировавшимися и дислоцированными, вероятнее всего, в докембрии. Палеозойская история его неясна; в киммерийской геосинклинали он являлся срединным массивом. Центральный и Юго-Восточный Памир образован преимущественно каменноугольными, пермскими, триасовыми и юрскими толщами. Существование здесь киммерийской геосинклинали несомненно, более древняя история неясна. Следует отметить, что в Юго-Восточном Памире карбон, вероятно, залегает непосредственно на докембрии, тогда как в Центральном Памире известны все системы палеозоя.

В пределах Юго-Западного Памира к докембрийским, по-видимому, принадлежат небольшие согласные тела амфиболитов, габбро-амфиболитов, лейкократовых гнейсовидных гранитов, очковых гнейсовидных гранодиоритов, аплитов и пегматитов, распространенных в бассейне р. Шахдара и в Ваханском хребте. Предполагается, что с этим комплексом и сопровождавшими его метасоматическими процессами связаны пермские стадии метаморфизма докембрийских толщ, усиленные в последующем мезозойскими интрузиями. Вероятно, с этим комплексом связаны в Ваханском хребте месторождения флогопита, лазурита и горшечных кристаллов. Абсолютный возраст флогопита из Ляджвардаринского месторождения, определенный аргоновым методом, равен 1400, 700, 200 и 150 млн. лет, а по данным Г. А. Мурпной и др. (1965), — от 1630 до 1015 млн. лет по стронциевому методу и от 676 до 380 млн. лет по аргоновому. Результаты определений противоречивы, но показания более молодого возраста могут быть обусловлены последующим наложением различных стадий мезозойского магматизма.

В Центральном Памире палеозойские и мезозойские вулканогенные образования практически неизвестны, в пределах Юго-Восточного Памира вулканическая деятельность проявилась в пермь, а также в мезозойское и кайнозойское время. В обеих этих областях и в Юго-Западном Памире имеются мезозойские и кайнозойские интрузии.

Наиболее древними вулканогенными породами в Юго-Восточном Памире являются раннепермские. Они распространены локально и имеют наибольшую мощность около 150 м. Это эффузивы и субвулканитические образования преимущественно основного состава: спилиты, диабазовые, базальтовые и андезитовые порфириты, кварцевые альбитофиры. Они образуют пластовые тела мощностью до десятков метров, переслаивающиеся с песчано-сланцевыми породами в верхней части базардаринской свиты каменноугольного — раннепермского возраста.

К наиболее раннему интрузивному комплексу Юго-Восточного Памира, сформировавшемуся, вероятно, в связи со складчатостью на рубеже триаса и юры, относятся секущие тела до 1,5 км в поперечнике габбро и габбро-диоритов, габбро-диабазов и микрогаббро, прорывающие нижнюю пермь в восточной части Юго-Восточного Памира. Возможно, что к этому же комплексу принадлежат небольшие пластообразные тела измененных основных пород в северной части срединного массива Юго-Западного Памира.

К концу раннекиммерийской фазы складчатости, вероятно к лейасу, относятся грапитоидные интрузии трещинного типа, связанные с пласто-

выми и частью с секущими разрывными нарушениями. Это протяженные (до десятков километров) и узкие (от сотни метров до 1—3 км) интрузии, образующие прерывистую дугообразную полосу в северной части Юго-Восточного Памира вдоль границы с Центральным Памиром. В западной части полосы гранитоиды ряда массивов (Джизевского и др.) представлены ортогнейсами с очковой структурой, гнейсовидными гранитами и меньше гранитами. В восточной части распространены неизмененные порфирировидные граниты пшартского типа.

Интрузии формируются в две фазы. К первой, наиболее развитой, относятся блотитовые граниты и гнейсовидные граниты, ко второй — двуслюдавые и мусковитовые, нередко пегматоидные граниты. С интрузиями связаны многочисленные жильные тела аплитов, а также мусковитовых и турмалин-мусковитовых пегматитов. Интенсивно проявлены метасоматоз, грейзенизация, окварцевание и местами турмалинизация. Общность структурного положения, тренцинный характер интрузий, порфирировидные структуры, характерные для первой фазы интрузий, и другие признаки дают основание для объединения разобщенных интрузий западной и восточной частей в единый джизевский или джизевско-пшартский комплекс (Мехи, 1964; Будапов, 1964 и др.). В пегматитах местами проявлена редкометальная минерализация. Абсолютный возраст пород различных массивов от 168 до 100 млн. лет (Будапов, 1964).

На протяжении части поздней юры и раннего мела в Центральном и Юго-Восточном Памире преобладали восходящие движения, которые закончились поаднекиммерийской фазой складчатости, превратившей эту территорию в складчатую область. С этой фазой связан, вероятно, главный гранитоидный магматизм, приведший к последовательному образованию многочисленных крупных массивов, типичных для средних стадий (аличурский, памиро-шугнупский, язгулемский, или ванч-язгулем-сарыкольский, комплексы).

Аличурский гранодиоритовый комплекс выделяется в пределах Юго-Восточного Памира. Отдельные массивы (Аличурский, Койтезекский, Базардаринский, Лянгарский, Зоркульский и другие более мелкие) образовались в крайней западной части мезозойского прогиба. Это вытянутые в направлении складчатости сложившие (многофазные) интрузии размером до 600—700 км². Ранние фазы их сложены кварцевыми диоритами, гранодиоритами, а более поздние — порфирировидными гранитами, реже граносенитами. К аличурскому комплексу, по-видимому, относятся элисейские и сходные с ними граниты, дискордантные массивы которых, по Б. П. Бархатову (1956), представляют собой более поздние фазы интрузий, прорывающие граниты лянгарского типа. Контактное воздействие гранитоидов аличурского комплекса интенсивное, проявилось в ороговикании, образовании инъекционных гнейсов, грейзенизации. Жильные производные представлены гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, лампрофирами, реже аплитами и пегматитами.

С аличурским комплексом связаны скарны, гидротермальные жилы с сульфидами свинца и цинка; с гранитоидами элисейского типа — рудопроявления вольфрамита и касситерита. Абсолютный возраст гранитоидов аличурского комплекса 95—80 млн. лет (Будапов, 1964).

Язгулемский комплекс, выделенный Н. К. Морозенко и разделенный выше на ванч-язгулемский и сарыкольский комплексы, включает главные гранитоидные интрузии Центрального Памира. Согнутые, иногда секущие, но вытянутые в направлении главных тектонических структур массивы размером до 200 км² занимают значительные площади в Ванском

и Язгулемском хребтах. Далее к востоку в области Танымаса и Зорташкола интрузивные проявления затухают и вновь интенсивно проявляются в восточной части Центрального Памира в Сарыкольском хребте.

К ранней фазе комплекса относятся габбро, габбро-диориты, габбро-нориты. Этими породами сложен массив основных пород в Ванчском хребте размером до 20 × 2 км и ряд более мелких линзовидных тел кварцевые диориты, гранодиориты. Иногда слагающие краевые части массива широко распространенные аплиты и пегматиты, а также дайки лампрофиров.

Контактные изменения вмещающих пород (контактные роговики, скарны) весьма интенсивны. В скарнах присутствуют проявления молибдена, вольфрама, меди; встречаются линзы магнетита. С этим комплексом связано также вкрапленное и жильное молибденовое оруденение. Пегматиты содержат редкометаллическую минерализацию. В кварцевых и кварц-карбонатных жилах встречаются гнезда с горным хрусталем.

Памиро-шугнанский комплекс гранитовой формации развит в пределах Юго-Западного Памира. К нему относятся самый крупный на Памире Памиро-Шугнанский массив протяженностью более 200 км при ширине от 5 до 20 км, а также более мелкие Хорогская, Намангутская и другие интрузии. В состав комплекса входят биотитовые мелко- и среднезернистые, иногда порфиридные гнейсовидные граниты, граниты, двусоставные граниты; к более поздним фазам относятся лейкократовые граниты и многочисленные разнообразие аплиты и пегматиты. Это также включает кристаллические сланцы и гнейсы.

По вопросу о возрасте гранитоидов памиро-шугнанского комплекса высказывались различные мнения. Вероятно, образование его относится к главной фазе тектогенеза, возможно, оно растянуто во времени и закончилось в позднем меле. Абсолютный возраст по большинству определен равен 35—12 млн. лет, что соответствует олигоцену и неогену (Буданов и др., 1964). Однако такой возраст нельзя принять, так как интенсивность, характер и масштабы тектонических процессов, происходивших на Памире в палеогене и неогене, несоизмеримы с колоссальными масштабами интрузивного магматизма, образовавшего памиро-шугнанский комплекс. Возможно, что в пределах Памиро-Шугнанского массива могут быть выделены два разновозрастных комплекса, из которых более молодой, палеогеновый, обуславливает омоложение всего массива.

К концу раннего мела развитие ранних и средних стадий мезозойского цикла закончилось и области Центрального и Юго-Восточного Памира перешли в поздние стадии развития.

В конце мелового периода и в палеогене в наземных условиях при глыбовых передвижках и образовании разрывных нарушений был создан прерывистый вулканический пояс, тяготеющий к области стыка Центрального и Юго-Восточного Памира. В бассейне р. Бартагта произошло накопление вулканогенных толщ бартагтского комплекса. В состав их входят альбитофиры, диабазовые и андезитовые порфириты, микродиориты, андезиты, андезит-базальты, кварцевые альбитофиры, туфы и туфопесчаники.

На востоке вулканического пояса развит пшартский комплекс, сложенный красноцветными песчаниками и конгломератами и вулканогенными породами общей мощностью до 120 м. Последние характеризуются повышенной щелочностью и представлены трахибазальтами, лавовыми брекчиями гналобазальтов, измененными долеритами, андезит-базальтами.

оливиновыми базальтами, а в субвулканических разностях — эссекситовыми габбро и долеритами. Вулканогенные образования такого состава имеются также в районе Акбайтала, севернее рассматриваемого вулканического пояса. По петрохимической характеристике В. П. Буданов и В. И. Дронов (1964) относят их к средним типам субщелочных базальтоидов. В целом породы бартапского и лпаритского комплексов могут быть отнесены соответственно к андезит-базальтовой формации и формации субщелочных базальтоидов.

На юго-востоке Юго-Восточного Памира значительные площади занимают эффузивы и субвулканические образования кызыл-рабатского комплекса андезит-дацит-липаритовой формации. Они представлены андезитами, дацитами, липаритами и субвулканическими гранит-порфирами, граптопорит-порфирами и граносиенит-порфирами. Характерно теснейшее переплетение и взаимопереходы эффузивов с субвулканическими образованиями. О возрасте этого комплекса нет единого мнения. П. Д. Виноградов считал его позднеюрским, учитывая залегание эффузивов на размытой поверхности отложений, относимых к низам верхней юры. А. М. Мехи по тем же соображениям и по данным абсолютного возраста — от 130 до 95 млн. лет (раннемеловая эпоха) — относит его к меловому периоду и считает, что он образовался ранее аличурского граптопоритового комплекса. В. И. Буданов, В. И. Дронов, Б. П. Бархатов и другие считают его палеогеновым. Последнее представляется более приемлемым, поскольку по составу и характеру образований он соответствует поздним стадиям развития.

Интрузии поздних стадий образуют малые дискордантные тела. К ним в Центральном Памире относятся Кумачдаринская интрузия кварцевых диоритов, граптодиоритов и гранитов, дайки и штоки диоритовых порфиритов в районе Кумачдары, диоритовые порфириты р. Пасхуф, гранитоидный Сохчаревский массив, Джамакский массив сложного состава (габбро, диориты и кварцевые диориты, граниты, порфиroidные граниты, в том числе граниты рапакиви), Баджударинский гранитоидный массив. Состав комплекса пестрый, преобладают гранитоиды, но в равных фазах присутствуют габбро, диориты, кварцевые диориты. К жильным образованиям относятся редкие и небольшие тела пегматитов.

Существует мнение, что все эти интрузии сходны по составу с ранее описанным ванч-язгулемским комплексом и поэтому он должен также относиться к палеогену (Буданов, 1964). Однако состав, форма интрузий и их положение в тектонических структурах не идентичны интрузиям ванч-язгулемского комплекса и поэтому следует критически рассматривать данные абсолютного возраста пород последнего, колеблющиеся от 120 до 20 млн. лет при преобладании определений в пределах от 77 до 20 млн. лет (Буданов, Борщевский, Гаврилов, 1964).

К комплексу дискордантных интрузий альпийского возраста Н. К. Морозенко относит ряд гранитных интрузий Юго-Восточного Памира. Это Бардаринский, Хуфский, Раумидский, Девлехский, Башгумбезский и Уртабузский массивы, сложенные биотитовыми, иногда порфиroidными гранитами и сопровождаемые немногочисленными пегматитами. А. М. Мехи, В. И. Буданов и др. объединяют эти интрузии в башгумбезский комплекс, который, по их представлению, является раннемеловым и следует после аличурского, но до пампру-шугнанского комплексов, так как жильные производные последнего секут Башгумбезский и Уртабузский массивы. Не исключено, что интрузии южной части Юго-Восточного Памира являются складчатými образованиями каракурумской

образованиями (Ковжук, 1956; Додонова, 1963 и др.). Вместе с проявлениями наземного вулканизма они могут быть отнесены к базальтовой и трахибазальтовой формациям. Абсолютный возраст их, по данным А. Я. Крылова (1960, РИАН), 55 млн. лет.

К западу от Таласо-Ферганского разлома проявления магматической деятельности кайнозойского времени на территории Тянь-Шаня неизвестны. Туфогейные породы и примесь вулканического пепла среди осадочных отложений отмечаются только в разрезах позднечетвертичного — раннеолигоценного возраста Южно-Таджикской депрессии (Зеленова, 1956; Дробинина и др., 1964). Предполагается, что источник вулканогенного материала находился в районе Бадхыза (Ковдитеров и др., 1965).

УРАЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА ВВЕДЕНИЕ

Урал вместе с Тургаем, Тиманом, полуостровами Пай-Хой и Капин, островами Вайгач и Новая Земля составляют сложную построенную и полициклически развивавшуюся Урало-Тимано-Новоземельскую складчатую систему (рис. 63). В истории развития этой системы выделяют архейский, раннепротерозойский, позднепротерозойско-кембрийский и ордовикско-триасовый тектоно-магматические циклы.

Образования архейского и раннепротерозойского возраста слагают Тараташскую глыбу в северной части Башкирского антиклинория (Южный Урал). Преимущественно многоэпиклинальные формации позднего протерозоя развиты в пределах Башкирского антиклинория, на Тимане и п-ове Капин. Позднепротерозойско-кембрийские эвгеосинклинальные формации распространены преимущественно в водораздельной полосе Урала. Магматические и осадочные формации ордовикско-триасового возраста отвечают герцинскому тектоно-магматическому циклу, имеющему сквозное развитие от раннего ордовика до раннего мезозоя (Белюсов, 1954).

Вопросы, связанные с реконструкцией доордовикской истории тектоно-магматического развития Урала и Тимана и вопрос о характере структурного соотношения северной части Уральской складчатой системы с другими складчатыми областями Центрального сектора Советской Арктики, остаются дискуссионными. Тиман вместе с п-овом Капин представляют собой внешнюю зону древней Урало-Тиманской складчатой системы, развитой на северо-восточной и восточной окраинах Русской платформы.

Самые древние проявления магматизма на рассматриваемой территории относятся к архею. Развитие подвижного пояса завершается в раннем триасе, а последние всплески вулканизма падают, по-видимому, на начало палеогена.

Наиболее богат магматическими проявлениями ордовикско-триасовый тектоно-магматический цикл, в течение которого уральский магматизм приобрел тот своеобразный фемический характер, который выделяет Урал среди других складчатых систем Советского Союза.

Доордовикские тектоно-магматические циклы

Архей

Наиболее древние образования Урала слагают Тараташский срединный массив, заключенный среди более молодых и относительно менее

метаморфизованных отложений многоэпиклиналиного типа. Нижний структурный этаж Тараташского массива сложен разнообразными интрузивными гнейсами, мигматитами, амфиболитами и интрузиями габбро-амфиболитов, гипербазитов и микроклиновых гранитов. Исходными породами толщи амфиболитов (соколинский метаморфический комплекс), по-видимому, явились гипабиссальные интрузии основного состава и излившиеся спилиты и диабазы.

Габбро-амфиболиты выделены в сыропятковский (шигирский) интрузивный комплекс измененных габбро, перидотитов и серпентинитов, условно отнесенных к метаморфизованным аналогам дунит-пироксенит-габбровой формации.

Микроклиновые гранитоиды инъецируют разнообразные гнейсы, амфиболиты и габбро, образуя серию гибридных пород. Они залегают в виде мелких жил, линз и тел или образуют небольшие массивы с нечеткими контурами, объединенные в шигирский комплекс калиевых гнейсовидных гранитов и гибридных пород. Абсолютный возраст монацитов и цирконов из гнейсовой толщи равен 3320 млн. лет, а из калиевых гранитов — 2670 млн. лет (Овчинников и др., 1964).

Учитывая состав гнейсовой толщи (биотитовые силлиманитовые гнейсы, измененные вулканогенные породы), а также присутствие дунит-пироксенит-габбровой формации и формации калиевых гранитоидных пород, нижний структурный

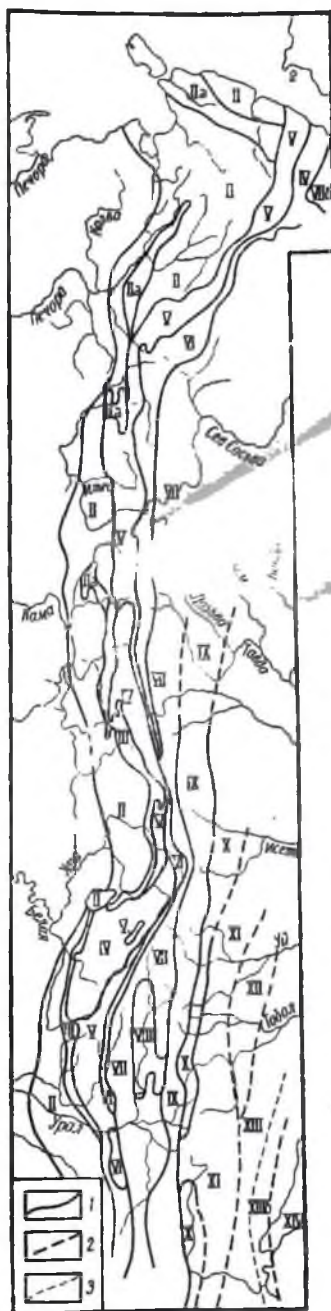


Рис. 63. Схема структурно-формационного районирования Урала

1 — границы структурно-формационных зон, 2 — то же под покровом рыхлых отложений; 3 — границы структурно-формационных подзон. 1 — Русская платформа, II — Передовой прогиб; IIa — выступы древних толщ в Передовом прогибе; III — зона складчатых отложений палеозойского платформенного типа на западном склоне Урала, структурно-формационные зоны. IV — Западно-Уральская антиклинорная, V — Зиландро-Нижнерская синклиниорная и ее аналоги в Илзебетовском районе и на севере, VI — Центрально-Уральская (или Уралтауская) антиклинорная, VII — Тагильно-Магнитогорская синклиниорная зона и ее аналоги на севере (VIIa — Войкарский и VIIb — Шучумский синклиниории), VIII — Магнитогорская синклиниорная, IX — Восточно-Уральская антиклинорная, X — Алапаевско-Брединская синклиниорная, XI — Тобольская антиклинорная, XII — Притобольская синклиниорная, XIII — Западно-Тургайская синклиниорная, XIIIa — Палерьяновская синклиниорная, XIIIb — Борковский антиклинорная подзоны, XIV — Центрально-Тургайская зона

этаж Тараташской антиклинали может рассматриваться как образование самостоятельного архейского тектоно-магматического цикла.

Ранний протерозой

Верхний структурный этаж Тараташского массива резко отличается от нижнего ориентировкой и характером структур, метаморфизмом и наличием в основании толща слюдястых и железистых кварцитов и джеспилитов, которые вверх по разрезу сменяются толщей очковых гнейсов и сланцев с пачками измененных диабазов, порфиритов и амфиболитов, представляющих собой, по-видимому, самостоятельную интрузивно-вулканогенную формацию (тогоякский комплекс). С верхним структурным этажом Тараташского массива тесно связаны интрузии куватальского комплекса измененных пироксенитов, аршинского комплекса плагногранитов и тараташского комплекса гранитов, гнейсовидных гранитов и гибридных пород (Смирнов, 1964). Абсолютный возраст очковых гнейсов равен 2730—1560 млн. лет, аршинских гранитов — 2200 млн. лет, тараташских гранитов — 1950 млн. лет. Породы испытали последующий метаморфизм с возрастом 1600—1650 млн. лет (Краснобаев, 1963; Овчинников и др., 1964). Эти данные позволяют считать, что верхний структурный этаж Тараташского массива отвечает раннему протерозою.

Аналогами тараташских структур, вероятно, являются образования фундамента Русской платформы (Гарань, 1946; Варданянц, 1960 и др.), по геофизическим данным прослеживающиеся до водораздельной полосы Урала. Некоторые исследователи (Водорезов, 1963 и др.) сопоставляют с ними наиболее древние структуры Мугоджар и восточного склона Урала.

Средний протерозой

К поздней стадии раннепротерозойского тектоно-магматического цикла, по-видимому, следует относить отложения бурзянской серии, сформировавшиеся в грабенообразном (Гарань, 1966) межгорном прогибе, интрузии гранитов рапакиви и маншакскую свиту. Отложения бурзянской серии залегают на метаморфических толщах с большим перерывом и резким угловым несогласием. В основании ее залегает конгломерато-диабазовая толща, которую можно сравнить с базальтовыми формациями межгорных прогибов, а выше — мощная толща терригенных и карбонатных пород.

Бурзянская серия дислоцирована бакальской (Гарань, 1946) складчатостью; позднее произошло внедрение шатисского комплекса эссекитов и габбро-диабазов, а затем гранитов рапакиви Бердяшского плутона.

Шатисский комплекс оливковых диабазов, эссекитов и шонкинитов представлен мелкими дайками, залегающими среди пород саткинской свиты, и ксенолитами в породах Бердяшского плутона. Большая часть этих пород сильно изменена и превращена в пироксеновые меланодиориты, полевошпатовые вебстериты и другие гибридные породы. Диабазы, эссекиты и шонкиниты характеризуются высоким содержанием окиси магния и низким — глинозема. Они отнесены к формации щелочных габброидов.

Бердяшский плутон, по А. Н. Заварицкому (1937), образует несогласный многофазный шток размером 10 × 4 км. Он метаморфизует карбонатные породы саткинской свиты с образованием скарнов. Абсолютный возраст пород определен разными методами и равен 1500—1400 млн. лет. Наиболее древними среди них являются рапакиви-граниты,

за ними следуют сиениты, нефелиновые сиениты и жильная серия лампрофириров, эгирип-ангитовых пород, пегматитов, аплитов и кварцевых порфиритов. Химический состав рапакиви-гранитов характеризуется низким содержанием кремнекислоты (60%), почти равными количествами натрия и калия и относительно высоким — извести (2—5%).

Выше отложенной бурзянской серии залегает машакская (кувашская) и липаритовых порфиритов, залегающая несогласно как с подстилающими, так и с покрывающими кварцитами загалтинской свиты. Вслед за формированием машакской свиты, очевидно, имели место континентальный перерыв и эпоха выравнивания.

Перечисленные образования, относимые к началу позднего протерозоя (1600—1400 млн. лет), по формационному типу сходны с образованиями поздней стадии, включая и часто ее завершающую контрастную липарит-базальтовую формацию, что служит основанием рассматривать их как завершение раннепротерозойского тектоно-магматического цикла. Ю. Д. Смирнов предлагает выделять их в особый кузинский тектоно-магматический цикл, отвечающий преготидам Скандинавии и медвежьезерскому циклу Канадского щита.

Поздний протерозой

Позднепротерозойские отложения на западном склоне Урала и на Тимане сложены главным образом многоэпизодными миогеосинклинальными образованиями; это разделенные крупным несогласием юрматинская и карельская серии.

Во времени формирования юрматинской серии (1400—1100 млн. лет) могут быть отнесены интрузии кузинского комплекса высокотитанистых габброидов, рябиновского комплекса гранитоидов и метасоматических гнейсов и гранитов Губинского массива. Интрузии кузинского комплекса прорывают отложения бурзянской, юрматинской серии и кувашской свиты и в свою очередь метаморфизованы гнейсовидными гранитами Губинского массива. Абсолютный возраст слюд из пегматоидного габбро равен 1100 (?) млн. лет; губинских метасоматических гнейсовидных гранитов по калиевому полевому шпату рубидий-стронциевым методом 1180 (?) млн. лет, а по слюдам 270—450 млн. лет (Овчинников и др., 1964).

Кузинский комплекс габброидов состоит из нескольких интрузивных тел, имеющих форму даек или пластовых залежей, протяженностью от нескольких километров до первых десятков километров при мощности от 0,5 до 2 км. Они сложены главным образом габбро, габбро-диабазами и габбро-норитами, а также метаморфизованными породами — амфиболитами, горнблещитами, биотит-актинолит-хлоритовыми и другими сланцами. Реже встречаются согласные залежи диоритов и шпировые выделения пироксенитов, пегматоидных пород и анортозитов. Породы характеризуются высоким содержанием железа, титана и ванадия. Спектральный анализ отмечает присутствие Ga, Nb и др.

С кузинским комплексом связаны месторождения ванадиеносных титаномагнетитов, отмечены следы платиноидов. Породы отнесены к формации дифференцированных габбро-норитов.

Комплекс рябиновских гранитоидов состоит из ряда пластообразных тел размером до 20 × 4 км, сложенных микроклиновыми, гранофировыми, пертитовыми или автипертитовыми гранитами и реже плагиогранитами и кварцевыми диоритами. Абсолютный возраст циркона из гранитов

(свинцовый метод) равен 1260 млн. лет; калиевого полевого шпата (рубийный-стронциевый метод) — 980 млн. лет (Овчинников и др., 1964).

Губинские гнейсовидные граниты не дают четких границ с вмещающими породами бурзянской серии и куваншской свиты и имеют явно метасоматическое происхождение.

К юрматинскому времени относятся измененные вулканиты восточных разрезов зигазино-комаровской свиты в Башкирском антиклинории, а также часть габбро-диабазов нерасчлененного бакало-саткинского комплекса.

На Тимане к юрматинскому времени относятся метаморфические сланцы и пластовые тела габбро-диабазов и спилитов (?), развитые на п-ове Каини и Северном Тимане (чернореченский комплекс). Абсолютный возраст юрматинской серии, установленный по глауковитам авзянской свиты, равен 1260 млн. лет. Возраст метаморфизма осадочных пород Тимана равен 1130 млн. лет. Это позволяет предполагать, что основные тектонические структуры юрматинской серии, связанные с авзянской складчатостью, возникли на рубеже около 1100 млн. лет.

Абсолютный возраст пород каратауской серии, включая осадки флишеидного типа усть-чурочинской свиты, определен в интервале 1100—650 млн. лет.

Магматические комплексы средней и поздней стадии позднего протерозоя наиболее разнообразны и лучше всего сохранились на Тимане. Здесь они представлены барминским комплексом габбро и габбро-диабазов, тиманским комплексом гранитов, румянничным комплексом сиенитов и четлакским комплексом лампрофиров, никритов и шюккинитов.

Тиманский комплекс гранитов развит на п-ове Каини, Северном Тимане и в пределах фундамента Печорской синеклизы. Гранитоиды метаморфизуют осадки чернореченской и барминской свит, а также габброиды барминского комплекса и в свою очередь изменены под влиянием сиенитов. Они рассечены дайками лампрофиров. Абсолютный возраст гранитов по слюдам равен 625 млн. лет. Интрузии сложены порфировидными и милонитизированными гранитами, имеющими постепенные переходы с вмещающими толщами и более молодыми аплитовидными микроклинковыми и плагиноклазовыми гранитами, имеющими резкие границы с порфировидными гранитами. В массивах наблюдаются разнообразные гибридные породы. Жильная свита представлена аплитами, пегматитами и кварцевыми жилами. Химический состав гранитов близок среднему составу гранитов по Дзели, отличаясь от последнего пересыщенностью глиноземом ($a' = 40-85$) и относительно высоким содержанием щелочных алюмосиликатов ($a : c = 10,6$). Граниты Северного Тимана характеризуются повышенным количеством Cr, V, Co и Ni. В гранитах п-ова Каини больше Ca, Pb, Sn.

С гранитами связаны золото, сульфиды железа, молибдена и др., флюорит и слюды. Реже встречается касситерит.

Сиениты румянничного комплекса пользуются широким распространением (п-ов Каини, Северный Тиман, Средний Тиман). Сиениты моложе гранитоидов Тимана и сами рассечены дайками лампрофиров. Абсолютный их возраст 640—600 (?) млн. лет (Швенсен, 1964). Массивы их сложены гибридными породами, разрозненными сиенитами, кварцевыми и щелочными сиенитами. Нередко наблюдаются нефелиновые сиениты и сиенит-пегматиты, а также долампрофировые аплиты. Переходы между породами, кроме аплитов, постепенные. Сиенитовые аплиты моложе сиенитов, но древнее лампрофиров.

Своеобразие химического состава сиенитов заключается в значительном колебании содержания глинозема и кремнезема, высоким общим содержанием щелочей с преобладанием калия ($n = 40-60$). Характерно высокое содержание Pb, Ag и Zn.

С сиенитами связаны рудопроявления рассеянных элементов. Они могут быть отнесены к формации сиенитов и нефелиновых сиенитов поздней стадии позднепротерозойского тектоно-магматического цикла.

Четлаасский комплекс лампрофиров, шонккинитов и пикритов встречен почти во всех структурах Тимана. Вместе с карбонатитами он относится к самым молодым магматическим образованиям Тимана, за исключением базальтов среднего и позднего девона. Абсолютный возраст лампрофиров, по Ю. П. Ниенсену (1964), равен 640—475 (?) млн. лет. Дайки лампрофиров, пикритов и шонккинитов имеют разную мощность. Лампрофиры представлены амфиболовыми и пироксеновыми породами, присутствуют также лейкократовые щелочные разновидности. Кроме лампрофиров выделяются пикриты, тералиты, шонккиниты, фергуситы, беккингиты, вогезиты, миньеты и другие породы. На Среднем Тимане распространены также рудоносные метасоматические жилы (слюдиты, кварц-полевошпат-эгририновые жилы, альбититы, гематитовые жилы) и карбонатиты. Лампрофиры характеризуются резко выраженным калиевым составом. Средний состав их близок к нефелиновым базанитам по Дэлл. Пикриты очень близки к кимберлитам. Лампрофиры по сравнению с сиенитами Тимана обогащены V, Cr, Co, Ni, Cu и Nb.

С метасоматическими жилами и карбонатитами Среднего Тимана связаны железные руды, сульфиды меди, рассеянные элементы. С пикритами, возможно, связаны алмазы Тимана.

Породы четлаасского комплекса относятся к формации щелочных лампрофиров и пикритов. Метасоматические жилы и карбонатиты образуют самостоятельную формацию. И те и другие являются типичными образованиями платформенного этапа развития Тимана.

Микроклиновые граниты и сиениты позднепротерозойского возраста присутствуют, по-видимому, и на Урале. В водораздельной полосе Урала к ним, возможно, относятся наиболее древние гранитоиды Уфалейского района, на восточном склоне — граниты, метаморфизующие плаггиогнейсовый комплекс, но резко отличные от более молодых гранитоидов; по-видимому, именно для гранитов этого времени близ пос. Котансу (Южный Урал) и в Тургайском прогибе получен возраст около 650—600 млн. лет (Гаррис, 1961).

К каратаускому времени на западном склоне Урала относятся, по-видимому, сиениты р. Авашля и часть габбро, габбро-диабазов и долеритов бакало-саткинского комплекса. Абсолютный возраст их, по данным М. А. Гаррис (1961), около 1100 млн. лет.

С позднепротерозойскими отложениями ашинской серии Среднего Урала связана формация щелочных базальтоидов дворцевого комплекса. Щелочные базальтоиды развиты на западе многоинклинальной области и прослеживаются на расстоянии 70—100 км в бассейнах рек Косью, Усьвы, Вильвы и Койвы. Они представлены трахиандезитовыми порфиритами, авгититами, лимбургитами, интрузиями эссексит-диабазов, тешенитов, крицанитов и эссексит-порфиров. В подчиненном количестве развиты трахитовые и кварцевые порфиры. Вулканы дворцевого комплекса переслаиваются с терригенными красноцветными или сероцветными, иногда флишoidalного облика осадками и составляют не более 10% объема

свиты общей мощностью около 2000 м. Свита налегает на предположительно верхнепротерозойско-кембрийские толщи и перекрывается отложениями силура. Абсолютный возраст изверженных пород по валовым пробам ирговым методом равен 360—500 млн. лет. Породы образовались в условиях подводного извержения как грецининого, так и центрального типа. Характерна интенсивная автометасоматическая альбитизация, анальцитизация и хлоритизация. Описываемый комплекс составляет щелочную натриевую серию с преобладанием меланократовых, сильно недосыщенных кремнеземом пород. Для него характерно повышенное против кларкового содержание Zr, Nb, Ga и др. С описываемыми породами связаны эксталяционно-осадочные рудопроявления железа.

На восточном склоне Урала с той или иной степенью достоверности в антиклинальных зонах выделяются докембрийские образования, вероятно принадлежащие позднему протерозою. В разных районах они дают сходную последовательность, расчленяясь снизу вверх на три свиты: нижнюю гнейсовую, иногда с явными реликтами текстур аркозовых песчаников, среднюю амфиболитовую, вероятно первично существенно состоявшую из основных аффузивов, и верхнюю кварцит-фиолитовую. Определения абсолютного возраста для пород этих свит дают очень разноречивые данные, большей частью не превышающие 100 млн. лет.

Поздний протерозой — кембрий

Позднепротерозойско-кембрийская Байкальская складчатая система, по О. А. Коидпайну и Ю. Д. Смирнову, характеризуется резкой сменой ориентировки основных тектонических структур. В многоосинклинальных структурах западного склона Урала и Тимана образования позднего протерозоя окаймляли раннедокембрийский кристаллический фундамент Русской платформы; байкальские же структуры приобрели субмеридиональное — уральское простирание и характеризуются преобладанием эвгеосинклинальных формаций, а также отложениями межгорных прогибов.

В пределах северных районов и на Среднем Урале выделяются две серии карбонатно-вулканогенно-терригенных формаций. Первая, ляпинская серия, по В. И. Малашевскому (Малашевский, Попович, 1961), характеризуется незначительным развитием плохо изученных вулканогенных пород пуйвинской и цокурьинской свит, предположительно относимых к ранней стадии. Во второй, патокской, серии вулканогенные породы в верхах хобенинской и в маньинской свитах пользуются широким распространением. Они отнесены к маньинскому комплексу базальтовых порфиритов и липаритовых порфиров и могут рассматриваться как базальт-липаритовая формация средней стадии, предшествующая главной складчатости и интрузиям калиевых графитов.

Маньинский комплекс стратифицированных вулканогенных пород широко распространен среди доордовских свит Полярного и Приполярного Урала. Наиболее вероятный возраст комплекса — ранний кембрий. Формирование вулканогенных толщ происходило в эвгеосинклинальных условиях. Преобладали подводные излияния, интенсивные и продолжительные. Мощность толщ достигает местами нескольких тысяч метров. Вулканогенные породы представлены плагиоклазовыми и пироксеновыми порфиритами, диабазами, диабазовыми порфиритами, спилитами и пирокластическими разностями преимущественно порфиритов и диабазов. Породы основного состава переслаиваются с фельзитами, фельзитовыми

и кварцевыми порфирами, альбитофирами, их туфами и кластолавами. Все породы претерпели региональный метаморфизм низких ступеней (фашии зеленых сланцев, реже эпидот-амфиболитовой). По химизму комплекс представляет собой типичную известково-щелочную серию с пониженным содержанием щелочей (для большинства пород $n = 5,3-8,4$), повышенным количеством кальция ($c = 6,3-12$) в основных членах характеризуются повышенными в сравнении с кларком содержаниями Zr, Ga; основные — повышенным количеством Sc, иногда Ga, Zr.

Пространственно к маньинскому комплексу часто приурочены гидротермальные медно-свинцовые и свинцово-медные, иногда с цинком, рудопроявления. Генетическая связь их с вулканизмом неясна.

В зоне Урал-Тау Южного Урала геосинклиальные формации сильно метаморфизованы. К ним относится большая часть метаморфических пород Уфалейского района, а также терригенные и вулканогенно-карбонатные толщи галеевской, кайраклинской, юмагузинской и карамалинской свит. Вулканиды последней считаются аналогами маньинского комплекса и выделяются в карамалинский комплекс базальтовых порфиритов и липаритовых порфиритов.

Фаунистически охарактеризованные осадочно-вулканогенные отложения нижнего кембрия (левский ярус) известны лишь на западном склоне Южного Урала (тереклинская свита) и на восточном склоне в районе г. Троицка. В обоих случаях в основании кембрийских отложений залегают полимиктовые песчаники, а выше — диабазы, порфиры и их туфы с блогермами археоциатовых известняков.

Среди интрузивных образований позднепротерозойско-кембрийского тектоно-магматического цикла выделяются ультраосновные, основные и кислые породы. Они сгруппированы в несколько интрузивных комплексов. Породы наиболее древнего байдадацкого (малопатокского) или уралтауского комплекса габбро-диабазов пользуются широким распространением и принадлежат к габбро-диабазовой формации начальных этапов. Паркуцкий комплекс габбро-диоритов и гипербазиты энгаветэйского (на севере) и ташлинского (на юге) комплексов моложе габбро-диабазов байдадацкого комплекса, но древнее сальнерско-маньхамбовского и уфалейского комплексов гранитов и гранодиоритов средней стадии.

Паркуцкий комплекс габбро-диоритов древнее гранитоидов сальнерско-маньхамбовского комплекса. По набору пород он, по-видимому, относится к габбро-диорит-гранодиоритовой формации и вместе с гранитоидами сальнерско-маньхамбовского комплекса, по-видимому, возник в средние стадии байкальского тектоно-магматического цикла.

Сальнерско-маньхамбовский комплекс гранитов и гранодиоритов изучен в центральной зоне Приполярного Урала (массивы Сальнерский, Городково, Мань-Хобе-ю, Мань-Хембо, Малопатокский, Бадьяюкский, Яротский и Водораздельный). Гранитоиды прорывают отложения маньинской свиты: продукты разрушения их встречаются в конгломератах низов ордовика (тельшосская свита). Абсолютный возраст, полученный по слюдам (аргоновый метод), дал 490—525 млн. лет.

Гранитоиды образуют крупные батолитообразные и пластообразные тела площадью от 28 до 600 км². В них отмечается несколько интрузивных фаз. Первая, главная, фаза: биотитовые граниты, гибридные биотитроговообманковые гранодиориты, кварцевые диориты, двуполевошпатовые эндоконтактные фашии; вторая фаза: аляскиты и лейкограниты; жильная фашия: пегматиты, аплиты, кварцевые жилы. В экзоконтактах интрузив

отмечаются ороговикование, инъекции гранитоидов, щелочной метасоматоз (альбитизация, микроклинизация) и окварцевание. Химический состав пород первой фазы колеблется от нормальных микроклиновых гранитов до гранодиоритов. Породы поздних интрузивных фаз обогащены кремнеземом и щелочами. Во всех породах присутствуют Ti, Ba, Sr, Zr, V. В гранитах первой интрузивной фазы, а также в аляскитах и лейкократовых гранитах второй фазы появляются Ga, Sn и Nb. Для гранодиоритов характерны Ni, Co, Cr, Rb.

С гранитами связаны кварцевые жилы с золотом, пиритом и халькопиритом. Иногда наблюдается концентрация циркона. Комплекс относится к гранитоидной формации средней стадии. В пределах Южного Урала аналогичные гранитоиды развиты в Уфалейском районе, в пределах Башкирского антиклинория. Ю. Д. Смирнов к ним относит рябцовский комплекс и Губинский массив. Абсолютный возраст уфалейских гранитов 510—430(?) млн. лет.

На восточном склоне Урала к гранитоидам байкальского цикла, по-видимому, относятся граниты горы Жаман-Кайракты (абсолютный возраст $425-450 \pm 50$ млн. лет), а также граниты Надеждинского и Надеждинского массивов (абсолютный возраст около 500 млн. лет).

К поздним стадиям развития байкальского цикла на Среднем Урале относятся вулканогенные породы щегровитской свиты, представленные трахитовыми порфирами, трахиандезитовыми и базальтовыми порфиритами, в меньшей степени кварцевыми и дацитовыми порфирами, с которыми связаны гипабиссальные сиенит-порфиры и диоритовые порфириты. Породы характеризуются повышенным содержанием щелочей с преобладанием K_2O над Na_2O в кислых членах, титана и железа. Спектральный анализ обнаруживает повышенное против кларка содержание Zr и Nb и пониженное Ni, V, Sr, Rb и Ba. Мощность свиты 300—350 м.

С вулканогенными породами щегровитской свиты связаны экзогенно-осадочные рудопроявления железа.

Полимиктовые песчаники и конгломераты раннего ордовика, вероятно, следует рассматривать как молассу байкальского цикла. Поздние этапы его завершаются пайпудыпским комплексом гипабиссальных интрузий и наземных эффузий и экструзий лавинного состава.

Пайпудыпский комплекс выделен на Полярном Урале, однако аналогичные интрузии, экструзии и частью эффузивы наблюдаются и в других районах водораздельной полосы Урала. Сюда относятся гипабиссальные интрузии и секущая их жильная серия, залегающая среди доордовикских и раннеордовикских толщ. Верхняя возрастная граница пород определяется в 465—445 млн. лет (свинцовый метод по вострану). Интрузии образуют согласные и дайкообразные тела простого строения мощностью от десятков до нескольких сот метров или сложные согласные многофазные залежи площадью 5—6 км².

На Приволжском Урале наблюдались также экструзивные купола, небольшие покровы лав и толщи игнимбитов, морфологически распознаваемые вулканические аппараты с кальдерой опускания или без нее, гипабиссальные интрузии гранит-порфиров и гранитов.

Породы комплекса представлены преимущественно фельзитами, фельзитовыми и кварцевыми порфирами, альбитофирами. Секущие интрузии маломощные дайки сложены своеобразными аподлазовыми метасоматитами и диабазами. Характерна пересыщенность кремнекислотой и щелочами ($Q > 20$, для большинства пород > 28); параметр \bar{c} или \bar{e} близок к нулю; равные количества K и Na. Из аксессуарных элементов —

Zr, Ga, V, Nb, Pb, Cu, в заметных повышенных количествах против
кларка содержатся Zr, V, Ga.

С комплексом парагенетически связано гидротермальное оруденение
редких элементов, свинца, цинка, серебра, меди, молибдена, гематита,
иногда мышьяка, никеля, кобальта, барита, флюорита.

Среди перечисленных комплексов осадочных, вулканогенных
и интрузивных пород с возрастом 650—450 млн. лет обнаруживается
весь набор формаций, характерных для полного тектоно-магматического
цикла, который можно сопоставлять с поздними байкалидами.

Ордовикско-триасовый (герцинский) тектоно-магматический цикл

Урал — крупная герцинская линейная складчатая система, протя-
гивающаяся от Карского моря до Мугоджар с выдержанным субмеридио-
нальным простиранием, — обрамляет с востока архейско-раннепротеро-
зойский фундамент Русской платформы и древние складчатые структуры
Тимана.

На юге и востоке складчатые структуры Урала скрыты под осадочным
чехлом. Западная ветвь их отклоняется к юго-западу, к Каспийскому
мюрю, а восточная с меридиональным простиранием прослеживается
к Аральскому мюрю. На юго-востоке под отложениями Тургайского
гиба и Западно-Сибирской низменности позднепалеозойские складчатые
структуры прослеживаются до каледонид Казахстана. Для структуры Урала
характерны существенные нарушения линейности структуры восточной части
герцинской складчатой системы.

Складчатая система Урала в поперечном направлении может быть
расчленена на западную многоосинклинальную, центральную эвгеосин-
клинальную и восточную периферическую области. Много- и эвгеосин-
клинальные области четко не разграничены. За их границу можно принять
систему Уралтауского глубинного разлома. Границей между эвгеосин-
клинальной и периферической областями служит зона Тобольско-Лива-
новского глубинного разлома. С запада Урал ограничен краевым прогибом.

Каждая из названных областей подразделяется на ряд структурно-
формационных зон, часто разделенных глубинными разломами и различных
по характеру осадочных и магматических формаций и металлогении.
Эти зоны обособились в пределах подвижного пояса в результате повтор-
ных тектонических движений на разных стадиях развития геосинклинали.

Для герцинид Урала выделяется пять стадий развития — начальная,
ранняя, средняя, поздняя и конечная вследствие большой продолжитель-
ности и сложности развития на первых двух и резкого отрыва во времени кон-
ечных стадий (ранней — средней триас). Особенности геосинклинального
развития Урала заставляют выделять также подстадии, разделяющиеся
частными инверсиями в отдельных подзонах и приблизительно, но не
точно, соответствующие ярусам стратиграфической шкалы. Временные
их границы несколько различны в различных подзонах.

Система внутрених геосинклиналей и геантиклиналей, сформиро-
вавшаяся на начальных и ранних стадиях развития (ордовик — раннее
турне), в основном предопределила строение эвгеосинклинальной области
Урала. Система прогибов второй генерации и краевого прогиба, форми-
ровавшаяся начиная с карбона на средних и поздних этапах (позднее тур-
не — пермь), проявилась в виде наложенных структур в эвгеосинкли-
нальной и восточной периферической областях.

Западные многоосинклинальные структурно-формационные зоны,
располагающиеся между краевым прогибом и системой Уралтауского

разлома. характеризуются резким преобладанием осадочных формаций и значительным распространением в ядрах антиклинальных структур доордовикских образований, являющихся фрагментами позднепротерозойско-кембрийской и более древних геосинклинальных систем. В течение ордовикско-триасового цикла в пределах миегеосинклинальной области проявились некоторые специфические магматические комплексы. В этой области выделяются три структурно-формационные зоны: Западно-Уральская, Зилайро-Вишерская и Централью-Уральская.

Западно-Уральская зона объединяет ряд антиклинориев (Башкирский, Средне-Уральский) и поднятий (Полюдовское, Саблинское и др.), сложенных доордовикскими образованиями, которые с запада ограничены палеозойскими отложениями, весьма сходными с платформенными. Эти отложения характеризуются отсутствием морских карбонатных толщ ордовика, силура и раннего девона и выделяются в самостоятельную зону складчатых структур палеозоя.

Зилайро-Вишерская синклиорная зона состоит из ряда разобщенных синклинальных структур (Вишерско-Висимской, Белорецко-Зилайрской и др.), сложенных терригенными и карбонатными отложениями миегеосинклинального типа с полным размером морских осадков ордовика, силура и иногда девона. В восточном крыле Зилайрского синклиория в районе Язепетровска развиты осадочно-вулканогенные формации начальных стадий герцинского цикла, очень сходные с одновозрастными образованиями эвгеосинклинальной области (западного крыла Магнитогорского синклиория), и поэтому рассматриваются при описании последней.

В восточной части миегеосинклинальной области прослеживается Централью-Уральская (Уралтауская) структурно-формационная зона, выраженная инверсированным шовным антиклинорием Урал-Тау. Ядро его сложено доордовикскими, большей частью метаморфизованными образованиями, а на крыльях развиты ордовикские осадочно-вулканогенные образования; более молодые отложения (кроме Южного Урала) большей частью отсутствуют.

Эвгеосинклинальная область представляет собой чередование синклиорных структурно-формационных зон (Тагилу-Магнитогорская, Алапаевско-Брединская и Притобольская) с антиклинорными (Восточно-Уральская и Тобольская). Эти зоны в процессе развития в силуре и девоне могут рассматриваться как внутренние прогибы и поднятия (интрагеосинклинали и интрагеоантиклинали, по В. В. Белоусову).

Эвгеосинклинальная область характеризуется интенсивным вулканизмом и интрузивной деятельностью. По глубинным разломам, ограничивающим интрагеосинклинали и интрагеоантиклинали, располагаются пояса ультраосновных и основных пород, нередко полихронные. Контрастность интрагеосинклинальных и интрагеоантиклинальных структур возрастает в результате многократных тектонических движений и вспышек вулканизма, причем вулканические зоны последовательных подстадий мигрируют к центру интрагеосинклиналей. Это наиболее наглядно выражено в Тагилу-Магнитогорской интрагеосинклинали и показывает ее постепенное замыкание. В конце девона в эвгеосинклинальной области происходит складчатые движения и поднятия. В раннем карбоне закладывается новая генерация геосинклинальных прогибов второго порядка по величине; с московского века среднего карбона происходит общее поднятие внутренних зон, складчатость, и с позднего карбона — интрузии главной массы калчевых гранитов.

Восточная периферическая область на большей части скрыта мезозойскими и кайнозойскими отложениями Тургайского прогиба и Западно-Сибирской низменности. Строение этой области наиболее полно выявлено буровыми и геофизическими работами в северной части Тургайского прогиба. Е. А. Мазина выделяет здесь Западно-Тургайскую структурно-формационную (синклинорную) зону, представляющую собой переработанную герцинскими тектоническими движениями краевую часть каледонского срединного массива Центрального Казахстана. Обособление этой зоны произошло после фаменско-турнейской трансгрессии со среднего визе. В пределах зоны выделяются Валерьяновская синклинали и Боровская антиклинальная подзоны. Наиболее интенсивные проявления магматизма локализованы в Валерьяновской подзоне. В Боровской подзоне, относительно более приподнятой, преобладают осадочные образования с подчиненным развитием вулканитов при почти полном отсутствии интрузий. В отдельных антиклинальных структурах вскрыты красные цветные (молассоидные) и вулканогенные отложения девона, представляющие собой поздние стадии развития каледонид Казахстана.

В Центрально-Тургайской структурно-формационной зоне, непосредственно примыкающей к периферической области с востока, уральский магматизм поздних и конечных стадий герцинского цикла наложен на каледонские структуры Казахстана.

Эвгеосинклиальная область

Доордовикские образования эвгеосинклиальной области обнажаются в некоторых структурах геоантиклиналей. Установлены кембрийские и позднепротерозойские образования; дискуссионным является наличие раннего докембрия. В фундаменте эвгеосинклиальной области широкое развитие имеет древняя толща основных эффузивов, превращенных в амфиболиты и зеленые сланцы, сопоставляемая либо с машакской, либо с маньинской свитой. Мощное развитие докембрийских гранитов, метаморфизм и мигматизация наблюдаются в Мугоджарском антиклинории, но более точно возраст этих образований не установлен. В Тобольской зоне присутствует раннекембрийская свита основных эффузивов диабазового состава.

Ордовикско-триасовый тектоно-магматический цикл разделяется на пять стадий.

Начальная стадия охватывает время от начала ордовика до начала среднего девона включительно. Конец ее определяется поднятием интрагеоантиклиналей, незначительной складчатостью и интрузивной деятельностью. Эта стадия распадается на ряд подстадий, наиболее изученных в пределах Тагил-Магнитогорского синклинория. Отложения подстадий часто разделены перерывами, размывами, несогласиями; в начале подстадии обычно наблюдается вспышка вулканизма (излияния основных магм) и опускание отдельных подзон интрагеосинклиналей, в конце — образование интрузий и поднятие некоторых подзон.

Ранняя стадия начинается среднедевонской трансгрессией, захватывающей не только геосинклиналь, но и платформу, и завершается складчатостью и поднятиями в фамене — раннем турне, охватывающими только эвгеосинклиальную область. Магматическая деятельность в ранней стадии ослаблена.

Время от позднего турне (раннего визе) до начала перми принадлежит средним стадиям, распадающимся на две подстадии: 1) позднее турне — начало

банкирского века; характеризуется образованием вторичных геосинклинальных прогибов с интенсивной вулканической деятельностью, повторными интрузиями гипербазитов и крупнейшей визейской трапегрессией; 2) московский век — начало пермского периода; отвечает времени общей инверсии подвижного пояса, горообразованию, внедрению главной массы калиевых гранитов (формация гранитных батолитов) и активному формированию краевого прогиба.

Поздней стадии (пермь) отвечает послебатолитовая консолидация терцииских складчатых структур. Осадкообразование в это время происходило в Предуральском краевом прогибе, где образовались молассовые, соленосные, красноцветные и угленосные формации. Интрузивные комплексы поздней стадии представлены малыми и дайковыми интрузиями разнообразных гранитоидов, щелочными интрузиями и характерными рудными комплексами. Имеются указания на проявления вулканической и термальной деятельности в кунгурское время.

Магматизм конечных стадий проявился преимущественно во внешних зонах.

Начальная стадия

В конце раннего и в среднем ордовике вдоль всего Урала на месте антиклинория Урал-Тау возникает вулканическая зона, характеризующаяся дифференциальным прогибанием. В пределах ее развиты диабаз-спилитовые свиты, диабаз-альбитофировые с большим участием альбитизированных андезитовых и дацитовых порфиритов и их туфов, а также свиты зеленых сланцев, в которых опознаются туфобрекчии порфиритов и основные массивные породы. Эти свиты объединены в выйский спилит-диабазовый комплекс запада Тагило-Магнитогорской зоны. Излияния его имели подводный характер. Мощность осадочно-вулканогенных свит 500—1000 м.

В петрохимическом отношении породы комплекса близки к «нормальным» сериям с изменчивым отношением полевопатовой извести и щелочей: $a : c$ в среднем 1—1,4; $f' : m \sim 1$; $t = 2—2,5$; $n \sim 80$.

В некоторых районах, особенно характеризующихся развитием альбитофиров, проявлена колчеданная минерализация.

На Южном и Приполярном Урале этот вулканогенный прогиб в конце ордовика испытал инверсию и в дальнейшем зона Урал-Тау сохраняет характер геосинклинальной структуры.

На восточном склоне Урала достоверно отделить вулканогенные толщи ордовика от более молодых (и более древних?) удастся лишь в немногих районах, например диабазы и туфы у г. Троицка по р. Увельке.

Интрузивный магматизм предположительно ордовикского или раннесилурийского возраста проявился на Полярном Урале в пределах Войкарского синклинория, где широко распространены массивы (размером до нескольких сот квадратных километров) собского габбро-диорит-кварцдиоритового (тоналитового) комплекса. Вмещающие их толщи условно считаются раннепалеозойскими. Галька кварцевых диоритов встречена в отложениях эйфеля (Дупанова, Маркин, 1964); абсолютный возраст биотита из них 435—440 млн. лет. Среди пород комплекса преобладают амфиболлизированные и роговообманковые, иногда с биотитом, габбро, габбро-пориты, нередко сосюритизированные и гранатизированные диориты и реже биотит-роговообманковые кварцевые диориты и плагиограниты. В виде небольших широкоразных тел среди габбро и ксенолитов в кварцевых диоритах встречены гипербазиты — амфиболлизированные

верниты и пироксениты. Широко развиты диоритовые породы ассимиляционного происхождения.

Особенности минерального состава пород связаны с их региональным метаморфизмом энидот-амфиболитовой, реже амфиболитовой и эклогитовой фаций. Характерны также вторичное окварцевание и более поздняя локальная гранитизация (абсолютный возраст по биотиту от 350 до 260 млн. лет).

В габбро и пироксенитах участками наблюдается вкрапленность и шиллы сидеритового малотитанистого магнетита с ванадием и примесью сульфидов железа и меди.

Собский габбро-диорит-кварцдиоритовый комплекс близок к габбро-плагиогранитовому формационному типу. Петрохимически он характеризуется меньшей щелочностью и повышенной известковистостью.

Лландоверийская подстадия. В конце ордовика произошли подъем структур и тектонические подвижки, положившие начало более четкому расчленению внутренних зон на интрагеосинклинали и интрагеоантиклинали. От р. Лозьвы на севере до Полевского завода на юге формируется глубокий прогиб, заполненный базальтовыми порфиритами елвинского комплекса. К югу он сменяется менее мощным поморским диабазовым комплексом лландоверийско-лудловского возраста и лишь в районе г. Медногорска и частью в Присакмарской зоне, преимущественно прилегающих к глубинным разломам с поясами габбро, проявлены спилиты.

Елвинский комплекс базальтовых порфиритов развит в южной части Тагило-Магнитогорской зоны на протяжении 500 км, от Пидельского района на севере до Ревдинского района на юге. Сходная толща наблюдается в районе г. Нязетровска. Возраст комплекса от среднего ордовика до позднего лландовери. Комплекс сложен плагиоклазовыми, гиперстен-авгитовыми, пиконитовыми порфиритами, иногда с железистым оливином, реже авгитовыми порфиритами, почти всегда с обильным плагиоклазом; породы залегают покровами, пластующимися со слоистыми туфами. Другой тип отложений представлен толщами туфобрекчий и туфов авгит-гиперстенных порфиритов с признаками извержений стромболианского типа. Условия образования — цепи вулканических островов либо трещинные и щитовые подводные извержения. Мощность толщи, испытавшей зеленокаменные изменения, до 1500—1800 м.

Авгитовые базальтовые порфириты, продукты центральных вулканов, отличаются высоким средним значением $b = 30$, отношением $f' : m = 0,7-0,5$ и $Q = -10$; для плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых порфиритов средние значения $f' : m = 1,1$; $Q = -2$; $a : c = 1-1,1$. Рой фигуративных точек ложится между линиями серий Мартиньки и Лассен-Пик и особенно близок к камчатской серии. Этот комплекс принадлежит к богатому кальцием тихоокеанскому петрохимическому типу. Это магматические, очевидно мало измененные ассимиляцией магмы глубинного (70—80 км) происхождения. В западной части вулканогенной зоны им, по-видимому, соответствует нязетровский комплекс трахибазальтовых порфиритов и их туфов с титанистым авгитом и повышенным содержанием щелочей, иногда с преобладанием калия над натрием. Петрохимически для них характерно (в среднем): $Q = -14$; $b = 31$; $a = 10$; $a : c \sim 3$; $f' : m = 0,4$; $t = 1,3$; $n = 13-83$. Щелочной уклон проявляется также повышенным против кларка содержанием Ba и Sr.

Поляковский спилит-диабазовый комплекс развит в Тагило-Магнитогорской зоне на протяжении около 700 км от Верхнего Уфалея до

Ореска и южнее в Мугоджарах при мощности от 400 до 1000—1500 м. Комплекс тяготеет к зоне глубинного разлома; силурийский возраст определяется находками фауны граптолитов от раннего лландовери до лудлова. Излияния — подводные, тренциного типа. Преобладают лавы, туфы — в подчиненном количестве. Осадочные породы — преимущественно кремнистые сланцы, редко — известняки. Количественные соотношения осадочных и эффузивных пород изменчивы.

Эффузивы представлены диабазами и спилитами и совершенно подчиненными пироксеновыми и кварцсодержащими порфиритами. Наблюдаются варволиты и шаровые лавы. Породы подверглись зеленокаменному изменению. Это известково-щелочная серия с устойчивым преобладающим магния над железом и натрия над калием; характерно высокое c ; величина Q всегда отрицательна.

Вулканогеовым толщам подчинены мелкие сульфидные месторождения и рудопроявления медно-кобальт-никелевого состава (вблизи серпентинитов).

Блявинский спилит-кератофировый комплекс развит в Зилаирско-Вишерской зоне на Южном Урале. Возраст его от среднего лландовери до позднего лудлова (фауна граптолитов). Мощность до 700 м. Тип извержения, по-видимому, центральный, подводный. Осадочные породы в нем представлены кремнистыми сланцами, песчаниками и редко известняками; количественные соотношения с эффузивами изменчивы. Вулканиды кислого состава чаще представлены пирокластолитами и субвулканическими интрузиями. Характерно зеленокаменное изменение пород. Окварцевание и серицитизация развиты лишь участками.

По химизму часть пород принадлежит к спилит-кератофировой серии, другая относится к нормальной (В. А. Заварицкий, 1946). Характерно пониженное содержание калия, кальция и магния, повышенное содержание натрия и железа.

Характерно наличие колчеданных месторождений и рудопроявлений (медь, цинк).

В конце лландовери или в самом начале венлока в пределах Урал-Тауского глубинного разлома, на протяжении не менее 350 км появляются крупные интрузии кемпирсайского дунит-гарцбургитового комплекса, образующего вместе с гипербазитами иного возраста Приуралтауский гипербазитовый пояс. Вероятно, ему синхронны интрузии Салатинского пояса и более древние из входящих в состав Войкаро-Сыньинской группы гипербазитовых интрузий Полярного Урала.

Интрузии гипербазитового пояса имеют полихронный характер. На Южном Урале на его месте, по-видимому, располагались доордовикские гипербазиты. Уверенно устанавливается лландоверийский или ранневенлоковский возраст Халиловского, Пшквинского и, по данным абсолютного возраста, Хабаринского массива. Вероятно, тот же возраст имеют Присахарский, Байгусаронский и Кемпирсайский массивы (Шумихин, 1963 и др.). Севернее в этом поясе наблюдаются также раннекарбоновые гипербазиты, а на широте пос. Учалы с ним сливается девонский гипербазитовый пояс хребта Узынкур. Такие же возрастные соотношения свойственны поясу гипербазитов, протягивающемуся на Южном Урале западнее зоны Урал-Тау (Шайтангау, Краки). Интрузии площадью до 1000 км² факолитобразны, распространяются от зоны глубинного разлома в сторону антиклинория Урал-Тау и имеют мощность от одного до нескольких километров. Подводящие каналы их уходят в зоны крутопадающих на восток разломов и имеют незначительные размеры (Таврин, 1966).

Среди Войкар-Сыпьянской группы интрузий в отложениях нижнего палеозоя известны мелкие тела гипербазитов, испытавшие вместе с вмещающими породами региональный метаморфизм (Удовкина, 1959, 1964).

Некоторые интрузии (р. Хулги) прорывают отложения среднего и низов верхнего девона и, возможно, имеют раннекарбонный возраст.

Разновозрастные образования в гипербазитовых интрузиях Приурал-тауского пояса неразличимы. Во всех оливин и энстатит имеют близкий состав с отношением $f' : m' = 1 : 9$ к $9-10$. Преобладают богатые оливином гарцбургиты, менее распространены дуниты и лерцолиты. Характерно полосчатое сложение гарцбургитов (Заварицкий, 1932; Павлов, Чупрыпина, 1966; Рудник, 1965 и др.).

Жильная серия: дуниты, диаллагиты и энстатиты, горблендиты, габброиды и габброидные метасоматиты, плагиноклазиты, реже плагиоаплиты, плагиограниты, жадеититы, альбититы. Наиболее поздними являются ксеногенные дайки габбро-диабазов, диабазовых порфиритов и роговообманковых лампрофиров. В некоторых случаях доказывается, что и они очень близки по возрасту к перидотитам.

Изменение гипербазитов выражается в многостадийной серпентинизации с обычной последовательностью lizardit — аптиторит — зотил. Иногда в гарцбургитах наблюдается амфиболитизация. Пироксениты превращаются в горблендиты; габброиды подвергаются пироксенитизации. Пироксениты, габброиды и диабазы превращены в хлоритовые сланцы и другие породы. Местами ясна связь этих процессов с сильной серпентинизацией гипербазитов.

Петрохимическая характеристика гарцбургитов и дунитов (средние значения): $b = 61,0$; $s = 36,5$; a и c близки к нулю ($a = 0,2-0,4$; $c = 0,3-0,5$); $f' : m' = 1 : 10$.

С гипербазитами кемпирсайского комплекса связаны крупнейшие месторождения хромита, сульфидное медно-кобальтовое оруденение, рудопроявление сульфидов никеля. Развита гипергенная месторождения силикатного никеля, магнезита и бурого железняка.

На венлокской подстадии вулканическая деятельность проявлена вдоль всего Урала от Щучьинского синклиория на севере до Мугоджар на юге. В Тагил-Магнитогорской интрагеосинклинали на Северном и Среднем Урале излияния представлены спилит-диабазовыми и диабаз-порфирит-альбитофировыми сериями.

Сходный, но менее интенсивный вулканизм проявился и восточнее в Алапаевско-Брединской и Притобольской интрагеосинклиналих. «Рудоносные» диабаз-альбитофировый и порфирит-альбитофировый комплексы дают несколько типов разреза вулканогенных толщ: 1) слоистые туфы основных пород с покровами диабазов и базальтовых порфиритов; 2) преимущественно диабаз-альбитофировые толщи с большим или меньшим участием андезитовых, дацитовых, реже базальтовых порфиритов; 3) преимущественно порфирит-туфовые комплексы с альбитофирами, с преобладанием порфиритов андезитового и дацитового состава, развитые в средней части интрагеосинклинали. Излияния преимущественно подводные, частью центральные, в периферических частях интрагеосинклинали также трещинные. Мощность толщ от 1000 до 500—600 м, местами 300—400 м. Количество осадочных пород изменчиво. Широко развит гидротермальный метаморфизм: вторичные кварциты, кварц-серпентиновые, хлоритовые и другие породы. Гидротермальное изменение пород начинается уже во время формирования свиты.

Петрохимические особенности: на плоскости *CSB* главная масса точек располагается между линиями средних составов и линией пород синлитовой серии, частью правее ее; на плоскости *ASB* наблюдается большой разброс точек. В вертикальном направлении точки равномерно распределены между составами базальтов и липаритов. Значительная часть пород пересыщена глиноземом; натрий резко преобладает над калием; отношение $f' : m'$ неустойчиво. Многие особенности пород связаны с гидротермальным изменением.

Спите поднижена большая часть колчеданных месторождений Северного и Среднего Урала, вероятно генетически связанных с одновозрастными вулканическими процессами и субвулканическими интрузиями.

К венцолю, вероятно, относится тагилло-кытлымский дунит-пироксенит-габбронный (илатинноносный комплекс). На Северном и Среднем Урале интрузии его образуют пояс в западном борту Тагилло-Магнитогорской зоны, прослеживающийся вдоль глубинного разлома на протяжении 900 км. Габбро и гипербазиты прорывают зеленокаменные толщи лландовери и венцола(?), а галька габбро встречена в отложениях лудлова. Абсолютный возраст пород по пироксенам, амфиболом и биотиту 425—480 млн. лет (Овчинников и др., 1964). Комплекс формировался в три фазы (А. А. Ефимов, 1963): первая — ультраосновная, существенно дунитовая; вторая — основная, габбро-габбро-норитовая; третья — кислая, плагиогранитовая. В экзоконтактах габбро-норитовых и дунитовых тел развиты пироксен-плагиоклазовые роговики.

Но породам первых двух фаз в результате наложенных высокотемпературных реакционно-метасоматических процессов образовались «вторичные» полосчатые гипербазиты и габброиды: а) аподунитовый ряд клинопироксениты — тыланты — оливниновые габбро-анортозиты или более низкотемпературный ряд горнблендиты — роговообманковые габбро-анортозиты; б) аногаббронный ряд диопсидовые или роговообманковые габбро-анортозиты, реже оливниновые габбро.

Жилья серии весьма разнообразна (Воробьева и др., 1962), причем часть жил метасоматического происхождения.

Массивы комплекса имеют вытянутую линзообразную и лакколито-подобную форму; интрузии дунитов и габбро-норитов иногда трубообразны, воронко- или факолитообразны.

Дуниты по химизму, включая примеси, близки породам дунит-гарцбургитовых комплексов (Штейнберг, Малахов, 1965). Габбро-нориты отвечают среднему типу толентового базальта; рой точек, соединяющий составы габбро — габбро-норитов — габбро-диоритов — плагиогранитов, совпадает с линией составов эффузивов тихоокеанской серии. «Вторичные» гипербазиты и габброиды содержат более железистый оливин; точки составов «вторичных» пород образуют варпационную линию дунит — тылант — анортитовое габбро-анортозит.

С тагилло-кытлымским комплексом связаны гистеромагматические месторождения платины и малотитанистых магнетитов с ванадием. В пироксеновых габбро — вкрапленные руды сульфидов меди с ванадий-п-тitanсодержащим магнетитом.

В раннелудловскую стадию на Приполярном, Северном и Среднем Урале в Тагилло-Магнитогорской и Алапаевско-Брединской зонах образовался комплекс базальтовых и андезитово-базальтовых порфиритов и их туфов. В Пидельском районе в верхних горизонтах нижнего лудлова местами залегает маломощная диабаз-альбитофировая толща. На Южном Урале к раннему лудлову принадлежит верхняя часть поляковской и сак-

марской сланцево-диабазовых свит, а к раннему лудлову — венлоку колчеданносный кератофир-спилит-диабазовый баймак-бурибаевский комплекс.

Цалцияния андезито-базальт-порфиритового комплекса преимущественно центрального типа, в морских и островных условиях. Мощность толщ 500—1000 м. Петрохимически комплекс принадлежит к богатому кальцием тихоокеанскому типу, среднему между типами Целе и Лассен-Пик. В рудных районах наблюдается значительное уменьшение коэффициента c в связи с гидротермальными изменениями; $n = 80—90$; $f' : m'$ колеблется большей частью от 1 до 2.

Баймак-бурибаевский кератофир-спилит-диабазовый комплекс составляет толщу мощностью до 1500—1700 м. Извержения его центрального типа, подводно-наземные, широко распространены пирокластические образования. В составе комплекса преобладают диабазы, меньше спилитов и пород кислого состава (альбитизированных риолитов и дацитов). По химизму выделяются три серии: 1) известково-щелочная, для которой характерно $f' : m' = 0,6—0,7$ и преобладание натрия над калием; 2) кератофир-спилитовая с $f' : m' = 2$, пониженным количеством c и значительным преобладанием натрия над калием; 3) серия кислых эффузивов, обогащенных калием, с $n = 20$.

Комплекс сопровождается большим количеством мелких и средних чеданных месторождений и рудопроявлений (медь, цинк, серебро).

Из интрузивных образований раннелудловской полувосточной провинции значение имеет гороблагодатский кварцдиорит-плагногранитный комплекс Тагило-Магнитогорской зоны, который частью сопровождается габбро тагило-кытлымского комплекса, частью дает самостоятельные интрузии среди вулканогенных толщ венлока и раннего лудлова. Абсолютный возраст пород ряда интрузий около 425 млн. лет. Интрузии плагногранитов часто имеют размеры 100—200 км². Гранодиориты и кварцевые диориты часто носят признаки гибридного происхождения. Петрохимически в значительной части пород натрия резко преобладает, в других n довольно устойчиво (62—68) вне зависимости от состава; $f' : m' = 1—1,6$; часть пород характеризуется избытком глинозема.

С гороблагодатским комплексом связаны контактово-метасоматические месторождения железа с примесью меди, кобальта, молибдена и небольшие золоторудные месторождения.

Вулканогенные отложения позднелудловско-раннедевонской подстадии на Северном и Среднем Урале залегают с перерывом и несогласием, иногда угловым, на более древних.

Очень характерен туринский комплекс базальт-андезитового и трахиандезит-трахитового состава, развитый на участках, подвергшихся предпозднелудловской складчатости. Другой тип вулканических образований представляет собой серовский комплекс базальтовых порфиритов, частью с оливином, и их туфов, нередко залегающих на сходных по составу породах раннего лудлова, по-видимому, в зонах устойчивого прогибания.

В нижней части его развиты базальтовые и андезито-базальтовые порфириты и их туфы; в верхней преобладают трахитовые порфиры и их туфы; изредка появляются эпителицитовые породы, а также щелочные базальтоиды. Часто встречаются субвулканические интрузии трахитовых и сиенитовых порфиров. Региональный метаморфизм выражен много слабее, чем в подстилающих свитах. Извержения центрального типа, островного и подводного характера. Лавы почти всегда сопровождаются обильными туфами и пластуются с известняками, кремнистыми породами и туффитами. Мощность

комплекса достигает 1000 м, на долю трахитовых порфиров и туфов приходится 400—600 м.

На петрохимической диаграмме комплекса рой точек внизу следует средней линии составов, а начиная от точки андезитов на плоскости *ASB* резко отклоняется вправо; n для основных пород около 80, для средних и щелочных большей частью 50—40, обычно отрицательно; наклон векторов на плоскости *ASB* довольно постоянен вправо ($f' : m' = 1,52$); часть пород пересыщена глиноземом. Содержание MnO повышенное (0,44—0,14%).

С сиенит-порфирами связаны мелкие контактово-метасоматические месторождения железа и марганца.

На Южном Урале в описываемую подстадию в Тагильо-Магнитогорской, Восточно-Уральской и Алапаевско-Брединской зонах развивается позднелудловский — раннеэфельский прендыкский комплекс базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов и их туфов.

Другим характерным вулканогенным комплексом Южного Урала этого времени является диабаз-альбитофиритовый карамалыташский, латерально примыкающий с востока (а может быть, и с запада) к вулканической зоне прендыкского комплекса.

Мощность вулканогенных толщ прендыкского комплекса достигает 3000 м. Тип извержения, судя по типу вулканических бомб, стромболианский и вулканический. Резко преобладают туфы, среди которых часты туфовые турбидиты. Среда извержения подводно-наземная; область развития пород — типичные островные дуги. Осадочные породы — кремнистые сланцы, туффиты, реже известняки. Эффузивы представлены пироксеновыми порфиритами, в подчиненном количестве диабазамид, роговообманковыми порфиритами и дацитовыми порфирами. Эффузивы подверглись зеленокаменным изменениям; участками наблюдаются серицитизация и окварцевание. Ирендыкский комплекс является представителем типичной «тихоокеанской» серии; он наиболее близок к типам Пеле и Камчатки, отличаясь от них большим содержанием калия.

Карамалыташский диабаз-альбитофиритовый комплекс имеет возраст конца раннего — начала среднего девона. Эффузивы его распространены отдельными участками площадью до 70—80 км². Мощность в Магнитогорской зоне достигает 1500 м, в восточных зонах до 500 м. Извержения подводные, центрального типа. Характерно обилие пирокластического материала и прослои кремнистых сланцев. Преобладающие породы диабазы и «альбитофириты» (альбитизированные риолиты); в подчиненных количествах — плагиоклазовые порфириты, дацитовые порфиры и их туфы. Часты дайки кислого и основного состава. Регионально проявлен зеленокаменный метаморфизм; локально наблюдаются серицитизация и окварцевание.

На петрохимической диаграмме фигуративные точки дают максимумы сгущения: риолит — дацитовый и базальтовый. Характерно преобладание натрия над калием, $f' : m' = 2$, пересыщение глиноземом и кремнеземом. Нередки кальцидиабазы.

С карамалыташским комплексом связаны крупнейшие колчеданные месторождения Урала с медью и цинком и высоким содержанием селена и теллура.

В конце позднелудловской — раннедевонской подстадии на Южном Урале возникает новый глубинный разлом восточнее зоны порфиритов прендыкского комплекса, вдоль которого интродуцируют гипербазиты хребта Узынкыр, образующие северо-невьянский дунит-гарцбургитовый

комплекс. Гипербазиты прорывают известняки эйфеля, а их галька встречается в живецких отложениях. В районе пос. Учалы этот пояс сливается с Приуралтауским. Северным продолжением девонского пояса Северо-Невьянский пояса, Уфалейско-Нейвинский и

факолитовые и пластообразные тела комплекса, от мелких до весьма протяженных (100 / 10 км), приурочены к региональным глубинным разломам в Тагило-Магнитогорской зоне и на ее границе с Восточно-Уральским и Уралтауским поднятиями и прорывают отложения нижнего лудова, эффузивы преддыкского и карамалыташского комплексов и известняки эйфеля, а галька серпентинитов встречается в основании живецких отложений; не исключено, что к этому комплексу отнесены также некоторые более молодые и более древние гипербазиты, например в Серовском районе. Аналогом северо-невьянского комплекса является аккаргинский в Зауральском поднятии на Южном Урале.

Главная роль в комплексах принадлежит гарцбургитам, с которыми генетически связаны дуниты. Менее распространены прроксениты, местами развиты перцолиты и габбро. Гипербазиты часто полностью серпентинизированы.

Петрохимически гипербазиты аналогичны гипербазитам других комплексов дунит-гарцбургитовой формации Урала: в дунитах в среднем $s = 34-35$; $b = 65$; $m' = 88$; $f' : m' = 1 : 9$; в перидотитах $b = 62$; $f' : m' = 1,8$; в серпентинитах $s = 38-40$, $b = 60$; $f' : m' = 1 : 9-1 : 8$. Спектральным анализом в гипербазитах северо-невьянского комплекса установлено присутствие Cr (0,1—0,3%), Ni (0,1—1%), Co (0,003—0,03%), Mn (0,1—0,01%), Cu (0,01—0,03%), Zn (0,01—0,03%), Ti (0,01—0,03%), V (0,001%); довольно часто Ag (0,001%).

С гипербазитами серово-невьянского и аккаргинского комплексов связаны месторождения и рудопроявления хромита, осмистого иридия и меди (в серово-невьянском комплексе), гидротермальные месторождения хризотил-асбеста. В коре выветривания гипербазитов локализуются концентрации никеля и кобальта.

Более молодой возраст имеет джангагинский габбро-диоритовый комплекс, небольшие интрузии которого сопровождают латерально пояс гипербазитов серово-невьянского комплекса и прорывают их. Комплекс развит в Тагило-Магнитогорской зоне, включая Западные Мугоджары. Возраст его, вероятно, эйфельский. Интрузии штокообразные и дайкообразные площадью от мелких до 15—100 км². В состав их входят габбро, кварцевое габбро, оливниновое габбро, габбро-нориты, оливниновые нориты, апортозиты, диориты, кварцевые диориты, граводиориты, образующие сложные многофазные интрузии. В контактах наблюдается гибридность и скарнообразование. Породы бедны щелочами и близки средним составам габбро-диоритов.

Джангагинский комплекс сопровождается железорудным и медным оруденением, магнетит-колчеданным, нередко золоторудным.

Тагило-Кушвинский сиенитовый комплекс развит на Среднем Урале, в западной части Тагило-Магнитогорской зоны, на ограниченном протяжении от Нижнего Тагила до г. Кушви. Сиениты прорывают верхнеудловско-нижнедевонские отложения и, вероятно, коагматичны залегающим в них трахитовым порфирам. Определения абсолютного возраста аргоновым методом дают значения от 360 до 380 млн. лет, т. е. карбоновый возраст. В составе интрузий преобладают сиениты, сиенит-аплиты, изредка нефелиновые сиениты. Секущие дайки имеют состав монцонит-порфиров.

Наблюдается тесная связь с спелит-порфирами (внешняя зона интрузий), диоритами и габбро. В контакте развиваются роговики и скарны. Интрузии резко несогласные, размером до 100 км². На петрохимической диаграмме на плоскости *ASB* наблюдается типичный для щелочных комплексов резкий загиб средней линии вверх направо, на плоскости *CSB* необычное направление линии состава вверху налево (как в аноксигенных сериях); $n = 40-60$, $f' : m' = 2,5-4,5$, в остальных — больше единицы. Характерно повышенное содержание MnO (0,29—1,31%).

С сиенитами тагило-кушвинского комплекса связаны крупные контактово-метасоматические месторождения железа с примесью меди и кобальта.

Ранняя стадия

Ранняя стадия характеризуется ослаблением вулканизма и миграцией вулканических зон в центральные части интрагеосинклиналей, что свидетельствует об их постепенном замыкании.

Выделяются три подстадии: 1) среднедевонская, 2) франская и 3) фамецко-раннестурская.

Для среднедевонской подстадии характерны андезит-дацитовые излияния центрального типа с преобладанием туфов. На Северном Урале они проявляются в Эйфельском и Живетском веках, на Южном — в Живетском. На Среднем Урале тот же тип излияний наблюдается только в северной половине Алапаевско-Брединской интрагеосинклинали.

Андезит-дацитовые порфириты слагают улутауский комплекс в Тагило-Магнитогорской и Алапаевско-Брединской зонах. В составе его широко развиты кварцевые порфириты, менее андезитовые, андезит-базальтовые и диабазы. Зоны массовых излияний и грубых туфов сопровождаются широкой зоной слоистых туфов, туффитов и кремнистых сланцев. Субвулканические тела — силлы, купола и дайки — образованы кварцевыми порфиритами, роговообманковыми и кварц-роговообманковыми порфиритами, а также кварцевыми диоритами. Породы испытали региональный зеленокаменный метаморфизм дофамецкого возраста и локальное окварцевание и серицитизацию. Петрохимически это типичная тихоокеанская серия с повышенным количеством полевошпатовой извести ($c = 8-10$; $f' : m' = 0,9$), часто наблюдается пересыщение алюминием. Значение Q всегда положительное (от -5 до $+35$).

На Южном Урале в улутауском комплексе залегают колчеданные месторождения с медью, цинком и свинцом.

Магматическая деятельность среднего девона завершается турьинской гранодиоритовой интрузией, которая, по-видимому, внедрена в разрушенную кальдеру.

Турьинский кварцдиорит-гранодиоритовый комплекс габбро-диорит-гранодиоритовой формации образует группы интрузий в районе Турьинских рудников в восточной синклинали Тагило-Магнитогорской зоны. Интрузии несогласные, штокообразные, гидабиссального облика, малых и средних размеров и, вероятно, комагматичны андезитовым и кварцевым порфиритам среднего девона. Они прорывают и метаморфизуют туфы, порфириты и известняки среднего девона. Абсолютный возраст Ауэрбаховского массива (аргоновый метод) 380 млн. лет, Масловского — 340 млн. лет. Геологический возраст, вероятно, отвечает концу среднего девона.

В составе их преобладают гранодиориты и кварцевые диориты; подчиненное значение имеют лейкократовые разновидности и гиперстеновые

габбро-диориты. Жильные породы представлены пострудными диабазовыми порфиритами. Рудоносным интрузиям предшествовало внедрение суб-вулканических порфиритов.

Петрохимическая характеристика комплекса: $a = 18,0-6,9$; $c = 9,4-4,2$; $b = 10,5-6,2$; s от 65 до 73—72; $f' : m' = 4-0,5$; породы принадлежат к сравнительно бедному щелочами типу.

Интрузии сопровождаются контактово-метасоматическими месторождениями меди и железа.

На Полярном Урале, в Щучьянском синклинории, близким по возрасту и составу аналогом турьинского комплекса является яганпейский кварцдиорит-гранодиоритовый комплекс. Породы его прорывают верхний силур и нижний девон; галька и обломочный материал встречаются в базальных горизонтах фрянского яруса (данные С. Н. Волкова).

В зонах контакта встречаются скарновые месторождения и рудопроявления железа.

Иной характер имеет конгорский кварцдиорит-гранодиоритовый комплекс Полярного Урала, образующий пояс более крупных интрузий в западной части Войкорского синклинория. Интрузии прорывают кварцевые диориты (товалиты) собского комплекса и осадочно-вулканогенные отложения эйфеля. Абсолютный возраст пород по биотиту и рогообманке 345—380 млн. лет. Вероятный геологический возраст — поздний девон. Возможно, что на Полярном Урале эти интрузии охватывают ранние этапы.

В составе комплекса преобладают диориты и гранодиориты, нередки монцититоидные разности; в эндоконтакте — гибридные сиениты и габбро-диориты. Вмещающие эффузивы ороговиковавы. Жильная серия — аплиты, диорит-порфиры, спессартиты, диабазы. Интрузии неправильной, нередко штокообразной формы. Размеры их от нескольких до 167 км². Крупные массивы имеют гнейсовидные фацции в краевой зоне.

Средние значения числовых характеристик для кварцевых диоритов и гранодиоритов: $a = 9,1$; $c = 6,5$; $b = 18,1$; $s = 66,3$. По сравнению с породами собского комплекса наблюдается слабая пересыщенность кремнеземом (в среднем $Q = +9,5$), выше щелочность (в среднем $a : c = 1,6$) при относительно большем содержании калия (n нередко менее 65), значительно содержание цветных (среднее $b = 18,1$; $f' : m'$ близко к единице).

С интрузиями комплекса связаны скарновые рудопроявления железа, иногда с медью. В протолочках кварцевых жил встречен молибденит.

В начале франкской подстадии на Северном и Южном Урале в Тагпо-Магнитогорской зоне, а также на Вайгаче и Новой Земле образовался пвдельский габбро-диабазовый комплекс, давший покровы, дайки и интрузивные залежи.

Породы представлены диабазами и габбро-диабазами, нередки пегматитовые и лейкократовые диабазы, часто альбитизированные с кварцем, ортоклазом и биотитом. Характерны также пиконитовые разности, встречаются оливиновые. В контакте местами — скарии с магнетитовым оруденением. Форма залегапия — силлы и дайки, иногда обширные дайковые поля.

С пвдельским комплексом связано магнетитовое скарновое оруденение и золото-кварцевые жилы.

На восточном склоне Приполярного и Полярного Урала в это время развивается галактионовский комплекс андезит-базальтовых порфиритов и трахитовых порфиров, залегающий с перерывом на эйфельских

известняках и содержащий в верхах фауну франского яруса. Первые излияния плагифитовых диабазов носили наземный характер. Выше залегают туфы ортофиоров и альбитофиоров с покровами плагиоклазовых и пироксеновых порфиритов, пластующихся с морскими отложениями.

В Индальском районе к франскому веку предположительно относятся налития кварцевых порфиритов, завершающие вулканическую серию среднего девона, с которыми связаны колчеданные рудопоявления.

Позднефранский колтубанский комплекс андезитовых и базальтовых порфиритов проявлен в Тагило-Магнитогорской, а также в Алапаевско-Грешинской и Восточно-Уральской зонах на Среднем и Южном Урале. Диффузивы образуют отдельные очаги в полях развития осадочных образований — кремнистых и глинистых сланцев, песчаников и др. Общая мощность свиты до 800—900 м. Извержения — стромболианского, частично пелеейского типа. Характерно обилие пирокластического материала; есть крупные бомбы. Излияния подводно-наземные.

Среди андезитовых и базальтовых порфиритов в незначительном количестве встречаются диабазы и кварцевые порфириты; в Мало-Кумачевской подзоне наблюдаются андезитовые и дацитовые порфиры. Породы кислого состава слагают субвулканические тела (балбуковский комплекс). По химизму колтубанский комплекс относится к «тихоокеанской» серии.

Балбуковский сиецит-диоритовый комплекс развит на небольшой площади в Тагило-Магнитогорской зоне в Учалинском районе, среди андезитовых порфиритов франского яруса района Малого Кумача. Он представлен небольшими (до 1 км²) резко дискордантными штоками сиецит-диоритов и сиецит-диоритовых порфиритов, комагматичных андезитовым и дацитовым порфиритам. С ними связаны золото-кварцевые жилы.

Среди древних метаморфических пород и кристаллических сланцев на основании определений абсолютного возраста (395 млн. лет; Т. В. Вилибия) выделяется кайрактинский граптоидный комплекс, послесреднедевонский по геологическим соотношениям. Другие геологи, изучавшие эти интрузии, настаивают на его позднепалеозойском возрасте (280—300 млн. лет).

В фаменско-ранипетурнейскую подстадию в эвгеосинклинальной области Урала сначала происходит складчатость и затем разрыв антиклинальных структур с отложением в прогибах полимиктовых песчаников. Вулканизм в это время почти полностью прекращается; возможно, проявились гранитоидные интрузии. Складчатость ранней стадии сопровождается развитием на юге Тагило-Магнитогорской зоны худолазовского комплекса малых интрузий и даек габбро-диабазов и диоритов.

По отношению к бретонской складчатости он является послескладчатым. Комплекс сложен дайками и малыми интрузиями диоритов, кварцевых диоритов, диорит-порфиритов, гипербазитов типа пикритов, диабаз-пикритов, габбро-диабазов и диабазов, принадлежащих к нормальной известково-щелочной серии. С худолазовским комплексом связаны золото-кварцевые жилы и медно-никелевая минерализация.

Средние стадии

Средние стадии подразделяются на две подстадии: геосинклинальную ($C_{1b} - C_{2b}$) и инверсионную ($C_{2m} - P_{1a}$). На первой подстадии магматические явления приобретают некоторые новые качества, сводящиеся, вероятно, к тому, что в формировании магматических комплексов более

существенную роль приобретают спалические массы земной коры; на второй — идет формирование гранитовых комплексов, а вулканические процессы затухают.

Отложения средних стадий большей частью залегают на подстилающих породах с перерывом и несогласием, при отчетливом изменении характера магматизма. Но в некоторых подзонах такого перерыва нет и наблюдается «сквозное» развитие магматических образований от франкского века до визе. Таков северо-сосвинский комплекс габбро-диабазов и палеобазальтов (С. Н. Волков, 1960).

Тектонические движения раннего карбона выражаются в заложении после бретовской складчатости геосинклинальных прогибов второй генерации с возобновлением движений по структурным швам и внедрением вдоль них гипербазитов.

Этот режевский комплекс гипербазитов распространен в Алапаевско-Брединской зоне и представлен цепью интрузий, приуроченных к глубинным разломам внутри прогиба или на стыке его с Восточно-Уральской зоной. Ультраосновные интрузии, связанные с тектоническими движениями ранневизейской (режевской) фазы, имеются также в пределах Тагполю-Магнитогорского и Зилаирского синклинория (Пропп, 1960). Главными породами комплекса являются гардбургиты и развивающиеся за счет серпентиниты. Дуниты иногда образуют в перидотитах шширообразные жлообразные тела. Подчиненное развитие имеют лерцолиты и прроксениты. Местами появляются сосюритизированные и хлоритизированные габбро.

Петрохимические пересчеты по А. Н. Заварицкому показывают идентичность гипербазитов режевского комплекса с гипербазитами других комплексов дунит-гардбургитовой формации Урала. В среднем в дунитах: $s = 35$, $b = 65$, $m' = 89-90$, $f' : m' = 1 : 9$ и $1 : 10$; в перидотитах: $s = 35,5$, $b = 62$, $m' = 89$, $f' : m' = 1 : 11$; в серпентинитах: $s = 38,5$, $b = 61,1$, $m' = 89$, $f' : m' = 1 : 10$.

С гипербазитами режевского комплекса связаны гистеромагматические месторождения и рудопроявления хромита, гидротермальные месторождения хризотил-асбеста и талька и гипергенные никеля и кобальта.

С востока к Алапаевской интрузии гипербазитов режевского комплекса примыкает крупный массив габбро-диоритов и плагиогранитов раннекарбонного возраста. Распространение этого комплекса недостаточно выяснено, но, вероятно, оно не ограничивается Режевской интрузией.

В геосинклинальных прогибах второй генерации возникает часто весьма интенсивная вулканическая деятельность. Характерны контрастные березовский диабаз-порфиритовой и магнитогорский трахилинарип-базальтовый комплексы позднего турне — раннего визе.

Локально сходные эффузии продолжаются в течение всего визе и намюра. Вероятно, наиболее мощные излияния порфиров произошли в средней части интрагеосинклиналя, где лучше сохранилась свалическая оболочка.

Березовский диабаз-порфировый комплекс приурочен к Магнитогорскому синклинорию. На основании фауны многочисленных прослоев известняка установлен его позднетурнейский возраст.

В Магнитогорской зоне в разрезе березовского комплекса наблюдаются три толщи общей мощностью до 2,5—3 км. В основании залегают основные эффузивы, выше лежит мощная (1,0—1,5 км) толща фельзитов и фельзит-эффузивы, выше лежит мощная (1,0—1,5 км) толща фельзитов и фельзит-эффузивы, выше лежит мощная (1,0—1,5 км) толща фельзитов и фельзит-эффузивы, выше лежит мощная (1,0—1,5 км) толща фельзитов и фельзит-эффузивы, выше лежит мощная (1,0—1,5 км) толща фельзитов и фельзит-эффузивы, содержащая горизонты игнимбритов и сопровождающаяся порфиров, содержащая горизонты игнимбритов и сопровождающаяся порфиров,

громадными массивами туфов и туфобрекчий. Заканчивается поздневулканическая деятельность излияниями тонкозернистых пилотакситовых диабазов. По другим данным, в разных подзонах наблюдается широкое взаимное замещение основных и кислых пород. Извержения центрального типа приурочены к линейным зонам разлома. Нижняя и верхняя толща изливалась в мелководных морских условиях, средняя толща кислых эффузивов и их туфов возникла в условиях поднятия и несет черты типичных наземных излияний.

Основные эффузивы нижней толщи охватывают породы от гиалодиабазов до диабазов с полнокристаллической структурой и реже порфиритов зеленокаменного облика. Встречаются шаровые лавы со структурой, близкой к спилитовой. Эффузивы сопровождаются туфобрекчиями и туфами, в некоторых случаях с ясно выраженной ритмичной слоистостью.

Верхняя толща характеризуется неустойчивой мощностью и представлена менее изменчивыми тонкозернистыми пилотакситовыми диабазами, сопровождающимися прослоями известняка.

Для Алапаевского-Брединской зоны характерны подводные излияния, преимущественно основных эффузивов — диабазов, диабазовых порфиритов, амигдалоподных диабазовых лав, туфов.

По химизму породы березовского комплекса приближаются к типу пород Неллоустонского парка, образуя контрастную серию порфиров и диабазов. Кислые эффузивы принадлежат калиевому и калинатровому рядам. Отчетливо выявляется химическое родство эффузивов кислого по основному составу, обладающих близким комплексом элементов-примесей. Характерно высокое содержание окиси титана в диабазах (1,56—1,59%) и железа в порфирах (сумма окислов около 5%).

Эффузивы магнитогорского трахилипарит-базальтового комплекса залегают с несогласием на породах березовского комплекса; в основании свиты лежат известняки с фауной раннего, выше — среднего вize. В ослабленном виде излияния продолжают до позднего вize — намюра.

В Магнитогорском синклинории кайнотипные оливиновые базальты преобладают, но встречаются диабазовые и базальтовые порфириты, диабазы и амигдалоиды, отличающиеся от базальтов структурой. Широко развиты контрастные им эффузивы трахитового и трахилипаритового состава, образуя единую трахилипарит-базальтовую формацию. Часто разрез начинается пачкой наземных основных эффузивов, затем происходят излияния трахитовых и трахилипаритовых порфиров, вновь сменяющихся основными эффузивами подводного излияния. В визейское время излияния основных лав связаны с периодами опускания, что отражается в появлении многочисленных горизонтов известняка и прослоев кремнистых пород. Кислые эффузивы носят черты прибрежного и наземного происхождения. Так же как и в нижней свите, встречаются покровы игнимбритов. Общая мощность визейской свиты 1,5—2 км. Извержения характеризуются слабой взрывной деятельностью.

В кислых эффузивах, как правило, натрий преобладает над калием. По характеристикам $a : c$ и Q они попадают в группу богатых щелочами пород. Породы среднего состава близки к латитам.

В основных эффузивах в содержаниях, превышающих кларк, отмечены Ba. В кислых эффузивах в количествах выше кларка обнаружены Zr, Ga.

С амигдалоидами связано медное оруденение. После позднего вize вдоль некоторых структурных швов вновь происходит внедрение гипербазитов.

Таков аниховский комплекс, развитый в Восточно-Уральском синклинории и в южном его продолжении — Аниховском и Сары-Обинском грабенах и в прилегающих к синклинории частях Восточно-Уральского и Зауральского антиклинориев. Гипербазиты прорывают отложения брединской свиты S_1 , известняки верхнего визе и визе — намюра. В интрузиях преобладают гардбургиты, с которыми генетически связаны дуниты. Подчиненное развитие имеют верлиты, лерцолиты, пироксениты; в некоторых массивах пироксениты играют значительную роль. Гипербазиты иногда сопровождаются габбро, дающими резкие контакты с гипербазитами. Многие массивы полностью сложены серпентинитами. По петрографическому составу породы комплекса не отличимы от более древних.

Петрохимические породы аниховского комплекса идентичны гипербазитам других комплексов дунит-гардбургитовой формации Урала: в перидотитах $s = 36-37$, $b = 62-63$, $m' = 90-91$, $f' : m' = 1 : 10-1 : 11$; в дунитах $s = 33$, $b = 66-67$, $m' = 90$, $f' : m' = 1 : 10-1 : 11$. При серпентинизации вследствие изменения соотношения между окислами увеличивается величина s (38,7) и соответственно уменьшаются b и m' ($b = 61,1$, $m' = 88$, $f' : m' = 1 : 9-1 : 10$).

В гипербазитах аниховского комплекса установлены элементы-примеси Cr, Ni, Co, Mn, Cu, Zn; спорадически встречаются Sc, V.

С гипербазитами аниховского комплекса связаны гистерогенные рудные месторождения и рудопрооявления хромита, меди, вольфрама, миверализация, гидротермальные месторождения и гидротермальная и гипергенные никеля и кобальта.

Некоторые интрузии раннего карбона тесно связаны с эффузивной деятельностью и являются субвулканическими, например пластовые залежи долеритовых диабазов и габбро (Южный Урал, р. Большая Караганка), петрохимически идентичные эффузивным диабазам, сиенит-порфиры и трахитовые порфиры, несомненно связанные с трахитовыми порфирами раннего визе.

Гипабиссальный и, возможно, частью субвулканический характер имеет магнитогорский гранит-граносиенитовый комплекс, развитый в пределах раннекарбонového и Магнитогорского прогиба и в породах фундамента карбона севернее и южнее, в Мугодикарах и в южной части Алашаевско-Брединской зоны. Многие интрузии его приурочены к зонам нарушения и отличаются линейным расположением. Это преимущественно доскладчатые или соскладчатые интрузии одной из первых (судетской) фаз складчатости средних стадий. Нормальные граниты первой фазы обладают обычно пластовой формой залегания, внедряясь нередко вдоль контакта различных эффузивных толщ. Интрузии более молодых фаз дискорданты по отношению к вмещающим толщам, и характеризуются штокообразной формой. Размеры интрузий большей частью сравнительно невелики: от первых десятков до 1000—3000 км³.

Широко развиты процессы ассимиляции с возникновением пород гибридного типа (диориты, щелочные габброиды, гранодиориты, сиениты) на контакте с вмещающими породами, особенно с основными эффузивами. В контакте образуются различные роговики (плагноклаз-пироксеновые бютитовые, спиллиманитовые) и скарны.

Возраст комплекса — намюр-башкирский век(?). Его породы прорываются дайками позднепалеозойских гранитов. Абсолютный возраст их — от 360 до 250 млн. лет (аргоновый метод; Гаррис и Овчинников, 1963) — большей частью дает более высокие значения, чем это следует из геологических взаимоотношений.

Намечаются три интрузивные фазы: первая — биотитовые и реже биотит-амфиболовые граниты с переходами в граноспелиты, гибридные гранодиориты и диориты; вторая — субщелочные (пертитовые) граниты; третья — щелочные граниты и граноспелиты с эгирином и арфведсопитом.

На диаграмме А. Н. Заварицкого отчетливо выделяются сгущения фигуративных точек вблизи точек среднего состава нормального и щелочного гранитов. Точки пород диоритового и гранодиоритового состава располагаются беспорядочно, что связано с их гибридным происхождением. Большинство гранитов отличается преобладанием натрия над калием, малой или отрицательной характеристикой s , или пересыщены глиноземом.

Спектральными анализами установлено присутствие Ni , изредка Co и Mo , Cr , Zr , Ba , Cu , Pb , Ga ; спорадически появляется Sn . В гранодиоритах и диоритах присутствует в общем тот же набор элементов, наблюдается повышенное содержание Co .

С магнитогорским интрузивным комплексом связаны контактово-метасоматические месторождения железа, вольфрамовые и золоторудные месторождения.

К началу среднего карбона относится кулевчинский комплекс диоритов — гранодиоритов, представленный группой синклизальных интрузий габбро-диорит-гранодиоритовой формации, располагающихся в пределах Тобольского поднятия. Интрузии вытянуты в меридиональном направлении и имеют размеры от 200 до 750 км², реже менее. Из них Кулевчинско-Владимирский и Городищенский массивы прорывают и метаморфизуют отложения верхнего визе-памюра. В экзоконтакте интрузии развиты роговики и скарны.

Ранние фазы комплекса представлены габбро, габбро-норитами; более поздние и наиболее широко распространенные — кварцевыми диоритами, плагиогранитами, гранодиоритами, кварцевыми монцититами, двуполевошпатовыми гранитами. Характерны резкие колебания количественно-минерального состава, средний состав плагиоклаза № 35—50 для всех типов гранитоидов, преобладание плагиоклаза над калишпатом, нередко отсутствие последнего, метасоматический характер калишпата и кварца и преобладание роговой обманки среди цветных минералов.

Петрохимические черты пород: 1) повышенное содержание полевошпатовой извести (в среднем $s = 6,0$), 2) непостоянное и несколько пониженное содержание щелочей (в среднем $a = 7—10$), 3) преобладание натрия над калием (n варьирует от 60 до 70). Отмечается повышенное содержание сидерофильных элементов (Ni , Co в 7—10 раз выше кларка).

Металлогенетическая специализация — мелкие месторождения железа контактово-метасоматического типа с цитроновой молибденовой минерализацией. Возможна кварцево-золоторудная минерализация.

Интрузии инверсионной подстадии представлены различными гранитоидами. Наиболее древними являются интрузии пластовского комплекса плагиоклазовых гранитоидов, возраст которого может быть определен как востизейский, по-видимому, ранне-среднекаменноугольный (около 320 млн. лет). Массивы его тяготеют к субмеридиональным зонам разломов, проходящим по границам Алапаевско-Брединского синклинория или внутри последнего.

Породы пластовского комплекса представлены плагиогранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, с постепенными переходами между разновидностями. Меланократовые породы имеют гибридный характер и приурочены к эндоконтактам или слагают слабо эродированные

массивы. Плагноклаз резко преобладает над микроклином, и параметр n приближается к 70. Жильные породы очень близки по составу к материнским гранитоидам. В повышенном против кларка количестве присутствуют Ni, Cr, Sc.

Гранитоиды обычно интенсивно перекристаллизованы, серицитизованы, эпидотизированы, местами окварцованы и альбитизированы. В экзоконтактах наблюдается мраморизация известняков, ороговитование силикатных пород, эпидотизация основных эффузивов. Гранитоиды пластовского комплекса сопровождаются кварцевыми жилами, рудные компоненты в которых представлены Au, As, Sb, менее характерны Bi, W, Cu, Pb, Ag.

Возраст следующих за пластовскими пород степнянско-неплюевского комплекса, при некоторых оговорках, может быть принят близким к 280—290 млн. лет (Гаррис, 1961 и др.), что отвечает границе карбона и перми и не противоречит имеющимся геологическим данным. Интрузии находятся преимущественно в пределах Восточно-Уральского антиклинория; размер и строение их разнообразны.

Комплекс двухфазовый. Состав пород первой фазы очень непостоянен и варьирует от диоритов, кварцевых диоритов и сиенит-диоритов нормальных гранитов. Характерно присутствие большого количества реликтов в различной степени переработанных пород основного комплекса. Нередко, особенно в тектонически нарушенных зонах, встречается перекристаллизация гранитоидов, микроклинизация, окварцевание, эпидотизация. Породы второй фазы представлены нормальными и лейкократовыми плагноклаз-микроклиновыми гранитами, слабо затронутыми изменениями. Жильные породы по составу близки к гранитам второй фазы, для них характерно присутствие порфирировых разностей и слабое развитие пегматитов. Содержание калия в гранитах второй фазы приближается к содержанию натрия ($n = 55$). В целом породы комплекса близки к породам щелочноземельного ряда.

Контактный метаморфизм выражается в ороговитовании, перекристаллизации и скарнировании вмещающих пород, реже в образовании по ним гнейсоподобных пород.

В связи с гранитоидами степнянско-неплюевского комплекса установлены небольшие контактно-метасоматические рудопоявления железа, а также кварцевые жилы с убогим содержанием Au, W, Mo, Zn, Bi, Sn.

Наиболее молодыми являются граниты джабынско-санарского комплекса. Они пользуются примерно таким же распространением, как породы степнянско-неплюевского комплекса. Определения абсолютного возраста позволяют относить их к началу перми (260—270 млн. лет). Выделяют первую фазу нормальных мезолитовых и лейкократовых гранитов и вторую дополнительную фазу лейкократовых и аляскитовых розовых гранитов. Большинство крупных массивов тяготеет к брахиантиклинальным поднятиям в пределах Восточно-Уральского антиклинория, представляя собой куполообразные тела «диапирового» типа. Мелкие массивы несогласно прорывают вмещающие породы. Граниты первой фазы близки по составу к нормальному щелочноземельному граниту. Граниты второй фазы и жильные породы имеют несколько более лейкократовый характер. Процессы гибридного проявления слабо. Характерно широкое развитие пегматитов. Вторичные изменения выражены слабо. Более интенсивно изменены, грейзенизированы и альбитизированы розовые граниты второй фазы. Контактные изменения проявлены слабо.

Гранитизация и мигматизация вмещающих гнейсов и сланцев, по-видимому, непосредственно предшествовали формированию этих гранитов.

Граниты джабыкско-сапарского комплекса характеризуются повышенным содержанием V, Rb, Sn, Nb. В соответствии с такой геохимической специализацией их находится редкометалльный характер приуроченного к ним оруденения, локализованного в пегматитах, кварцевых жилах и метасоматических образованиях.

Поздние стадии

К поздним стадиям относятся щелочные, в частности нефелин-сиенитовые, интрузии и послеплатиновые дайковые комплексы гранитоидов, обычно размещающиеся на флангах крупных интрузий гранитов или вдоль долгоживущих разломов. Об эффузивной деятельности поздних стадий могут говорить лишь пепловые туфы, встреченные в кунгурских отложениях Южного Урала.

Среди щелочных пород наибольшей известностью пользуется Ильмено-Ильменогорский мнаскитовый комплекс. Он представлен двумя массивами на восточном склоне Среднего Урала, приуроченными к крупной Сысертско-Ильменогорской субмеридиональной антиклинальной структуре шовного типа. Жильные тела комплекса большей частью протягиваются в меридиональном направлении с вертикальным или очень крутым падением. На северном и южном концах полосы щелочных пород наблюдаются антиклинальные структуры замыкания. Породы комплекса гнейсовидные, залегают согласно с вмещающими породами, дают в них апофизы и метаморфизуют их. Массивы имеют форму лянз, с умеренными и крутыми углами падения плоскостей контакта, образуя сложный зонально построенный антиклинал-плутон. Наиболее надежные определения абсолютного возраста свинцовым и аргоновым методами дают около 280 млн. лет (Н. П. Полевая, ВСЕГЕИ).

Преобладают мнаскиты, кроме того, выделены канадиты, конгресситы, саидыиты, нефелинолиты и др. Мнаскиты окружены каймой сиенитов шириной от нескольких метров до 800 м. Сиениты также образуют многочисленные лянзы и полосы в приконтактной зоне мнаскитовых массивов и самостоятельные жиллообразные тела среди гнейсов. Распространены пегматитовые жилы, имеющие состав вмещающих их пород. Господствует концепция о магматическом происхождении мнаскитов, но в последнее время выдвинуто представление о метасоматической природе всех пород щелочного комплекса.

В краевых частях массивов мнаскиты в большей или меньшей степени альбитизированы, карбоатизированы и местами биотитизированы.

Мнаскиты характеризуются недосыщенностью кремнеземом, в среднем $Q = -23,3$, среднее значение $b = 7,4$, $a = 25,7$; $c = 1,9$; $a : c = 13,5$ при относительно высокой роли Na (среднее $n = 66,8$).

Характерны следующие элементы-примеси: Nb, Ta, TR, V, Rb, As, Sn, Ba, Ga (до 0,3% вес.). Превышают кларк в 5—10 раз Zr, Nb, Ta, Sr, Rb.

Оруденение — в мнаскитах циркон, пироксид и др., в сиенитах и сиенит-пегматитах, кроме того, ферсмит, эцинит и др., вермикулит, нефелиниты.

Интрузии гипабиссального борсуксайского комплекса щелочных и нефелиновых сиенитов представлены дайками и штоками среди докембрийских кристаллических сланцев Мугоджар. По данным М. А. Гарриса, они имеют абсолютный возраст 223 млн. лет.

Среди послеплатитовых дайковых комплексов особой известностью пользуется березовский комплекс. Он развит в Восточно-Уральской зоне, где полоса даек гранитоидов послеплатитового возраста прослеживается на 150 км восточнее Верх-Исетской интрузии гранитов. Отдельные дайки и их группы известны в ряде золоторудных районов Урала (Миасском, Мидьякском, Невьянском). Дайки секут позднепалеозойские гранитовые батолиты с возрастом 270—280 млн. лет. В составе комплекса развиты дайки и малые тела гранитов, гранит-порфиров, диоритовых порфиритов, березитов. Характерно развитие березитизации и лиственитизации в дайках и в боковых породах; в рудных жилах довольно типичен турмалин.

Минерализация разнообразна и богата: золото-пиритовые жилы с Cu , Pb , Zn , Bi , Ni , Co и др., золото-медно-кварцевые жилы с блеклыми рудами, кварц-молибденитовые, шеелитовосные. К району развития березовского комплекса тяготеют также медно-кобальтовые колчеданные залежи, имеющие по определениям абсолютного возраста околожильных пород послеплатитовой возраст.

Кумакский дайковый комплекс развит в Мугоджарах и связан с системой разломов в пределах Восточно-Уральской зоны. Дайки представляют позднепалеозойские граниты. Абсолютный возраст по опробованным методом равен 223—226 млн. лет (М. А. Гаррик). В состав комплекса входят кварцевые сферолитовые и фельзитовые порфиры, диориты, диоритовые порфириты, образующие дайки и тела простого строения. Гидротермальные изменения — серицитизация, окварцевание, хлоритизация; характерно развитие турмалина.

С кумакским комплексом связаны золоторудные месторождения с довольно сложным минеральным и элементарным составом (тетраэдрит, арсенопирит, пирротин, теллуриды и т. п.).

Еленовский комплекс малых гранитоидных интрузий развит в Мугоджарах в Восточно-Уральской зоне. Интрузии гранодиоритов и гранодиорит-порфиров, вероятно, моложе позднепалеозойских гранитов. Интрузивные тела подвергаются интенсивной турмалинизации с развитием кварц-турмалиновых пород, серицитизации и окварцевания. С кварц-турмалиновыми породами связано медное оруденение с примесью молибдена.

Конечные стадии

После довольно продолжительного перерыва в конце перми — начале триаса возобновляются сравнительно интенсивные тектонические движения по разломам и вулканическая деятельность, проявившаяся главным образом во внешних областях Урала (многоосинклинальной и восточной периферической), а также в восточной части эвгеосинклинальной области, в приразломной Челябинской грабен-свклинали, на границе Алапаевско-Бредипской и Тобольской зон и далее на восток, где эффузивы закрыты чехлом молодых отложений. Эффузивы этого туринского липарит-базальтового комплекса особенно широко развиты в восточной периферической области, при характеристике магматизма которой и дано его описание. Эффузивы залегают с резким несогласием на размытых складчатых структурах и на прорывающих их гранитах и сопровождаются интрузиями липаритов, санидиновых микрогранитов, гранит-порфиров и долеритов кушмурунского комплекса.

Западная многоосиноклиальная область

Многоосиноклиальная область Урала к началу ордовикско-триасового тектоно-магматического цикла имела гетерогенное строение. В фундаменте герцинид наиболее отчетливо выделяются блоки архейского возраста со спокойными геофизическими полями, пояса и блоки с ливейными широтными структурами раннего протерозоя, а также позднепротерозойские и раннепалеозойские многоосиноклиальные образования. Эти структуры по-разному реагировали на тектонические движения ордовикско-триасового цикла.

Начальные и ранние стадии

Магматизм начальных и ранних стадий герцинского подвижного пояса проявился наиболее полно и разнообразно. Как упоминалось, его разнообразие и интенсивность во многом зависят от структур фундамента многоосиноклиальной области.

По границам различных блоков фундамента близ Уралтауского глубинного разлома в Нязепетровском и Сакмарском районах развиты магматические формации, сходные с формациями эвгеосиноклиальной области.

В областях со складчатым байкальским фундаментом проявлены метаморфизованные вулканогенные формации ордовика, описанные в разделе, посвященном эвгеосиноклиальной области, а также интрузивные породы ордовикского и силуро-девонского возраста. Это габбро-диабазы, граниты, гнейсо-граниты и специфические формации гипербазитов и габброидов вишерского и дублинского комплексов.

Интрузии вишерского комплекса наблюдаются на западном склоне Северного Урала в виде цепочки мелких тел подчиненной меридиональной зоне глубинного разлома. Они залегают среди толщ верхнего протерозоя, кембрия и ордовика. Верхний предел возраста определяется наличием продуктов разрушения пироксенитов в толщах верхнего ордовика и силура.

Интрузивные тела имеют штокообразную или дайкообразную форму и сложены измененными перидотитами, пироксенитами и пикритоподобными породами. По химизму пироксениты ближе всего к средним составам диаллагитов по Далл. Пикриты очень близки к нормальным кимберлитам. Породы характеризуются постоянным наличием Ni, Co, Cr, Sr. Для пикритов, кроме того, характерны Ti, Zn, и Sr. Тесная связь пикритоподобных пород с пироксенитами позволяет отнести их к особой перидотит-пироксенитовой формации.

Дублинский комплекс габбро и габбро-диоритов развит среди доордовикских и ордовикских(?) образований и, по-видимому, имеет досреднедевонский возраст. Это пластообразные залежи, дайки и массивы, которые на Среднем Урале группируются в самостоятельный пояс, приуроченный к разлому вдоль восточного борта Западно-Уральского антиклинария. На Северном Урале к этому комплексу отнесен массив горы Юбрышкл. Интрузии сложены уралитовыми габбро, габбро-диабазами, габбро-диоритами, диоритами и продуктами их метаморфизма. Химический состав пород характеризуется высоким содержанием титана и относительно низким кальция. С интрузиями связаны месторождения титаномагнетита.

Габбро-диабазы многоосиноклиальной области, развитые среди фрагментов структур байкалид, имеют различный — ордовикский, силурий-

ский и, по-видимому, более молодой позднедевонский возраст. Несмотря на широкое развитие их вдоль всей этой зоны Урал-Тау (от Пай-Хоя до Мугоджар), эти породы слабо изучены.

Граниты и гнейсовидные граниты послеордовикского возраста широко распространены в структурах байкалид.

На Южном, Среднем и Северном Урале к гранитам этого цикла относятся мелкие тела горы Артыш, интрузии в районе Белорецка, пос. Тирля; отдельные тела в пределах Уфалейского мигматитового комплекса и ряд интрузий — Шудьинская, Велсовская, Мойвинская, Мартайская и Посьмакская — в верховьях Вишеры.

Они представлены микроклиновыми, микролин-пертитовыми гранитами, гранит-порфирами и иногда аплитами. Часто наблюдаются расслабленные разновидности, а также кварцевые диориты, плагиограниты и пегматиты (Кейльман, 1963 и др.). Размер интрузии — до нескольких десятков квадратных километров. Они прорывают доордовикские образования, отложения ордовика и изредка силура (Южный Урал). Абсолютный возраст пород 350—400 млн. лет. Более низкие значения 280—260 млн. лет, по-видимому, обусловлены омоложением. Для всех гранитов характерно присутствие Zr, Ba, Rb, Ga, Zp, а некоторые отличаются высоким содержанием V, Pb и Sr (Мойвинская интрузия). С гранитами связаны слюдоносные пегматиты.

На Приполярном и Полярном Урале в пределах Ляпово-Сибирского антиклинория выделен послеордовикский кожимский ряд гранитоидных комплексов, интрузии которых иногда имеют активные контакты с отложениями тельпосской свиты (O₁). Определения абсолютного возраста (по слюдам) дали две группы значений: 340—360 и 225—300 млн. лет. Преобладают двуслюдяные граниты и аляскиты, меньше распространены граводиориты и кварцевые диориты. Жильная серия развита слабо. Массивы представляют собой согласные пластообразные тела или серии сближенных тел. Площадь массивов от 1 до 100 км². В петрохимическом отношении гранитоиды, исключая апограниты, близки средним типам. Апограниты близки к типу щелочных гранитов. Спектральные анализы обнаруживают присутствие во всех гранитоидах Ti, V, Cu, Ga, Zr, Ba, реже Sn и Pb; в апогранитах — Nb, Rb, Bi, Zp и Se.

С кожимским рядом гранитоидных комплексов связаны гидротермальные месторождения и рудопроявления кварца, жильные кварц-щелитовые и медно-свинцовые, а также пневматолито-гидротермальная редкометальная минерализация в апогранитах.

В пределах Харбейского антиклинория на Полярном Урале развит харбейский ряд гранитоидных комплексов. В его составе выделяют по меньшей мере две группы микролин-альбитовых гранитоидов, по-видимому отвечающих разновозрастным комплексам.

В первую группу входят порфиробластовые гнейсовидные гранитоиды, обнаруживающие постепенные переходы к вмещающим породам через фельдшпатизированные парасланцы и альбитовые, реже олигоклазовые парагнейсы.

Гранитоиды мигматизируют и метаморфизуют отложения, датированные ордовиком (?), а продукты их размыва встречены в нижнем карбоне. Значения абсолютного возраста по слюдам достигают 365 млн. лет.

* Говоря «ряд комплексов», авторы полагают, что к комплексу здесь отнесены разновозрастные образования. — *Прим. ред.*

Значения до 280 млн. лет, по-видимому, обусловлены омоложением (аргоновый метод; УФ и ИГЕМ АН СССР).

В состав второй группы входят массивные интрузивные граниты, часто аплитовидные, а также гранит- и фельзит-порфиры. Все они слагают мелкие согласные, реже секущие дайкообразные и неправильные тела. Отмечены эруптивные контакты гранит- и фельзит-порфиров с гранитоидами первой группы. Абсолютный возраст гранитов Харбейского массива 235—260 млн. лет (валовые пробы, аргоновый метод; ИГЕМ и УФАИ АН СССР).

В петрохимическом отношении гранитоиды близки к средним типам, отличаясь низким значением параметра c (0,7—0,9), частой пересыщенностью глиноземом и повышенной общей щелочностью ($a = 12,7—15,4$), обычно с преобладанием натрия (n от 59,8 до 66,5). Спектральные анализы обнаруживают присутствие Mo, Nb, Pb, Zn, Sn, Ga. С гранитоидами связаны процессы альбитизации и редкометалловая (молибденовая и др.) минерализация.

В пределах жестких структур Тиманского подвижного пояса в конце среднего и в позднем девоне произошли излияния базальтов и внедрение тел долеритов трапповой формации Тимава. Базальты перемежаются с фаунистически охарактеризованными средне- и верхнедевонскими отложениями. Максимум излияний произошел на границе среднего и позднего девона. Интрузии долеритов секут породы не моложе позднего девона. Покровы базальтов мощностью до нескольких десятков метров часто разделены туфами, туффитами и осадками морского или континентального происхождения. Часто встречаются кальцит-базальты, реже нормальные толентовые и субщелочные базальты.

В районах с сохранившимися, по данным геофизики, широтным структурами фундамента раннепротерозойского возраста на Среднем Урале во время начальных и ранних стадий ордовикско-триасового цикла возникли специфические формации сараповского комплекса гипербазитов и габбро-диабазов, граносиенитов Троицкого массива, а также ишимских и вильевских перидотитов. Эти интрузии прорывают толщи многоосцилляционных и платформенных формаций байкалид. Перидотиты прорывают и среднедевонские образования.

Сараповский комплекс хромитовосных гипербазитов приурочен к системе субмеридиональных глубинных разломов, проходящих по центральной оси Западно-Уральской антиклинорной зоны Среднего Урала, среди толщ верхнего протерозоя — кембрия. Наиболее изучены массивы горы Саранной и рек Тискос, Воронки и Ашки. Верхняя возрастная граница определяется пересечением их дайками амфиболовых габбро-диабазов и концентрацией хромшпинелидов в отложениях девона. Массивы сложены измененными гарцбургитами и перидотитами. Жильная свита представлена измененными диабазами, порфиритами, габбро-диоритами и аплитами. Но химизму породы характеризуются большим содержанием окиси хрома, глинозема и железа и меньшим количеством магния. С породами комплекса связаны уникальные месторождения хромшпинелидов. Все это позволило выделить породы в самостоятельную формацию хромитовосных гарцбургитов.

Габбро-диабазы сараповского комплекса приурочены к тем же структурам, что и гипербазиты. Они секут последние и представлены амфиболовыми разностями с постоянным присутствием хрома, незначительным количеством щелочей и повышенной основностью.

Граносиениты и сиениты Троицкого массива залегают в западном крыле Западно-Уральского антиклинория среди пород косьвинской и

ашинской свит. Верхний предел возраста граноспелитов определяется пересечением их дайками долеритов и габбро-диабазов троицкого комплекса (см. ниже). Абсолютный возраст спелитов (по слюде) равен 360—378 млн. лет (аргоновый метод; ВСЕГЕИ, ИГи, УФАН СССР). По возрасту и минерализации они сопоставляются с граноспелитами и спелитами Благодати и Высокой.

К восточному крылу герцинского краевого прогиба на Среднем Урале приурочены отдельные мелкие многофазные интрузии центрального типа перидотитов и пикритовых порфиритов. Интрузии диаметром не более 1 км располагаются среди среднедевонских или более древних отложений и имеют брекчиевидное сложение с включениями вмещающих пород.

Породы интрузий сильно изменены. Судя по реликтам структур, в них присутствовали оливин, ромбический и моноклиновый пироксен и иногда, по-видимому, первичный биотит. Химизм пород показывает сильное обогащение магнезией (до 25%), незначительное количество кремнезема (не выше 45%) и иногда повышенное содержание щелочей (Na_2O до 0,5%; K_2O до 2%). Эти породы чрезвычайно близки к алмазоспелитовым пикритовым порфиритам и кимберлитам и выделены в пикрит-пелитовую формацию окраин платформенных структур.

На западном склоне Северного, Среднего и Южного Урала (по данным геофизики) раннепротерозойского и архейского периода широко распространены пластовые тела и дайки долеритов и габбро-диабазов троицкого комплекса. Они приурочены к серии разломов в пределах Западно-Уральской антиклипальной зоны на краю герцинского краевого прогиба. Она моложе силурийских и древнее среднедевонских отложений. В химическом отношении долериты и пироксеновые габбро-диабазы сходны с долеритами платформ и отнесены к трапповой формации.

Средние стадии (позднее турне — ранняя пермь)

В пределах складчатых структур байкалид водораздельной зоны и западного склона Урала к средним стадиям, возможно, относится часть массивов гранитоидов и гнейсовидных гранитов харбейского, кожимского комплексов на Полярном и Приполярном Урале, а также гранитоидные интрузии более южных районов, дающих значения абсолютного возраста в пределах 225—300 млн. лет.

Поздние и конечные стадии (ранняя пермь — поздний триас)

Магматические породы этих стадий представлены печорской базальтовой формацией. Базальты распространены на гряде Чернышева и в других приподнятых блоках Предуральяского краевого прогиба, Печорской синеклизы и в некоторых районах востока Русской платформы. Излияние базальтов произошло на границе перми и триаса и в равном триасе. Печорские базальты неотличимы от аналогичных пород трапповой формации Сибири.

К постконсолидационной стадии относятся позднемеловые туфобрекчии и лавы андезитов-базальтов бассейна р. Кары.

Состав некоторых осадочных и магматических формаций среднего и верхнего палеозоя позволяет ряду исследователей ставить вопрос о выделении в послеордовикской истории развития Урала каледонского и герцинского циклов. Этот вопрос остается дискуссионным.

Под восточной периферической областью понимается погруженная под мезозойские и кайнозойские отложения восточная краевая часть Уральской складчатой системы, лежащая к востоку от Тобольско-Ливановского глубинного разлома. По геологическому строению и истории развития эта территория существенно отличается от внутренних зон орогена. Судя по геологическим и геофизическим материалам, каледонский срединный массив Центрального Казахстана и явился тем основанием, на котором развивались поздние палеозойские структуры этой части Урала. Восточная периферическая область, или Западно-Тургайская структурно-формационная зона, представляет собой область с неполным герцинским геосинклинальным развитием. Вступление ее в качестве новой стадию геосинклинального развития началось лишь с середины тектово-магматического цикла, причем дифференцированные движения консолидированного каледонского фундамента оказывали влияние на структурный план уралид.

Такие особенности строения и развития обусловили гетерогенный характер магматизма рассматриваемого региона. В девоне здесь формировались вулканогенные образования, сходные с одновозрастными формациями Центрального Казахстана. С раннего карбона на средних, поздних и конечных стадиях проявился магматизм уральского типа. В связи с тектонической активизацией этой области в средневизейское время, в результате которой в зоне значительной раздробленности, тяготеющей к Тобольско-Ливановскому, Валерьяновскому и Опановскому глубинным разломам, произошло заложение Валерьяновского среднепалеозойского прогиба, сопровождавшееся интенсивным и длительным магматизмом. Он выразился в формировании валерьяновского андезит-базальтового комплекса и комагматичных интрузий сарбай-соколовского комплекса.

Валерьяновский андезит-базальтовый комплекс развит в западной части Западно-Тургайской структурно-формационной зоны (в Валерьяновской подзоне) и на ее продолжении в Западно-Сибирской низменности. Это протяженный — от г. Тюмени до Аральского моря — андезит-базальтовый вулканический пояс, обрамляющий Уральскую геосинклиналию с востока. В его строении принимают участие вулканогенные породы, многократно чередующиеся с терригенными и карбонатными осадками, содержащими фауну среднего — верхнего визе и палеоюра. Среди вулканических пород преобладают пирокластические образования андезитового и андезит-базальтового состава. Существенную роль играют грубообломочные лапиллиевые туфы и туфобрекчии; меньше распространены мелкообломочные туфы, ассоциирующие с туффитами. Гораздо реже в верхней части разреза развиты андезит-базальтовые и базальтовые порфириты и кварцевые порфиры. В южной части пояса встречаются дациты. Мощность вулканогенной толщи 2,5—3,0 км. Для всех пород характерен гематитовый характер диагнеза и альбитизация благодаря широкому развитию натрового метасоматоза, который особенно интенсивно проявился вблизи вулканических аппаратов. Среда извержений мелководная — вулканические острова. Излияния носили преимущественно взрывной характер и осуществлялись через аппараты центрального типа. Характерно наличие большого количества субвулканических интрузий диорит-порфиритов, тоже обычно альбитизированных.

Петрохимические черты комплекса: 1) повышенная щелочность при резком преобладании натрия над калием, среднее $a = 13,1$ (в альбитовых порфиридах — 16,17); 2) высокие значения характеристики b , варьирующей от 13 до 21,2; 3) пониженное содержание полевшпатовой извести (среднее $c = 4,2$); 4) отношение $f' : m' = 1,3-1,6$.

При значительном разбросе фигуративных точек между кривыми Лассен-Пик и Марос-Хайвуд вариационная линия ближе к кривой Йеллоустонского парка, иногда отклоняется в сторону кривой Этны (щелочно-известковый ряд).

Отмечается повышенное против кларка содержание Si в 5—10 раз, Ni в 3—5 раз и более, Pb и V в 2—3 раза. В эффузивах изредка встречается убогая минерализация меди вкрапленно-прожилкового типа.

По А. М. Дымкину (1962), с субвулканическими интрузиями связаны некоторые мелкие железорудные месторождения.

Сарбай-соколовский комплекс габбро-диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов располагается в Валерьяновском подзоне в пространственной близости с андезитово-базальтовым комплексом, вместе с которым он составляет вулкано-плутоническую ассоциацию. Массивы тяготеют к Валерьяновскому и Опановскому глубинным разломам, нередко делаясь в узлах сопряжения продольных и поперечных систем разломов (Дымкин и др., 1964).

Возраст интрузий конец раннего — начало среднего палеозоя. Наблюдаются активные контакты с отложениями среднего — позднего палеозоя, а галька интрузивных пород встречается в конгломератах верхнего палеозоя. Определения абсолютного возраста варьируют от 280—290 до 315—322 млн. лет.

Интрузии относятся к габбро-диорит-гранодиоритовой формации. Среди них выделяются северная и южная группы, различающиеся по ряду особенностей. К северной группе относятся небольшие гипабиссальные тела площадью до 40—60 км² с многочисленными апофизмами. Они сложены габбро-норитами, габбро, габбро-диоритами, диоритами. Характерно широкое проявление натрового метасоматоза при весьма незначительном и локальном развитии калиевого и кремнекислого (Соколовская интрузия). В южную группу входят Адаевский, Камышлыкульский, Сулыкульский, Шагыркульский и другие массивы. Это более крупные (100—600 км²) и более глубоко эродированные тела довольно пестрого состава. Значительная роль в них наряду с диоритами принадлежит кварцевым диоритам, гранодиоритам и двуполевошпатовым гранитам. Изредка наблюдаются переходы в граносениты и монцопиты.

Для большинства перечисленных пород характерны резкие колебания количественно-минералогического состава вследствие метасоматического развития калишпата и кварца, преобладание роговой обманки среди цветных минералов и средний состав плагноклаза (№ 35—50).

Петрохимические черты комплекса: 1) несколько повышенное содержание полевшпатовой извести в породах среднего и основного состава (c обычно более 5, иногда достигает 12); 2) большие колебания в содержании щелочей при преобладании натрия над калием (n больше 80); 3) неравномерное содержание феррических компонентов; 4) пониженное значение характеристики m' , опускающейся до 15.

Характерно повышенное по сравнению с кларковым содержание Zn и Cu (в 2—3 раза), а в диоритах и габбро иногда до 20—30 раз, и пониженное Pb (в 3—8 раз) и Zr (в 3 раза). В породах, близких к гранодиоритам, также фиксируется повышенное содержание элементов группы железа

(Cr, V, Co), в 1,5—3 раза превышающее кларковые содержания, и дефицит Rb, Mo (в 2—3 раза).

Сарбай-соколовский комплекс сопровождается крупнейшими контактово-метасоматическими месторождениями железа с примесью Co, Cu, Pb, Zn.

Для восточной периферической области характерно также широкое проявление магматизма завершающих стадий развития Урала. Однако эти позднегерцинийские и раннекаммерийские магматические проявления развивались не столько во внешней зоне, сколько к востоку от нее, в пограничной области раннепалеозойской консолидации Центрального Казахстана (в Центрально-Тургайской структурно-формационной зоне). В позднем палеозое здесь внедрились гранодиориты убаганского комплекса и небольшие тела щелочного состава кайнсайского комплекса. В раннем мезозое эта территория стала ареной интенсивных интрузий базальтовой и риолитовой магм (риолит-базальтовый комплекс).

Убаганский комплекс гранодиоритов представлен массивами, наиболее крупными из которых являются Убаганский и Васагашский (до 900 км²); они прорывают и скарнируют отложения визе—намюра. Формировались они в жестких структурах «казахстанид», которые к этому времени подверглись интенсивному раздроблению. Состав массивов существенно граптодиоритовый при подчиненном развитии кварцевых диоритов и плагиогранитов (гранодиоритовая формация). В отдельных участках в эндоконтактах обнаруживаются сиециты, сиецит-диориты и монциты. Реже встречаются породы, близкие к грапитам.

Петрохимические черты комплекса: 1) повышенная щелочность за счет калия (коэффициент n находится в пределах 48,3—62,0); 2) высокая относительная железистость, отношение $f' : m' = 1,6—1,8$; 3) аномально высокое содержание кремнезема в гранодиоритах (Q варьирует от +19 до +24). Содержание Ni, Co, V превышает кларковое в 3—5 раз. В некоторых пробах аномально высокое (в 10—100 раз) содержание Zn, Mo, Sn.

С убаганским комплексом связаны скарные проявления железа. Возможно обнаружение сульфидно-полиметаллической минерализации.

Кайнсайский комплекс интрузий щелочного состава представлен мелкими, неправильной формы телами рибекитовых и лейкократовых сиецитов (сечение 1 × 2,5 км). Они размещаются в отложениях нижнего карбона в пространственной близости к гранитоидам убаганского комплекса и тяготеют к узлам пересечения меридиональных и широтных разрывов. Абсолютный возраст 252 млн. лет (Н. Н. Полевая, ВСЕГЕИ). По составу породы близки к среднему типу щелочных сиецитов. Они отличаются высоким содержанием феррических компонентов ($b = 0,81$), постоянной относительной железистостью и избытком кремнезема (Q колеблется от +1,3 до +6,4); среди малых элементов отмечается преобладание циркония, ниобия и др.

Риолит-базальтовый комплекс распространен в Западно-Тургайской и особенно в Центрально-Тургайской структурно-формационных зонах, где раннемезозойские вулканогенные образования сохранились главным образом вдоль питающих каналов, в грабедах и грабенообразных депрессиях. Область наиболее активного вулканизма располагалась в районе долины р. Убагана и оз. Кушмурун, где площадь лавового поля составляет более 8000 км².

По находкам пресноводной фауны, флоры и спорово-пыльцевым комплексам в осадочных горизонтах одни исследователи относят риолит-базальтовый комплекс к перми — раннему триасу, другие — к раннему — позднему триасу. Определения абсолютного возраста варьируют от

172—175 до 229—268 млн. лет (Л. Н. Овчинников, М. А. Гаррис и др.). Вулканические образования представлены крайними членами риолит-базальтового ряда — липаритами и базальтами при весьма незначительном развитии андезитов и полном отсутствии эффузивов дацитового состава. Преобладают андезито-базальты, безоливиновые базальты, долериты. Гораздо менее распространены липариты. Пирокластический материал почти отсутствует. Поствулканические процессы не фиксируются. Эффузивы кайнотипны. Они чередуются с озерными терригенными осадками. Мощность эффузивных горизонтов от 5—10 до 100—160 м, осадочных прослоев — от 1 до 60—100 м. Встречаются разрезы, не содержащие осадочных горизонтов. Тип извержений трещинный, излияния спокойные наземные.

Петрохимические черты: вариационная линия основных эффузивов близка к кривой Лассен-Шик (известково-щелочной ряд); для базальтов характерна несколько пониженная щелочность (среднее $a = 8,4$) при значительном содержании калия (среднее $n = 74,4$) и повышенное содержание кремнезема (среднее $Q = +1$); отношение $f' : m' = 1,2$; для липаритов — резкое преобладание калия (среднее $n = 35$), относительное высокое значение b (5,7) и пониженное содержание магния (среднее $m' = 10,7$). Большинство малых элементов присутствует в количествах ниже кларковых.

С риолит-базальтовым комплексом связаны субвулканические образования сандивовых микрогранитов, липаритов, долеритов и мурунского комплекса. Это пластовые тела (силлы), куполовидные тела, реже лакколиты и дайки.

ГОРНЫЙ ТАЙМЫР

Горный Таймыр является главной составной частью Таймырской складчатой системы, охватывающей также острова Северной Земли. Начало ее формирования тесно связано с зарождением Таймырской геосинклинали еще в раннем протерозое, а возможно, даже и в позднем архее. Оно продолжалось в течение всего протерозоя и палеозоя, когда происходило накопление мощных толщ (около 30 км) разнообразных осадков и вулканогенных пород, прерываемое фазами складчатости допозднепротерозойского, позднепалеозойского и раннемезозойского возраста.

Допозднепротерозойский фундамент

Среди допозднепротерозойских древних толщ условно могут быть выделены образования двух тектоно-магматических циклов: позднеархейского и раннепротерозойского.

К первому относятся сравнительно редкие покровы основных эффузивов и многочисленные тела метабазитов, а также граниты, связанные с процессами реоморфизма и графитизации. Все они залегают в пределах гнейсового комплекса, представляющего собой нижний структурный этаж Таймырско-Североземельской складчатой системы, образующий в северной части Горного Таймыра единый массив типа срединного.

Гнейсовый комплекс образован регионально-метаморфизованной геосинклинальной терригенной формацией с относительно небольшим содержанием карбонатных отложений и более значительным — эффузивных и интрузивных основных магматических пород, особенно в нижней части комплекса. Метаморфизм пород соответствует высокотемпературным минеральным парагенезисам амфиболитовой фации. В связи с этим в нижней

половине гнейсового комплекса развиты процессы мигматизации и гранитизации, обусловившие появление многочисленных тел разных размеров гнейсовидных порфиробластовых гранитов наряду с мигматитами, а также интрузий мусковитизированных гранитов аватектического происхождения.

К протерозойским магматическим породам относятся мощные покровы эффузивов основного и среднего состава и многочисленные пластовые интрузии ортоамфиболитов, а также весьма многочисленные интрузии метаморфизованных катаклазированных гранитоидов. Все они залегают в комплексе метаморфических сланцев, являясь вместе с филлитами и мраморами составной частью этого комплекса (особенно эффузивы, превращенные в зеленые сланцы), который образует второй структурный этаж Таймырско-Североземельской складчатой системы. Комплекс метаморфических сланцев представляет собой регионально-метаморфизованную геосинклинальную терригенно-карбонатную формацию, минеральные парагенезисы которой отвечают фации зеленых сланцев.

Поздний архей

В нижней части гнейсового комплекса встречаются пачки гранатовых амфиболитов, которые по составу весьма близки к основным эффузивам и значительно отличаются от вмещающих их парагнейсов. В этих амфиболитах изредка сохранились неотчетливые реликты магматических структур эффузивных пород.

Тела метабазитов являются, по-видимому, древнейшими интрузивными образованиями на Таймырском полуострове. Впервые они были описаны (Баклунд, 1929) как друзиты в связи с наличием слаборазвитых венцовых структур: в центре оливин, первая кайма — гиперстен, вторая кайма — диопсид, третья — буроватый амфибол, четвертая — зеленый амфибол. Однако в большинстве жилоподобных залежей или линзовидных тел (площадью от 1 до 6 км²) этих метаморфизованных основных интрузивных пород друзитовые структуры отсутствуют, поэтому породы следует называть метабазитами, а не друзитами, как было принято ранее. Пластовые интрузии в дайки их местами заметно будинированы. Межбудинные пространства выполнены гнейсовидными порфиробластовыми гранитами.

Тела метабазитов сложены преимущественно габбро-норитами следующего состава: зональный лабрадор 50—60%, гиперстен 10%, авгит и диопсид 10%, буроватый амфибол 6%, зеленый амфибол 8—12%, кварц 2—3%, биотит 2—5%, рудные минералы (магнетит и ильменит) 2—4%, вторичные минералы 1—3% и аксессуарные апатит и сфен 1—2%. Структура реликтовая офитовая и габбро-офитовая. Вокруг зерен пироксенов образуются каймы амфибола, который нередко полностью замещает пироксены.

В красных частях будин метаморфизованные габбро-нориты превращаются в амфиболиты, которые состоят из амфибола (30—40%), биотита (6—10%), андезина (50—55%), кварца (1—3%), рудных, аксессуарных и вторичных минералов (3—7%); последние почти целиком представлены сосульковым агрегатом, развивающимся по плагноклазу.

Образование многочисленных мелких интрузий и отдельных крупных массивов гнейсовидных порфиробластовых гранитоидов происходило, вероятно, одновременно со складчатостью, с региональным метаморфизмом, мигматизацией и гранитизацией гнейсового комплекса Таймыра; реоморфические процессы были главными в их формировании. Мелкие интрузии

имеют облик согласных залежей, совпадающих с простиранием складок в сводах складок, другие — в крыльях, где подчас круто наклонены вместе с пачками гнейсов. В пластовых интрузиях преобладают гнейсо-следствием их перекристаллизации, происходившей в условиях интенсивных складкообразовательных движений. Конечным результатом перекристаллизации являются «очковые» гнейсовидные граниты, в которых крупные индивиды микроклина приобретают округлые очертания и оказываются погруженными в гранобластовую массу кварца, плагиноклаза и табличек биотита.

Крупные массивы обычно вытянуты на единицы и десятки километров согласно со складчатыми структурами, к сводам которых они нередко приурочены. Интрузивный характер массивов подтверждается местами отчетливыми секущими контактами. Массивы сложены преимущественно порфиробластовыми, нередко гнейсовидными гранитами, отчетливо уклоняющимися в сторону гранодиоритов и реже граносиевтов. При гнейсовидной текстуре

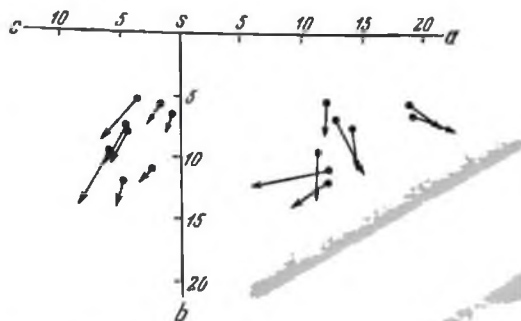


Рис. 64. Порфиробластовые гнейсовидные гранитоиды Таймыра

структуры их чаще всего порфирогранобластовые со значительно развитыми элементами перекристаллизации в результате протеклаза.

Породы состоят из микроклина (40—50%), олигоклаза (30—40%), кварца (15—25%) и биотита (4—8%). Акцессорные минералы — апатит, циркон, ортит и монацит; их содержание иногда достигает 2—3%. Очень редко гранитоиды бывают слабо мусковитизированными. Встречаются реликты альмандина, фибролита и кордиерита — типичных минералов гнейсов, что указывает на значительную роль в образовании пород гранитизации. Местами увеличивается содержание цветных минералов, особенно роговой обманки (до 15%), плагиноклаз представлен основным андезитом, а количество кварца уменьшается до 10%, и породы переходят в кварцевые диориты и сиепит-диориты.

С этими массивами связаны обильные жилы аплитов и аляскитов, секущие как тела гранитоидов, так и вмещающие плагиогнейсы. Жилы пегматита, наоборот, довольно редки и специфичны: в качестве цветного минерала содержат только биотит, акцессорные представлены ортитом, монацитом.

По химическому составу эти гранитоиды занимают промежуточное положение между нормальными гранитами и гранодиоритами (рис. 64). Положение векторов на диаграмме А. Н. Заварицкого свидетельствует о значительном преобладании щелочных полевых шпатов над кальциевыми: при этом натриевых полевых шпатов больше, чем калиевых. В составе же цветных минералов магния и железа значительно больше, чем кальция.

Минеральные ассоциации гранитоидов немногим отличаются от вмещающих их мигматитов и гранитизированных гнейсов. Это позволяет предположить, что главным процессом их образования была мобилизация на значительной глубине пластических масс гнейсов и их селективное

плавление, отчего во время складчатости они выжимались в сводовые части антиклиналей, где окончательно формировались в условиях перекристаллизации и превращались в порфириобластовые гранитоиды.

Более молодыми архейскими образованиями являются мусковитизированные граниты. Раньше все исследователи Таймыра называли эти породы двуслюдяными гранитами (Баклунд, 1929; Виттенбург, 1941; Дамнинова, 1960; Равич, 1954). В настоящей очерке они названы мусковитизированными гранитами, чтобы подчеркнуть метасоматическую природу мусковита и магматическую — биотита.

Эти граниты образуют крупные сводообразные* и более мелкие штокообразные, нередко двухфазные интрузии, площади которых достигают десятков, реже сотен квадратных километров. Они пересекают любые складчатые структуры гнейсов. В более раннюю фазу образуются сводообразные массивы, а в более позднюю — крутопадающие тела, выполняющие поперечные трещины как во вмещающих плагногнейсах, так и в более древних сводообразных массивах. Наряду с крупными двухфазными массивами в пределах гнейсового комплекса встречаются мелкие липзонидные и штокообразные тела разнообразных по составу мусковитизированных гранитоидов.

Сводообразные интрузии сложены мусковитизированными гранитами массивной текстуры и гипидиоморфнозернистой структуры, состоящими из альбита (38%), микроклина (18%), кварца (29%), мусковита (11%) и биотита (5%); акцессорных минералов — апатита, циркона и рутила — не более 1%. Мусковит обычно представлен мелкими неправильными индивидами, образующимися преимущественно по полевым шпатам. Весьма редко наблюдается мусковитизация биотита.

Штокообразные интрузии сложены мусковитизированными гранитами трахитоидной и субтрахитоидной текстуры и гипидиоморфнозернистой структуры, местами слабопорфириовидной. Они состоят из альбита (32%), микроклина (20%), кварца (33%), биотита (9%) и мусковита (11%). Характерно, что в обоих типах гранитов содержание мусковита совершенно одинаковое, тогда как содержание биотита значительно увеличивается в трахитоидных мелкозернистых гранитах.

В более мелких интрузивных телах на контакте гранитов с метабиитами образуются гибридные гранитоиды, представленные преимущественно гранодиоритами, граноспеллитами и кварцевыми сиенито-диоритами. Главной особенностью этих пород является значительное обогащение их микроклином и небольшое содержание мусковита. Между мелкими интрузиями и в широких контактовых зонах вокруг крупных массивов мусковитизированных гранитов вмещающие плагногнейсы также интенсивно обогащены мусковитом, а местами еще и фельдшпатизированы, отчего образуются поля гранитизированных пород.

В зонах разломов и в краевых частях крупных интрузий появляются катаклазированные мусковитизированные граниты, нередко измененные до типичных мплонитов. Катаклазу подвергаются все минералы породы, в том числе и новообразованный мусковит.

В районах развития мусковитизированных гранитов широко распространены аплитовые и пегматитовые жилы, весьма характерные для этих гранитов. Аплиты являются более ранними; мощность их жил составляет в среднем 1—2 м, а по простиранию они прослеживаются на десятки метров. Распространены они почти исключительно среди гранитов и очень

* Вероятно, автор имеет в виду купола. — *Прим. ред.*

редко встречаются во вмещающих породах. Нередко аплитовые жилы содержат гранат. За счет полевых шпатов в них развивается мусковит в количествах, несколько меньших (5—8%), чем в материнских гранитах.

Еще более развиты пегматитовые жилы. В районах распространения интрузий мусковитизированных гранитов они образуют поля, содержащие сотни жил. Мощность жил обычно составляет 1—3 м, а в редких случаях достигает первых десятков метров. По простиранию жилы прослеживаются на несколько сот метров и редко более. В эндоконтактах пегматитовых жил распространены участки аплитовидного строения. Ближе к центру они сменяются графическим пегматитом, переходящим затем в зону крупных блоков микроклина. Центральная часть жил часто сложена массивным кварцем. Наблюдается отчетливый идиоморфизм микроклина по отношению к кварцу. Монокристаллы микроклина иногда достигают 2 м длины и 0,2—0,3 м в поперечнике. Мусковит замещает все минералы пегматита. Его пластины иногда достигают 200 см². Кристаллы мусковита зачастую бывают значительно деформированы. Биотит по сути дела является примесью в этих жилах, равно как и довольно распространенный гранат. Несколько реже, чем гранат, встречается берилл, который образует кристаллы длиной от 3 до 15 см.

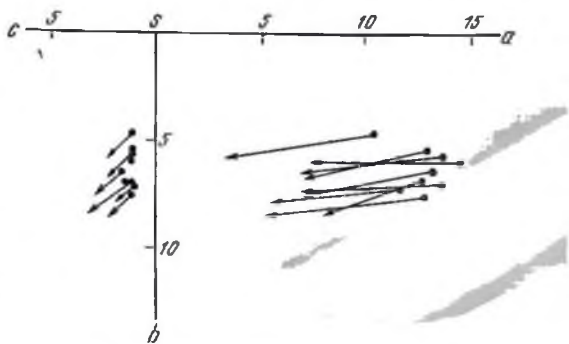


Рис. 65. Мусковитизированные граниты Таймыра

По химическому составу мусковитизированные граниты немногим отличаются от нормальных гранитов, но уклоняются в сторону аляскинтов. На диаграмме (рис. 65) А. Н. Заварицкого векторы образуют компактный рой, свидетельствующий о химической однородности этих гранитов. Начальные точки векторов расположены примерно так же, где и для нормальных гранитов, но направление векторов резко аномальное, что связано с интенсивной метасоматической мусковитизацией пород.

В образовании мусковитизированных гранитов различают два этапа: магматический и метасоматический. В магматический этап на поздних стадиях консолидации гнейсового массива происходило внедрение анатектического весьма однородного расплава, из которого кристаллизовались нормальные биотитовые граниты. Внедрение было по крайней мере двухфазным и сопровождалось мигматизацией вмещающих пород, носившей инъекционный характер. В метасоматический этап биотитовые граниты и вмещающие их плагиогнейсы мусковитизировались, что сопровождалось частичной перекристаллизацией пород.

Источник огромных масс метасоматизирующих растворов не установлен. Его можно связывать с аутометасоматическими процессами, когда растворы концентрируются в эндоконтактовых оболочках интрузий и лишь частично проникают во вмещающие породы. Но нередко мусковитизация гнейсового комплекса распространяется на толщи плагиогнейсов, где нет массивов мусковитизированных гранитов. В этом случае источник метасоматоза, вероятно, мог быть не связан с гранитами, а учитывая их абсолютный возраст около 250—270 млн. лет (Равич и Чайка, 1962),

можно думать, что интенсивный метасоматоз гнейсового комплекса и залегающих в нем интрузий связан с активизацией нижнего структурного этажа Таймырской складчатой системы, которая происходила в карбоне, если судить по данным определения абсолютного возраста.

Протерозой *

Магматическая деятельность в протерозое начинается с обильных лавовых излияний, образовавших покровы эффузивов основного и среднего состава, и накопления пирокластических продуктов, перемежающихся с терригенными осадками. В результате в основании раннепротерозойского комплекса метаморфических сланцев, в условиях низких ступеней регионального метаморфизма, сформировалась толща зеленых сланцев мощностью не менее 2000 м. Однообразные по внешнему облику зеленые сланцы являются сильно измененными базальтами и порфиритами, а также их туфами, переслаивающимися с метаморфизованными граувакковыми песчаниками. Эффузивные породы превращены в эпидот-актинолитовые либо эпидот-хлорит-актинолитовые сланцы, в которых наряду с бластическими структурами сохранились гналопилитовые участки и вкрапленники альбитизированного плагиоклаза. Преимущественно в верхних частях зеленосланцевой толщи развиты покровы рассланцованных мипдалекаменных спилитов с реликтовыми порфирированными структурами и пилотакситовой основной массой.

В толще метаморфических сланцев залегают многочисленные пластовые интрузии ортоамфиболитов мощностью от нескольких десятков метров до нескольких сот метров, прослеживаемые по простиранию на несколько километров. Местами интрузии столь обильны, что их суммарная мощность достигает 20—25% отдельных свит комплекса метаморфических сланцев. Они внедрялись в слоистые терригенные отложения раннего протерозоя еще до их складчатости и вместе с последними подвергались региональному метаморфизму, отчего породы превращены в зеленокаменные. Только в наиболее крупных интрузивных телах сохранились сильно метаморфизованные габбро-диабазы с реликтами офитовой и габбро-офитовой структур. Ортоамфиболиты всегда рассланцованы и обладают нематобластовой структурой. Они состоят из агрегатов актинолита и сосюрита с редкими реликтами альбита, а также из обильных листочков хлорита и губчатых скоплений сфена. По минеральному составу ортоамфиболиты близки зеленым сланцам, происшедшим из основных эффузивов, так как образовались они в одинаковых с последними условиях регионального метаморфизма. По химическому составу они ближе к нормальным долеритам, но отличаются высоким содержанием конституционной воды и повышенным количеством щелочей, комплексиремым повышенным содержанием магния и железа. Все эти небольшие химические изменения связаны с метаморфизмом в условиях фации зеленых сланцев.

Следующие по возрасту катакластические порфиридные гранитоиды, в разной степени метаморфизованные, образуют куполовидные и сводообразные интрузии различных размеров — от десятков до сотен и даже тысяч квадратных километров. Крупные интрузии сопровождаются небольшими штоками и многочисленными дайками гранитоидных порфиров и реже анлитов. Интрузии обычно вытянуты по простиранию складчатых структур и нередко приурочены к сводам крупных антиклиналей. Они

* Вероятно, ранний протерозой — *Прим. ред.*

местами рвут породы гнейсового этажа, но значительно чаще встречаются среди метаморфических сланцев. Верхняя возрастная граница этих интрузий определяется тем, что базальные конгломераты позднего протерозоя содержат гальку гранитов наряду с галькой зеленых сланцев, филлитов и метаморфизованных фельзит-порфириров. Выше этих конгломератов залегает позднепротерозойская терригенно-карбонатная толща.

Массивы, залегающие в гнейсовом комплексе, сложены порфировидными гранитами, лишь в той или иной степени мусковитизированными, тогда как массивы, залегающие среди метаморфических сланцев, сложены в разной степени серицитизированными и сосюритизированными, а также альбитизированными гранитами, минеральные ассоциации которых типичны для фации зеленых сланцев.

Среди пород описываемой формации граниты преобладают над другими разновидностями гранитоидов; только в более крупных интрузиях заметная роль принадлежит граптодиоритам и кварцевым диоритам. Большинство пород раздроблено, характерны порфирокластические и кластогранитовые структуры с реликтами гидриоморфнозернистой. Местами породы грубо огнейсованы, что выражается в послойном чередовании цветных минералов с полевыми шпатами и кварцем. Плагноклаз почти всегда альбитизирован и сосюритизирован, тогда как микроклин остается свежим. Нередко можно установить вторичную призматическую форму микроклина, замещающего, в частности, плагноклаз, отчего биотитовые микроклиновые плагнограниты оказываются микроклинизированными. Промежутки между полевыми шпатами заполнены агрегатом зазубренных зерен кварца. Цветные минералы, как правило, замещены эпидот-хлоритовым агрегатом.

Соотношения минералов в этих гранитах (если не считать серицита, сосюрита и хлорита) примерно следующие: альбит 35—55%, микроклин 10—30%, кварц 20—30%, биотит 3—7%, рудный 5—7% и аксессуарные — апатит, циркон и ортит — менее 1%. В более редких граптодиоритах и кварцевых диоритах значительно уменьшается содержание кварца, но увеличивается количество цветных минералов, особенно роговой обманки (до 15—20%). Для них также характерно значительное содержание свежего микроклина, отчего породы по своему составу приближаются к граносиенитам и сиенито-диоритам. В зонах многочисленных разломов гранитоиды претерпевают расслащивание и мионитизацию и нередко превращаются в blastsмилониты.

Сопутствующий дайковый комплекс сложен метаморфизованными гранит- и граптодиорит-порфирами, мелкозернистыми альбитизированными гранитами, нередко микроклинизированными и превращенными в аляскинты.

Контактный метаморфизм выражается в ороговиковании филлитов, за счет которых образуются кордиерит-андалузит-биотитовые сланцы и роговики. Доломиты преобразуются в мраморы с обильными иглочками тремолита и зернышками диопсида. Местами под влиянием инъекции гранитного расплава филлиты (в сравнительно неширокой зоне экзоконтакта) превращены в гнейсоподобные породы. Такие инъекционные гнейсы имеют облик мигматитов, в которых сантиметровые прослойки гранитового материала чередуются с прослойками серицит-хлоритовых сланцев.

По химическому составу описываемые гранитоиды неоднородны. Диаграмма характеристик их по А. Н. Заварицкому (рис. 66) образует растянутый по вертикали ряд векторов, отвечающий преимущественно

гранитам и граводиоритам, а также породам, переходным к кварцевым диоритам. Отдельные векторы свидетельствуют о пересыщенности гранитов щелочами, причем калий почти всегда преобладает, что связано с микроклинизацией пород. Метаморфизм гранитоидов отчетливо выражается несколько повышенным количеством фемических компонентов (кальция, магния и железа).

Порфиroidные катакластические граниты внедрились в метаморфические сланцы, вероятно, на последних этапах складчатости, которая, возможно, продолжалась и после их внедрения, с чем связаны протокластические структуры гранитов и их повсеместный метаморфизм. Характерно, что такие интрузии, залегающие в гнейсовом комплексе, практически не метаморфизованы и значительно слабее катаклазированы, что свидетельствует об их внедрении в уже консолидировавшийся жесткий массив. По отношению к комплексу метаморфических сланцев эти интрузии являются поздне- или послескладчатыми.

Кристаллизация, катаклаз и метаморфические изменения раннепротерозойских гранитоидов происходили на значительно меньших глубинах, чем позднеархейских гранитоидов. Об этом свидетельствуют: а) широкое развитие дайковой серии порфиров и отсутствие пегматитов, б) широкое распространение

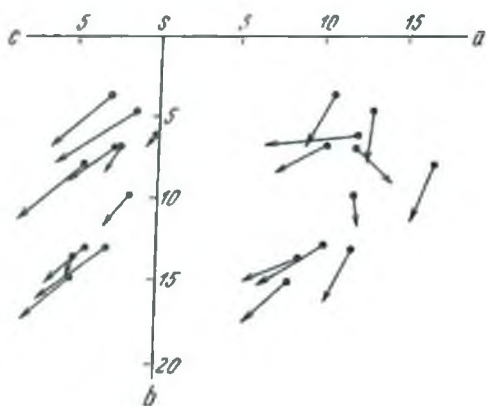


Рис. 66. Катакластические порфиroidные гранитоиды Таймыра

ороговикованных филлитов и отсутствие типичных мигматитов, в) близость минеральных парагенезисов к минеральным ассоциациям фации зеленых сланцев. Это подтверждает наше предположение о реоморфической природе позднеархейских гранитов и магматической — раннепротерозойских.

Остается неясным время микроклинизации протерозойских гранитоидов. Учитывая их абсолютный возраст, определенный в пределах 240—265 млн. лет (Равич и Чайка, 1962), можно допустить, что микроклинизация их связана с общей активизацией северной части фундамента Таймырской складчатой системы, происшедшей, как известно, в каменноугольное время.

Магматическая деятельность в допозднепротерозойское время заканчивается излияниями по трещинам кислой магмы с образованием покровов метаморфизованных фельзит-порфиров и альбитофиров, печующих допозднепротерозойские отложения. Местами эти покровы непосредственно связаны с интрузиями катакластических порфиroidных гранитов через дайки своеобразных гранит-порфиров.

Поздний палеозой

О магматических проявлениях в позднем протерозое, раннем и среднем палеозое в пределах Горного Таймыра имеются весьма скудные сведения. Наиболее ранние продукты магматической деятельности обнаружены среди отложений позднего протерозоя. Они представлены

излияниями основных лав и их туфами, в том числе покровами спилитов. В позднепротерозойских же отложениях залегают лакколитообразные интрузии и дайки метаморфизованных габбро-диабазов и диабазов, совершенно не расслапцованных, но близких по минеральному составу к ортоамфиболитам, отнесение которых к позднепротерозойским образованиям является весьма условным, так как они могут оказаться и более молодыми.

Раньше к среднепалеозойским магматическим образованиям относилась формация субщелочных гранитоидов (Равич, 1954), массивы которых залегают преимущественно среди раннепротерозойских метаморфических сланцев и лишь на Северо-Восточном Таймыре прорывают верхнесилурийские граптолитовые сланцы. Краевые части этих массивов пересекаются дайками долеритов позднепалеозойской — раннемезозойской трапповой формации. Однако абсолютный возраст субщелочных гранитоидов равен 230 млн. лет по породе, а по биотиту из той же породы — 265 млн. лет (Равич и Чайка, 1962), что соответствует карбону. Так как период активизации фундамента северной части Таймырской складчатой системы относится к позднему карбону и с этим периодом активизации можно связывать внедрение субщелочных гранитоидов, последние более правильно считать позднепалеозойскими.

К позднепалеозойским можно отнести также эффузивные и интрузивные породы трапповой формации, которые являются распространенными магматическими образованиями в южной части Таймырской складчатой системы (горы Бырранга). Хотя магматическая деятельность началась здесь еще в начале перми, но образование главной массы траппов относится к раннему триасу, поэтому описание трапповой формации Таймыра дается ниже вместе с описаниями проявлений раннемезозойского магматизма.

Субщелочные гранитоиды образуют многочисленные куполовидные, штокообразные и трецинные интрузии площадью от нескольких десятков до нескольких сот квадратных километров, распространенные преимущественно на Северном Таймыре. Контакты интрузий с вмещающими породами всегда секущие, обычно довольно крутые (50—60°), реже сравнительно пологие (25—30°). Вблизи контактов слои вмещающих пород как бы облекают интрузивные тела, соответственно изменяя свое залегание. Интрузии нередко многофазны. Ранние фазы представлены нормальными гранитами и гранодиоритами, более поздние — граноспелитами и сиенитдиоритами, а конечные — мелкозернистыми сиенитами, иногда с небольшим содержанием нефелина.

Порфиroidные граниты отличаются обилием фенокристаллов микроклина, хотя в основной массе преобладает олигоклаз. Кварц содержится в них в повышенном количестве (до 35%), а биотит — в пониженном (3—4%). К скоплениям биотита приурочены включения циркона и апатита.

Гранодиориты отличаются от гранитов значительным преобладанием олигоклаза-андезина над микроклином, пониженным содержанием кварца (15%) и повышенным количеством цветных минералов (15—20%) — биотита и роговой обманки.

Порфиroidные граноспелиты — самые распространенные из описываемых пород — выделяются обилием крупных (до 8—10 см) вкрапленников ортоклаза, заключенных в гипидноморфнозернистой основной массе, в которой олигоклаз несколько преобладает над более ксеноморфным ортоклазом. Кварца в граноспелитах меньше, чем в гранитах (20%),

а роговой обманки и биотита больше (10%); сфен и ортит значительно преобладают над апатитом и цирконом.

В кварцевых сиенит-диоритах порфировидно выделен не только микроклин, но и андезин; кварца в них не более 10%, а цветных минералов около 20%. при этом роговая обманка (10—15%) преобладает над биотитом (5—7%).

Все гранитоиды совершенно свежие и почти не катаклазированы.

Весьма распространенная дайковая фация имеет две ветви: к более ранней относятся гранит- и граносиенит-порфиры; к более поздней — лампрофиры спессартит-одинитового и минетта-керсантитового рядов. Дайки проходят в самых различных направлениях, используя веера трещин, возникающих при кристаллизации крупных массивов.

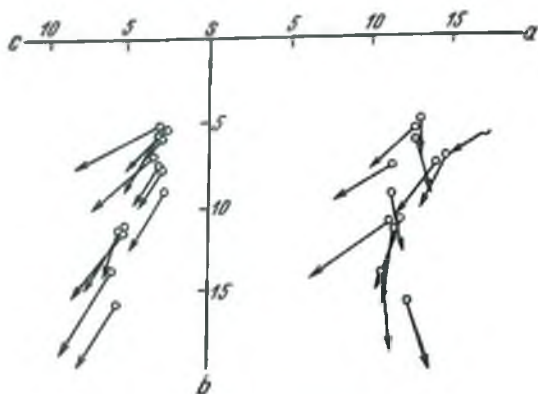


Рис. 67. Субщелочные гранитоиды Таймыра

Контактовое воздействие субщелочных гранитоидов на вмещающие породы выражается в образовании роговиков, широкие поля которых окружают массивы или находятся над интрузиями, еще не вскрытыми эрозией. Чаще всего развиты узловатые кордиеритовые, андалузитовые и биотит-ставролитовые роговики. Карбонатные породы превращены в мрамор с тремолитом и турмалином.

Субщелочной характер гранитоидов четко проявляется на диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 67). Векторы образуют растянутый по вертикали ряд, свидетельствующий о вхождении в формуцию пород от гранитов до диоритов. Характерно почти одинаковое положение начальных точек по отношению к вертикальной осп, что указывает на неизменность количества щелочей в алюмосиликатах независимо от основности пород.

Интрузии субщелочных гранитоидов пересекают складчатые структуры вмещающих пород и связаны с разломными нарушениями. Морфологические особенности интрузий позволяют предполагать, что образование их камер связано с усложнением первоначальных разломов в результате интенсивных блоковых перемещений в период активизации фундамента Таймырской складчатой системы, а также действия эндогенных сил магмы. Магматический расплав, поступавший по разломам со значительных глубин (вероятно, из зоны гранитизации), начал кристаллизоваться еще в процессе движения, но окончательно затвердевал на сравнительно небольших глубинах. Это запечатлено в «структурах течения», образованных ориентированными рядами крупных кристаллов ортоклаза среди мелкозернистой кварц-полевошпатовой массы.

Ранний мезозой

Раннемезозойские проявления магматизма приурочены почти исключительно к южной части Таймырской складчатой системы, к горам Бырранга. К ним относятся прежде всего широко распространенные эффузивно-пирокластические и интрузивные образования трапповой формации, появление которых приурочено к ранней перми, а кульминация — к триасу. Кроме трапповой формации в горах Бырранга развита формация малых интрузий, субщелочных и щелочных пород, приуроченная, вероятно, к юрскому времени, так как ее тела секут любые проявления трапповой формации, а породы малых интрузий обнаружены в гальке нижнемеловых конгломератов.

Эффузивно-пирокластические образования трапповой формации составляют значительную часть пермо-триасовых отложений хребта Бырранга. Уже в самых низах перми залегают горизонты туфов и спилитов. Но наиболее мощная (от 400 до 1200 м) туфовая свита венчает пермские терригенные отложения. Возраст ее раннетриасовый, так как в прослоях туфогенных песчаников найдена нижнетриасовая фауна. В основании этой свиты залегают туффиты, а выше — базальты с прослоями базальтовых лав. Верхняя половина свиты сложена породами базальтов со значительным развитием маделыштейнских редкие покровы по составу отклоняются в сторону пикритов или трахиадезитов.

Интрузивные траппы представлены множеством пластовых интрузий (спллов) и более редкими подводными каналами к ним (дайки). Силлы более или менее равномерно насыщают толщу пермских терригенных отложений, составляя в сумме 15—20% общей мощности толщи. Мощность спллов обычно несколько десятков метров, чаще всего 20 м, редко достигает 100 м; по простиранию они прослеживаются от 2—3 до 15—20 км, реже более. Пластообразная форма спллов нарушается только складчатостью, поэтому в сводах они нередко изогнуты и напоминают факолиты.

Силлы сложены полнокристаллическими долеритами, и только в центре наиболее крупных из них встречаются габбро-долериты. В подошве и кровле спллов образуется закаленная зона интерсертальных или даже стекловатых долеритов, ширина которой составляет всего несколько сантиметров. В силлах преобладают свежие, часто порфиридные оливковые долериты с пойкилофитовыми и офитовыми структурами. Порфиридные выделения чаще всего представлены оливином, на долю которого приходится 5—10%, скелетных зерен титаномагнетита содержится до 5%; остальные 85—90% распределяются почти поровну между лабрадором и авгитом, иногда с некоторым преобладанием лабрадора.

Резко отличается от спллов мощная пластовая интрузия на юго-востоке Таймырской складчатой системы. Ее мощность в среднем составляет 900 м, а по простиранию она прослеживается на несколько десятков километров. Эта интрузия интенсивно дифференцирована и сложена сериями слоев различного состава: от амфиболовых перидотитов в подошве до аляскитовых гранитов в кровле, с преобладанием слоев габбро и габбро-долеритов. Ближе к кровле габбро-долериты постепенно переходят в долериты с небольшим содержанием оливина и пироксена. Мощные поля кордперитовых и пироксеновых роговиков появляются в подошве интрузии. В результате гравитационно-кинетической дифференциации

основной магмы образовались породы почти всех интрузивных семейств нормального ряда.

Подводящие каналы к силлам (дайки) сложены безоливиновыми долеритами и габбро-долеритами, содержащими повышенное количество титаномagnesита (8—12%) и в некоторой степени автометаморфизованными. В габбро-долеритах почти всегда находится небольшое количество гранофиривого мезостазиса; чем его больше, тем породы сильнее автометаморфизованы. В отдельных наиболее мощных дайках содержание гранофиривого мезостазиса достигает 20—30%; иногда он целиком слагает отдельные участки даек; такие породы содержат самостоятельные зерна калиевого полевого шпата и кварца и прилегают по составу к монзонитам.

Самостоятельные дайки, не связанные с силлами, постоянно встречаются в районах развития протерозоя и нижнего палеозоя, где они являются типичными трещинными телами. В таких дайках преобладают нормальные долериты, часто с порфировыми выделениями оливина, но без гранофиривого мезостазиса. Отдельные дайки сложены породами типа мончикитов и альпентов, или троктолитов.

Появление малых интрузий субщелочных и щелочных пород связано с блоковой тектоникой, обусловленной послескладчатыми разломами, происходившими, вероятно, в начале юрского времени. Малые интрузии представлены плитообразными телами, крутыми куполами и штоками, а также трещинными телами уплощенных лянзовидных форм, иногда с пикообразными окончаваниями, вытянутыми, как правило, вкрест простирания вмещающих пород. В пределах гор Бырранга, где они преимущественно развиты, количество их определяется десятками тел размером от 1—2 до 20—25 км². Сопровождающие их дайки гранит-порфиров имеют мощность десятка метров, а дайки лампрофиров — нескольких метров. Дайки простираются в двух взаимно перпендикулярных направлениях, но всегда оказываются секущими по отношению к вмещающим породам и к интрузиям. Иногда в 1—2 км от интрузий наблюдаются веера подобных даек.

Малые интрузии являются наиболее молодыми магматическими образованиями в пределах Горного Таймыра. Впрочем, имеется представление об их метасоматическом происхождении за счет замещения пород трапповой формации в зонах локальных очагов щелочного метасоматоза (Гулин, 1962).

Малые интрузии сложены преимущественно двумя группами пород: субщелочными и щелочными, которые, как правило, в одной интрузии не встречаются. Нормальные кислые породы наблюдаются сравнительно редко. Каждая группа пород представлена несколькими разновидностями, связанными постепенными переходами. Среди субщелочной группы наиболее распространены граноснеиты и гранодиориты, редко встречаются сневито-диориты и моцониты. Среди щелочной группы преобладают порфировидные разновидности встречаются значительно чаще, чем в щелочных. Сравнительно редкие представлены только порфировидными разновидностями.

Порфировидные граноснеиты и граносневит-порфиры характеризуются обилием (до 40%) фенокристаллов ортоклаза и андезина, которые отличаются от зерен основной массы только размером; основная масса состоит из тех же полевых шпатов, кварца (10—12%), биотита (5—10%) и роговой обманки (5—10%).

Сиениты — полнокристаллические, с субщелочной роговой обманкой или эгириин-авгитом. В меланократовых разновидностях содержание сиенитов ортоклаза преобладает над олигоклазом, а в эгириновых сиенитах полевые шпаты представлены только ортоклазом и апортоклазом. Большинство разновидностей сиенитов в той или иной степени автометаморфизовано.

Нефелиновые сиениты на 50—60% сложены полевыми шпатами, среди которых преобладают лейстоподобные таблицы альбита, замещающие калиевый полевой шпат. Между ними заключены изометричные таблицы нефелина (на долю которого приходится 30—40%), в разной степени замещенные (часто почти целиком) грязно-бурыми пелит-серпидитовым или цеолитовым агрегатом. Постоянным цветным минералом является эгириин (5—10%) в виде ситовидных призматических зерен, а иногда и меланит в изометричных кристаллах (3—4%). Самым распространенным акцессорным минералом является сфен (2—3%), периодически встречаются апатит и флюорит.

Вокруг интрузий субщелочных пород образуются сравнительно мощные (200—400 м) зоны контактово-метаморфизованных пород кварцевых биотитовых роговиков, содержащих кордиерит и насыщенных игольчатого турмалина. Траппы в зоне экзоконтакта претерпевают слабую серицитизацию плагиоклазов и весьма интенсивную биотитизацию и биотитизацию пироксенов.

Вокруг интрузий щелочных пород образуются зоны амфибол-скаполитовых, эпидот-цеолит-альбитовых, серицит-скаполит-хлоритовых и других кальцийсодержащих пород. Здесь же встречаются тела весьма своеобразных карбонатитов, происхождение которых сторонники метасоматического генезиса щелочных интрузий связывают с метасоматозом. Необходимо подчеркнуть, что в районах развития малых интрузий встречаются отдельные тела карбонатных пород, содержащие рассеянные битумы и фауну, которые, по-видимому, являются мелкими клиновидными блоками осадочных известняков.

Малые интрузии по условиям залегания, обильно порфириновых и порфировидных фацлий, сопутствующему им дайковому комплексу и местами развитым зонам типичных контактовых роговиков могут быть отнесены к магматическим гипабиссальным образованиям, не имеющим ничего общего с трапповой формацией. Их происхождение, возможно, связано с активизацией кристаллического фундамента гор Бырранга, происходившей здесь позднее, чем на Северном Таймыре, а именно в юрское время.

ЭПИГЕРЦИНСКИЕ ПЛАТФОРМЫ

На территории Советского Союза имеются две эпигерцинские платформы: Западно-Сибирская и Скифско-Туранская плиты. Магматизм этих крупных структурных областей принадлежит двум совершенно различным этапам: складчатому герцинскому фундаменту, формирование которого закончилось в позднем палеозое — раннем триасе, и эффузивно-осадочному чехлу горизонтальнолежащих нескладчатых толщ, принадлежащих к собственно платформенным образованиям. Проявления платформенного магматизма охватывают весь мезозой и частью кайнозой (палеоген), начинаясь местами уже в самом конце палеозоя (пермо-триас). Кроме вулканогенных образований к времени платформенного магматизма относятся и многие интрузии, датируемые мезозоем.

На Западно-Сибирской низменности выходов фундамента на поверхность нет, они обнаруживаются только бурением. Наиболее древними породами здесь считаются гнейсовидные граниты и ортогнейсы, для которых принимается позднепротерозойский возраст (1000—1100 млн. лет по методу сравнительной дисперсии двупреломления); наиболее молодыми — позднепалеозойские гранитоиды с абсолютным возрастом 260—300 млн. лет (тот же метод). Таким образом, фундамент Западно-Сибирской плиты весь принадлежит герцинскому тектоно-магматическому циклу. Реликтов более древних — архейского или раннепротерозойского — циклов не указывается. Породы платформенной стадии представлены основными и частью кислыми эффузивами и их туфами, а также интрузиями основных пород — габбро и долеритов, которые пространственно и генетически связаны с позднепалеозойскими — раннемезозойскими траппами Сибирской платформы.

Больше сведений имеется по магматизму герцинского фундамента для Скифско-Туранской плиты. Породы фундамента выходят на поверхность в ряде возвышенностей в Кызылкумах на Краснодарском полуострове и в других местах; буровыми скважинами они установлены в Предкавказье, Степном Крыму, Южной Молдавии. Весь Донецкий бассейн является частью герцинского фундамента, выведенного по разломам на поверхность. Его положение в складчатой зоне герцинид позволяет трактовать его как передовой прогиб на границе этой зоны и древней (эпипалеопротерозойской) Русской платформы, что хорошо подтверждается и характером проявлений магматизма в Донбассе. В южной части Донбасса, в сложнослоистованной зоне сочленения его с Украинским кристаллическим массивом, можно наблюдать соотношение герцинской зоны с породами архей и раннего протерозоя более древнего докембрийского фундамента герцинид.

Магматизм платформенного этапа Сибирско-Туранской плиты проявлен слабо. Кроме даек так называемого III комплекса в Донском бассейне, относимых то к мезозою (поздняя юра — ранний мел), то к концу перми, а также даек условно раннемезозойского возраста на Краснодарском полуострове отмечаются лишь позднепермские пирокластические породы Мангышлака.

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПЛИТА

Фундамент

В строении фундамента Западно-Сибирской плиты принимают участие докембрийские, ранне-, средне- и позднепалеозойские магматические образования.

Поздний протерозой

Магматические породы докембрия, вскрытые бурением на территории Западно-Сибирской плиты, принадлежат двум комплексам позднего протерозоя. Позднепротерозойские глубоко метаморфизованные гнейсы, гнейсовидные граниты и кристаллические сланцы известны в северо-западной части низменности.

Биотит-роговообманково-плагноклазовые и роговообманково-плагноклазовые ортогнейсы, по химизму близкие гранодиоритам и диоритам, вскрыты скважинами 2-Р, 6-Р, 12-Р Березовской площади. Несколько шире распространены лейкократовые и мезократовые гнейсовидные граниты (скважины 11-ПР Питлярская, 1-Р Мшистая, 5-ПР, 7-ПР Мужиковские, 5-Р, 8-Р, 10-Р, 11-Р Березовские). Это серые крупнозернистые породы, содержащие из цветных минералов только биотит или биотит с небольшой примесью роговой обманки. По минеральному составу и петрохимически гнейсовидные граниты отвечают щелочпоземельным гранитам. Абсолютный возраст ортогнейсов и гранитов, определенный методом дисперсии дупреломления, равен 1000—1100 млн. лет.

Метаморфизованными позднепротерозойскими эффузивами являются, вероятно, амфибол-кварцевые сланцы скв. 61-Р Аксарской и биотитовые, биотит-амфиболовые и эпидотовые кристаллические сланцы скв. 151-Р Кугинской.

Позднепротерозойские магматические породы часто прорваны различными по мощности согласными и секущими жилами и прожилками неметаморфизованных герциевых гранитов и зачастую превращены в типичные мигматиты. Магматические образования конца позднего протерозоя представлены только гранитоидами.

Скважины 11-Р, 12-Р, 16-Р Каменной площади и 17-Р Ай-Торской площади (100 км северо-западнее Ханты-Мансийска) вскрыли серые катаклазированные биотитовые граниты и катаклазиты, слагающие, вероятно, один массив. Скважина 1-Р Нагоринская, в 30 км к западу от устья р. Ишима, встретила среднезернистые биотитовые граниты.

На северо-востоке Томской области, в 50 км к северо-востоку от устья р. Парабелл, скважинами 1-Р, 3-Р Парабельской, 1-Р, 2-Р Нарымской площадей вскрыт массив буровато-серых массивных гранодиоритов. Абсолютный возраст гранодиорита скв. 1-Р Нарымской (аргоновой метод) равен 737 ± 5 млн. лет, гранита скв. 1-Р Нагоринской 750 млн. лет.

К позднерифейским образованиям отнесены выветрелые серые гнейсовидные граниты скв. 7-Р Сенькинской (60 км юго-западнее устья

р. Парабели), а также катаклазированные граниты скв. 1-Р Лукакинской и слабополосчатые бурые гранитовые катаклазиты скв. 3-Р Назинской (восточнее с. Александровского).

Ранний палеозой

Проявления раннепалеозойского вулканизма известны только в нескольких местах на северо-западе низменности. Эффузивные породы интенсивно метаморфизованы, рассланцованы и превращены в зеленые сланцы. Южнее пос. Сартыньи, на Ялбынградской площади, скв. 169-Р вскрыла рассланцованные порфириды и порфиритоиды, залегающие среди серицит-кварцевых сланцев с характерной для ордовикских сланцев Урала примесью графитового материала в виде линзочек и рассеянных пылевидных частиц. Абсолютный возраст порфиритоида этой скважины, определенный методом сравнительной дисперсии двупреломления, равен 445 млн. лет.

Скважина 1-ПР профиля Азовы—Мужи встретила карбонат-кварц-хлоритовые сланцы, являющиеся, вероятно, глубоко измененными основными эффузивами. Условно к раннему палеозою можно отнести рассланцованные диабазы и зеленые сланцы, вскрытые бурением восточнее Салехарда на Ярудейской площади.

Раннепалеозойские интрузивные породы известны на прилегающей к Уралу территории, главным образом в Северном Зауралье. Судя по имеющимся данным, интрузивный магматизм проявился в ордовике и связан с формированием Уральской складчатой системы. Ордовикские интрузии принадлежат двум комплексам: а) комплексу ультраосновных и основных пород, б) комплексу гранитов. Ультраосновные и основные интрузии приурочены к крупным разломам и отрицательным структурам (погружениям) и образуют вытянутые в субмеридиональном направлении зоны. Скважинами вскрыты серпентинизированные перидотиты, серпентиниты, габбро и тесно связанные с последними диориты. Скважина 1-Р Владимирской площади (100 км севернее Тюмени) вскрыла верлиты, серпентинизированные верлиты и аповерлитовые серпентиниты. Абсолютный возраст верлита дисперсионным методом определен в 483 млн. лет. Основные интрузии известны в Березовском газоносном районе на Пунгинской, Нарыкарской площадях и по профилю Азовы—Мужи.

Скважины 212-Р и 237-Р Пунгинские вскрыли среднезернистое уралитизированное габбро, с которым, вероятно, генетически связаны и своеобразные роговообманковые гранитоиды, вскрытые другими скважинами на этой площади. Абсолютный возраст габбро и гранитов Пунгинской площади около 440 млн. лет (дисперсионный метод). Уралитизированное габбро, аналогичное пунгинскому, встречено в скв. 121-Р Нарыкарской. Кварцевое габбро, частично уралитизированное, распространено в районе Казыма. Скважина 3-ПР профиля Азовы—Мужи вскрыла грубозернистый габбро-норит, абсолютный возраст которого дисперсионным методом определен в 476 млн. лет.

Диорит-роговообманковые кварцевые диориты встречены в районе Салехарда по профилю Салехард—Яр—Сале.

Гранитовые интрузии в Березовском газоносном районе приурочены к региональной положительной структуре, вероятно, к продолжению Зауральского поднятия. Сюда относятся Хап-Гортский, Мояхт-Асский, Нохромский, Самутцельский, Чуэльский и Южно-Полноватский массивы. Граниты — лейкократовые, интенсивно катаклазированные, частью

катаклазиты с бластоцементной структурой. Они характеризуются присутствием одного цветного минерала — биотита; кварц образует агрегат мелких индивидов с зубчатыми ограничениями. Полевые шпаты — кислый плагиоклаз и перешетчатый микроклин.

Абсолютный возраст гранитов различных скважин этих массивов, определенный методом сравнительной дисперсии дупреломления, колеблется в пределах 473—440 млн. лет; возраст гранита скв. 89-Р Чуэльской аргоновым методом определен в 452 млн. лет.

Средний палеозой

Среднепалеозойские магматические породы вскрыты бурением в западной, южной и юго-восточной частях Западно-Сибирской низменности и в Среднем Приобье. Особенно интенсивно магматизм проявился в это время в западной, прилегающей к Уралу, части ее. В прогибах, соответствующих продолжению Тагило-Магнитогорского, Восточно-Уральского и Приобольского (Верхне-Тобольского) погружений, накапливалась мощная эффузивно-осадочная толща, содержащая зеленые, зелено-пурпурные вулканогенные породы — спилиты, альбитоидные диабазы, диабазовые, андезито-базальтовые, андезитовые, андезито-дацитовые и дацитовые порфиры и их туфы. В южной части низменности породы вскрыты скважинами профиля Щучья—Салета и в различных площадях Медведевской, Тутлеймской, Игримской, Сысковышнинской, Алтатумпской, Сумысьинской, Радомской, Перегребнинской, Алешкинской, Шеркалинской, Большекаменской, Шухтунгортской, Горной, Мулымьинской, Трехозерной, Ново-Тропцкой, Кузнецовской, Заводоуковской, Лучпикинской, Дербышинской и др. Абсолютный возраст эффузивов по многочисленным определениям методом дисперсии дупреломления колеблется в пределах 340—420 млн. лет.

Интрузивный магматизм в западной части низменности проявился широко. Бурением вскрыты гипербазиты, базиты и граниты. Серпентиниты, серпентинизированные дуниты и пироксениты встречены в районе Саргыньи на Ялбыньинской и Саргыньинской площадях. Абсолютный возраст пироксенита (диаллагита) из скв. 170-Р Ялбыньинской дисперсионным методом определен в 394 млн. лет. Серпентиниты скважин 1-Р Луговской и 4-Р Утешевской по сопоставлению с разрезом Восточного Урала отнесены к среднепалеозойским образованиям. В. М. Сергиевский считает их раннекаменноугольными. Габбро и сопровождающие их диориты, граносениты среднепалеозойского возраста вскрыты на Северо-Казымской, Мало-Деминской, Асмановской и Щеркалинской площадях. Абсолютный возраст роговообманковых габбро скважин 178-Р Северо-Казымской и 102-Р Асмановской соответственно 426 и 398 млн. лет, диорита скв. 264-Р Пашьянской 395 млн. лет.

Граниты в западной части низменности вскрыты на Аксарской, Устремской, Кочевской, Неремовской, Пашьянской и других площадях. Это биотитовые лейкократовые граниты, абсолютный возраст которых колеблется в пределах 407—350 млн. лет.

В южной части низменности зеленокаменные эффузивные породы основного, среднего и кислого состава встречены севернее и в районе Омска и Барабинска. Глубокими скважинами вскрыты андезито-базальтовые, андезитовые, мыдалекаменные порфиры и их туфы (скважины 2-Р Уватская; 1-Р, 4-Р Чебурлинские; 3-Р Октябрьская; 3-Р, 4-Р, 5-Р, 6-Р Саргатские; Барабинская опорная; 4-Р, 5-Р Ипатовские), дацитовые

порфиры и их туфы (скв. 2-Р Бочкаревская), измененные альбитофиры (скважины 1-Р Саргатская; 1-Р, 2-Р Камышловские), кварцевые порфиры (скважины 5-Р Завьяловская; 1-Р Челноковская; 1-Р Большереченская). Абсолютный возраст их методом дисперсии двупреломления определен в 417—330 млн. лет.

На юге низменности вскрыты гранитоиды в скважинах 1-Р Октябрьской, 3-Р Большереченской и граниты в скважинах 1-Р, 5-Р Ново-Логиновских. Абсолютный возраст крупнозернистого роговообманкового гранодиорита, определенный дисперсионным методом, равен 425 млн. лет.

В юго-восточной части низменности встречены диабазы скв. 1-Р Белоярской, эффузивно-туффогеяная толща в Белогорской опорной скважине и диабазы, диабазовые порфириты в Марининской опорной скважине. Последние аналогичны девонским образованиям Солгонского хребта. Абсолютный возраст диабазов скв. 1-Р Белоярской дисперсионным методом установлен в 385 млн. лет.

В Среднем Приобье проявления среднепалеозойского магматизма известны на Нижне-Вартовской, Назинской, Амбарской и Усть-Сильгивской площадях. Зеленокаменно-измененные диабазы, туфобрекчии и туфопесчаники вскрываются скважинами 22-Р Нижне-Вартовской и 2-Р Амбарской, андезитовые порфириты и их туфолавы — скв. 4-Р Усть-Сильгинской; в скв. 1-Р Назинской встречены интенсивно дислоцированные точкополосчатые кварцевые альбитофиры.

Поздний палеозой

Проявления позднепалеозойского магматизма на территории Западно-Сибирской низменности известны главным образом в пределах погребенных частей Уральской и Зайсановской складчатых систем.

В западной части низменности, относящейся к Уральской складчатой системе, бурением вскрыты эффузивы основного и кислого состава, их туфы, дайки диабазов и многочисленные интрузии гранитоидов, относящихся к поздним стадиям развития герцинской геосинклинали. На Сангитурской площади, на восточном крыле Таггло-Магнитогорского погружения, скв. 269-Р вскрыла диабазовые порфириты, абсолютный возраст которых, по определению методом сравнительной дисперсии двупреломления, равен 308 млн. лет. Медведевская скважина 21-Р (юго-восточнее Салехарда) встретила рнוליтовый порфир, имеющий абсолютный возраст по аргоновому методу 332 млн. лет.

В Верхне-Ковдинском районе скважины 3-Р, 5-Р, 30-Р Верхне-Ковдинские, 16-Р Адымогацкая, 35-Р Лемьинская вскрыли гранит-порфиры и кварцевые порфиры, тесно связанные с позднепалеозойскими гранитами этого района.

К позднепалеозойским образованиям относятся дайки диабазов, пройденные в скважинах 21-Р Алясковской, 17-Р Деминской, 166-Р Восточно-Полноватской, 574 Трехозерной и др. Абсолютный возраст диабазов по дисперсионным определениям колеблется в пределах 305—270 млн. лет.

Интрузивные породы Зауралья представлены гранитоидами, вскрытыми на Танопчинской, Мужинской, Куноватской, Анеевской, Верхне-Ковдинской, Мортымьинской, Мулымьинской, Назаровской и других площадях. Наиболее распространены граниты, реже встречаются гранодиориты, аплиты. Среди гранитов преобладают биотитовые микроклиновые разновидности, реже встречаются двуслюдяные. Гранодиориты, явля-

ющиеся, вероятно, гибридными породами, встречены на Деминской, Верхне-Ковдинской и муртымынской площадях. Абсолютный возраст позднепалеозойских гранитоидов Зауралья 243—332 млн. лет; большинство определений падает на интервал 260—310 млн. лет.

На территории Зайсанской складчатой системы магматические проявления позднего палеозоя представлены кислыми интрузиями.

Славгородская опорная скважина вскрыла розовато-серые и буровато-серые порфириновые амфиболовые граниты, сопоставимые с позднепалеозойскими гранитами Северо-Восточного Казахстана. Овечкинская гидрогеологическая скважина встретила на глубине 548 м среднезернистые биотитовые граниты. Песчано-Дубровинская скважина 2-Р вскрыла граптодиорит, абсолютный возраст которого по методу сравнительной дисперсии двухреломления равен 285 млн. лет. Граптодиориты района Новосибирска (карьер Борок) имеют абсолютный возраст 300 млн. лет (аргоновый метод).

Мезозой

Мезозойский магматизм проявился в континентальных условиях на консолидированном к этому времени фундаменте и означает переход к платформенному этапу развития. Раннемезозойские вулканические породы, чередующиеся с аргиллитами, алевролитами, песчаниками и сланцами, наблюдаются в туринской и частично в челябинской провинциях, в различных по времени консолидации районах низменности (Зауралье, Среднее Приобье, юг низменности, район Усть-Иорта). Это преимущественно породы базальтовой группы — базальты, гиаобазальты, долериты, габбро-долериты. Несравненно реже встречаются более кислые породы — липариты, гиаолипариты, кварцевые дациты и андезиты. Пространственно вулканогенные образования раннего мезозоя приурочены к зонам региональных разрывных нарушений и занимают изолированные участки, вытянутые в субмеридиональном направлении.

На севере Зауралья скв. 150-Р Усть-Ляпинская вскрыла в верхней части эффузивной толщи буровато-серые пузырчатые базальтовые лавы, с глубиной утрачивающие пузыристую текстуру и переходящие в темно-серый базальт. Юго-восточнее, в районе пос. Шеркалы, встречены базальты, туфолавы, туфы в скв. 126-Р Перегребнинской и миндалекаменные базальты в скв. 136-Р Алешкинской.

Мало-Атлымская опорная скважина в интервале 2786—2815 м прошла темные зеленовато-серые миндалекаменные базальты, базальты, их туфы и туфопесчаники.

В Шаимском нефтеносном районе миндалекаменные базальты, туфы и туффиты с прослоями аргиллитов вскрыты на Половинкинской площади роторными скважинами 100, 102, 103, 109. Несколько западнее вулканогенные породы туринской серии встречены скважинами 2-ПР Зареченской, 3-ПР Еремичской и 3-ПР Ново-Троицкой.

В Среднем и Южном Зауралье раннемезозойские кайнотипные эффузивы основного и кислого состава, переслаивающиеся с осадочными породами, выполняют Чернышевскую, Буланаш-Елкинскую, Анохинскую, Катайскую, Челябинскую, Юлмаповскую, Кочердыкскую и другие впадины. Наиболее распространены здесь породы базальтовой группы — базальты, долериты, габбро-долериты, туфолавы и туфы. Кислые породы — липариты, их гиабиссальные разности и туфы — занимают подчиненное положение.

Широко распространены раннемезозойские вулканогенные породы в северной части Тургайского прогиба, в районе станции Кушмурун, где многочисленными скважинами вскрыта вулканогенно-осадочная толща, сходная с толщей, развитой в Зауралье. Базальтовая формация Тургай образует по составу непрерывный ряд пород от оливковых базальтов до липаритов.

Наиболее полный разрез тургайской серии, послуживший стратотипом для ее выделения, вскрыт Тюменской опорной скважиной и скв. 3-Р Ярской. В пикней части разреза залегают долериты и габбро-долериты, в верхней — базальтовые покровы. Абсолютный возраст базальтов Тюмени, определенный методом сравнительной дисперсии дупреломления, равен 226—238 млн. лет, долеритов и габбро-долеритов 210—225 млн. лет.

Скважина 7-Р Заводоуковская в интервале 1793—1847 м вскрыла темно-зеленые базальты тургайской серии.

На Покровской площади вулканогенные породы триасового возраста встречаются только в скв. 8-Р.

Ракитявские скважины 1-Р, 6-Р и 7-Р вскрыли целый ряд вулканогенных пород — базальтов, долеритов, габбро-долеритов, липаритов, гиалолипаритов и сопровождающих их витрокластических и литокластических туфов. Скважинами 1-Р и 2-Р Викуловской площади пройдены базальты, миндалекаменные базальты, андезиты и кварцевые дациты.

Омская опорная скважина в интервале 2759—2938 м прошла толщу песчано-глинистых пород омской свиты, содержащую единичные прослои выветрелых, сильно измельченных базальтов. Ниже, в интервале 2938—3001,5 м, вскрыты миндалекаменные и плотные базальты, относящиеся к тургайской серии.

В Среднем Приобье триасовые эффузивные породы встречаются на Сургутской, Локосовской и Александровской площадях. Сургутские скважины 51-Р и 52-Р вскрыли темно-серые, зеленатые и вишнево-бурые миндалекаменные базальты, сильновыветрелые и в верхней части переходящие в кору выветривания. Скважины 31-Р Локосовская и 1-Р Александровская встретили миндалекаменные базальты.

В Усть-Енисейском районе раннемезозойские базальты, туфы и пластовые тела долеритов вскрыты скважинами на Точинской, Суходудинской, Малохетской, Долганской, Нижнехетской площадях. Они являются продолжением позднемезозойских — раннемезозойских траппов Сибирской платформы и связаны с ними пространственно и генетически.

Это сходство подтверждается не только возрастом, но и петрохимическими, минералого-петрохимическими особенностями. Проявления траппового магматизма на Западно-Сибирской плите, судя по многочисленным определениям абсолютного возраста (204—247 млн. лет), охватывают промежуток времени от начала раннего триаса до позднего триаса включительно.

Скифско-Туранская плита

Выше уже указывалось, что проявления магматизма Скифско-Туранской плиты рассматриваются как для ее герцинского фундамента, так и для чехла; там же перечислены отдельные участки плиты, для которых в настоящее время имеются сведения по проявлениям магматизма: а) Предкавказье, Степной Крым и Южная Молдавия; б) Довецкий бассейн; в) Мангышлак и туркменская часть платформы. Для последней магматизм Султанаузадага и Кызылкумов, как составляющих непосредственное продолжение герцинских структур Южного Тянь-Шаня, дается вместе с характеристикой последнего (см. табл. 21).

Предкавказье, Степной Крым и Южная Молдавия

Наличие магматических образований в Предкавказье, если не считать известных проявлений Минераловодского и Нальчикско-Чегемского райдов (см. магматизм Кавказа), а также в Степном Крыму и Южной Молдавии установлено буровыми скважинами только в последние годы. Магматические породы приурочены здесь и к фундаменту (интрузивные образования) и к осадочному покрову (вулканогенные образования) Скифско-Туранской плиты.

С породами фундамента Предкавказья, Степного Крыма и Южной Молдавии связаны интрузивные тела преимущественно кислого, реже среднего состава, вскрытые скважинами на глубинах свыше 300—4500 м от поверхности. Их площадное распространение и генетическая связь с вмещающими породами фундамента вследствие небольшого количества вскрытых их скважин, к тому же распределенных неравномерно по рассматриваемой площади, изучены совершенно недостаточно.

В Предкавказье наибольшее развитие имеют интрузивные тела гранитоидного состава: плагиограниты, биотитовые и биотит-роговообитковые гранодиориты, биотитовые микроклиновые граниты. В ряде мест вскрыты породы среднего состава — диориты, кварцсодержащие диориты и кварцевые диориты. Основные породы — габбро-диабазы обнаружены только одной скважиной. Некоторыми скважинами обнаружены граниты и гранодиорит-порфиры.

В Степном Крыму интрузивные тела, вскрытые скважинами, представлены жильными габбро-диабазами, диабазами и диоритовыми порфиритами. Гранитоиды не обнаружены.

В Южной Молдавии, по данным В. М. Бобринского, интрузивные и жильные тела вскрыты одиннадцатью скважинами, показавшими наличие под кайнозойским осадочным покровом кварцевых спенитов, гранодиоритов, габбро, габбро-диабазов, спенит-порфиров.

Форма интрузий в Предкавказье, Степном Крыму и Южной Молдавии не выяснена. Можно предполагать, что в большинстве случаев это округлые или вытянутые с северо-запада на юго-восток тела размером 1 : 1,5—1 : 2,5 км. Исключение составляют интрузии гранитов и гранодиоритов Южного Предкавказья в районах Майкопа, Черкесска и Кисловодска, образующие протяженные тела, аналогичные батолитам Главного Кавказского хребта.

Абсолютный возраст интрузивных пород Предкавказья определялся только в ограниченном числе случаев аргоновым методом по валовой пробе (ВСЕГЕИ). Полученные значения укладываются в интервал от 250 до 310 млн. лет, что соответствует времени от конца позднего девона до середины пермского периода. Определение возраста этих тел по косвенным геологическим признакам, в том числе и по сопоставлению с магматическими телами Большого Кавказа, подтверждает правильность полученных значений абсолютного возраста интрузивных образований Предкавказья. Абсолютный возраст интрузий Степного Крыма и Южной Молдавии не определялся.

По отношению к стадиям развития подвижных поясов, образования которых вошли в сложный фундамент Скифско-Туранской плиты, в Предкавказье можно выделить тела средних стадий (гранитоиды Южного Предкавказья с абсолютным возрастом около 300 млн. лет). Вероятно, с более поздними и, может быть, завершающими стадиями связаны интрузии гранитоидов, в том числе и гранит-порфиров, а также кварцевых

диоритов, абсолютный возраст которых 220—270 млн. лет (триас — пермь).

Габбро-диабазы, диабазы и диоритовые порфириты Степного Крыма по возрасту, вероятно, близки к юрскому эффузивному комплексу Горного Крыма и Кавказа. Внедрение магмы проходило здесь, по-видимому, в условиях, близких к платформенным. Возраст интрузивных и жильных образований Южной Молдавии, по В. М. Бобринскому, послекарбоневый.

Вулканогенные породы в Предкавказье и Степном Крыму связаны с осадочным чехлом плиты, преимущественно с его южными частями (юра — нижний мел). В Южной Молдавии вулканогенные образования встречаются под кайнозойским осадочным чехлом. Установлены образования кислого (Предкавказье, Южная Молдавия), среднего (Предкавказье, Степной Крым) и основного (Предкавказье) состава.

Среди вулканогенных образований кислого состава наибольшее распространение имеют светло-серые, зеленоватые кварцевые порфиры и их туфы, реже андезитовые порфириты, локализованные в Северо-Западном, а также в Восточном Предкавказье, особенно между г. Прикумском и Кизлярским заливом Каспийского моря. Мощности кислых вулканогенных пород иногда достигает 300 м и более (Синбугровская площадь). В Южной Молдавии в скважинах установлены кварцевые порфиры.

Породы среднего состава распространены не менее широко. Они представлены минералокремнистыми андезитовыми и диоритовыми порфиритами и роговообманковыми андезитами, преимущественно серо-зеленого, реже лилового и буро-зеленого цвета. Туфы встречаются очень редко. Главные ареалы распространения андезитов и порфиритов — Восточное и Южное Предкавказье. В Восточном Предкавказье известны и наибольшие их мощности — свыше 400 м (Голубинская площадь).

В Степном Крыму, севернее Симферополя (Красновская и Новоселовская площади), обнаружены светлые диоритовые порфириты в виде трех пластовых тел суммарной мощностью свыше 300 м.

Породы основного состава, по имеющимся данным, распространены только в Южном Предкавказье между Армавиром и Невномысском. Представлены они минералокремнистыми андезито-базальтовыми порфиритами и оливковыми диабазами буро-зеленого и темно-зеленого цвета. Мощности их невелики (не превышают 30—50 м).

Вулканогенные образования имеют форму пластовых тел различной мощности (от нескольких метров до 200—460 м), причем количество тел в одном разрезе доходит до трех. Ширина тел достигает 5—10 км и более, а мощности могут изменяться на коротких расстояниях.

Возраст вулканогенных пород Предкавказья, Степного Крыма и Южной Молдавии устанавливается главным образом по залеганию их между фаунистически охарактеризованными толщами, реже по данным абсолютной геохронологии (аргоновый метод; ВСЕГЕИ). В соответствии с этим выделяются две вулканогенные толщи — юрская (ранне-среднеюрская) и раннемиоценовая. Наибольшим распространением в Восточном Предкавказье пользуются юрские вулканогенные образования, составляющие вместе с близкими им по возрасту терригенными красноцветными отложениями погайскую вулканогенно-осадочную толщу. В ее состав входят как кислые, так и средние вулканогенные породы.

Кислые и средние породы Западного Предкавказья и средние породы Степного Крыма, видимо, также имеют юрский возраст, хотя не исключено, что часть их является более молодой. Основные породы Южного Предкавказья в соответствии с находками фауны аммонитов имеют ранне-

меловой (послебарремский) возраст. Однако возможно, что нижние горизонты их являются более древними (юрскими). Кварцевые порфиры Южной Молдавии образовались в карийский век (В. М. Бобринский). К этому же времени, видимо, относится и вулканическая деятельность на ряде участков Западного Предкавказья.

Можно считать установленным, что вулканическая деятельность в пределах Предкавказья и Степного Крыма проявилась в начальные стадии формирования платформенного осадочного чехла. Ранние стадии формирования этого чехла фиксированы в Восточном Предкавказье, может быть и в Степном Крыму, в связи с чем здесь получила распространение упоминавшаяся ногайская вулканогенно-осадочная толща юрского времени. Более поздний переход к платформенной стадии в других частях Предкавказья привел к формированию в них более молодой вулканогенной толщи (послебарремской).

Донецкий бассейн

Донецкий бассейн представляет собой передовой прогиб на границе эпиранепротерозойской Русской платформы и развитой к югу от субширотной герцинской складчатой зоны. Складчатая зона прослежена южнее Украинского кристаллического массива на территории Степного Крыма, Предкавказья (Ставропольское плато) и в восток в Закаспий, составляя фундамент Скифско-Туранской плиты. Украинский кристаллический массив залегает в зоне герцинид как своеобразный срединный массив, неполностью отделенный (не отделенный на западе) от Русской платформы, или как геоантиклинальный выступ докембрийского фундамента. Этому соответствует субширотная форма Украинского кристаллического массива и его ограничения субширотными запад-северо-западными разломами.

Для Донецкого бассейна, как обычно для передовых прогибов, характерен магматизм, соответствующий поздним стадиям развития подвижных поясов. Проявления его приурочены преимущественно к разломам в зоне сочленения Донбасса с Украинским кристаллическим массивом — по Мокрой Волновахе и ее притокам, к так называемой Покрово-Киреевской структуре, а также установлены по рекам Крынке, Грушевке, Малому и Большому Несветаяю, Аюте и в многочисленных скважинах Шахтинского района.

Сложное блоковое строение зоны сочленения Донецкого бассейна с Украинским кристаллическим массивом показано на рис. 68.

Изверженные породы Донецкого бассейна принадлежат трем стадиям развития его прогиба: а) доскладчатой позднедевонской — раннекарбоновой, б) складчатой позднекарбоновой — раннетрассовой (главная складчатость Донецкого бассейна — пфальцская фаза герцинского тектогенеза, на границе перми и трасса), в) послескладчатой позднеюрской — раннемеловой (Макухина, 1961).

Наиболее ранними являются эффузивы и туфы р. Мокрой Волновахи, образующие многостадийный покров с прослоями осадочных пород (известняков, глинистых сланцев, песчаников); накопление покрова происходило на границе среднего и позднего девона и связано с субширотными разломами. Покров прослеживается в широтном направлении на 80 км от с. Ново-Троицкого на западе до с. Раздольного на востоке и далее вскрывается скважинами в Покрово-Киреевской структуре на р. Грузком Еланчике. Мощность покрова непостоянна, в среднем около 200 м, но местами достигает 500 м или, наоборот, уменьшается. Эффузивы

представлены преимущественно базальтами и андезито-базальтами, в нижних частях толщи — с прослоями пикритовых базальтов и согендалитов; с прослоями трахибазальтов, ортофиров и трахитовых порфиров — в более верхней ее части; в «буром» девоне франского яруса и, наконец, в «сером» девоне фаменского яруса преобладают пепловые и кристаллокластические туфы, туфобрекчии и реже лавы трахилипаритового и липаритового состава. Встречаются нередко дайки и небольшие штоки пород того же состава, которые рассматриваются последователями как корни излияний. В 1964 г. Н. В. Бутурлинов к девонскому комплексу отнес и несколько более рыхлые, чем базальты, интрузивные пироксениты.

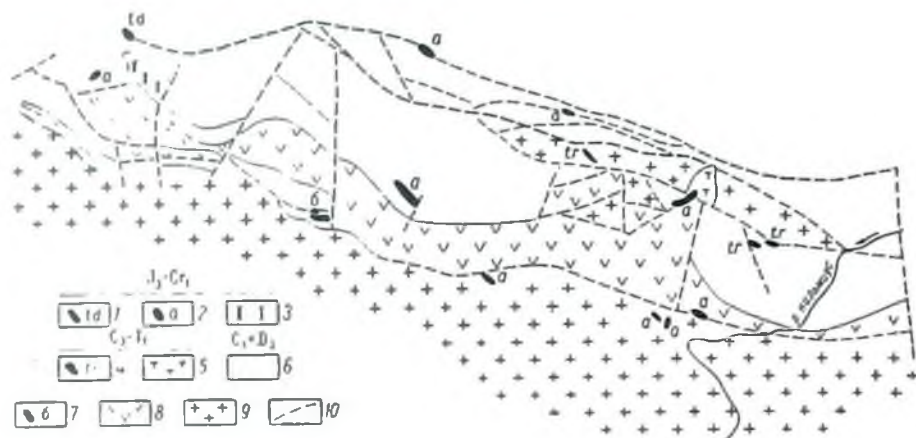


Рис. 68. Блочное строение зоны оледенения Донецкого бассейна с Украинскими кристаллическими массивом. По А. А. Макухиной (1961 г.)

Последний этап (J_2-C_1): 1 — трахиандезиты, 2 — андезиты, 3 — трахиандезиты; складчатый этап (C_2-T_1): 4 — трахиты, 5 — альбитофирсы; 6 — отложения визейского, турпейского и фаменского ярусов; 7 — штоки пород основного состава; 8 — излившиеся породы основного, среднего и кислого состава, 9 — докембрийские кристаллические породы; 10 — разломы

Для химизма пород наиболее характерно высокое содержание окиси титана, которое в базальтах достигает почти 6%, а в согендалитах даже превышает 8%. Минералогически это выражается в образовании в породах флюатового под микроскопом титан-авгита.

А. А. Макухина (1961) относит доскладчатые эффузивы Донецкого бассейна к спилит-кератофировой формации, однако этому противоречит не только богатство основных пород окисью титана, но и равномерное распределение фигуративных точек на их варпацовой линии (см. рис. 69, I—J), т. е. отсутствие резкой разбивки пород на две группы — основных и кислых, столь характерное для спилит-кератофировых формаций.

Абсолютный возраст базальтового покрова определяется аргоновым методом 320—280 млн. лет (Усенко и др., 1958), липаритового порфира (кварцевого порфира) из даек около сел Стылы и Раздольного — 275 млн. лет (Макухина, 1959). Эти результаты соответствуют геологическому возрасту пород.

Магматические образования второй, складчатой, стадии представляются субщелочными и щелочными породами гипабиссального залегания; это дайки, лакколиты, штоки и межпластовые интрузии, которые секут отложения нижнего и среднего карбона. Время образования их — поздний карбон — ранний триас (Макухина, 1961) или пермь (Бутур-

линов, 1964). В это время складкообразование северо-западного направления сжало зоны разломов соответствующего простирания и большинство магматических пород использовало для внедрения северо-восточные и субмеридиональные разломы или места пересечения разломов разного направления.

К этой стадии относятся шонкиниты и шонкинитовые порфиры юго-западной части Донбасса, камптониты и мончикиты Амвросиевского района, рек Кальчика, Крынки, одиниты, керсантиты и керсантит-спессартиты Шахтинского района, альбитофиры (альбитизированные трахиандезиты) и трахиты Мокрой Волновахи и эгиритовые кварцевые порфиры (гронрудиты) и тингуанты Кальмуса, Грузского Еланчика, Мокрого Кальчика, балки Вали-Тарама и других мест.

Эти редкие и интересные в петрографическом отношении породы неоднократно описывались, а в последние годы их систематически изучал Н. В. Бутурлинов.

К этому же комплексу И. П. Царовский (1961) и Н. В. Бутурлинов (1964) отнесли палеозойские малиньиты, ювиты, нефелиновые снейтты и псевдолейцитовый тингуант-порфир Покрово-Киреевской структуры в восточной части сочленения Донбасса с Приазовским кристаллическим массивом. Нефелиновые породы образуют небольшое интрузивное тело протянутое более чем на 3 км в субмеридиональном направлении и выходящее к западу (по кольцевому разлому) и шириной не менее 1 км. Псевдолейцитовый тингуант-порфир несколько моложе их, так как, по данным И. Д. Царовского (Царовский и Тимошенко, 1963), он имеет малиньиты дайкой.

В петрохимической характеристике магматических пород Донбасса Н. В. Бутурлинов (1964) отметил проявление «пантеллеритовой тенденции» у первого (I) и второго (II) комплексов, выражающее значительное обогащение лейкократовых пород этих комплексов щелочами. Вследствие этого вариационные линии I и II комплексов на поле ASB делают крутой изгиб вправо, потому что характеристика a некоторых пород превышает 20, доходя в крайних случаях до 26,6 для пород второго комплекса, и их фигуративные точки располагаются вправо от линии «5» щелочной серии по А. Н. Заварицкому (рис. 69). На поле CSB пересыщенность выражается в переходе вариационной линии (комплекса II) через ось SB вправо (c).

Сводная таблица числовых характеристик пород I и II комплексов, составленная Н. В. Бутурлиновым (1962) для 140 пород, показывает весьма повышенное значение характеристики t_1 , т. е. повышенное содержание окиси титана в породах. Оно особенно высоко, как уже было указано, для пород I комплекса, где для пироксенитов (авгититов) и для лимбургитов оно достигает соответственно 12,8 и 10,1. Для пород II комплекса обогащение титаном не столь велико, все же содержание его значительно выше, чем в таких же породах других районов. Это хорошо прослеживается по данным, приводимым А. А. Макухиной (Макухина, 1961).

Абсолютный возраст пород II комплекса определен аргонным методом (лаборатория АН УССР): для шонкинитовых порфиритов, секущих средний карбон, 285—298 млн. лет, для трахитов 231—230 млн. лет, для эгиритового кварцевого порфира 206—280 млн. лет (Макухина, 1961), возраст малиньита 270—280 млн. лет, альбитофира 280—250 млн. лет (Бутурлинов, 1962).

Породы III комплекса представлены андезитами, андезитовыми порфиритами, андезито-базальтами, андезито-дацитами, трахиандезитами, трахидацитами, т. е. средними и частью кислыми породами щелочно-известкового ряда. Они образуют дайку, штоки, лакколиты, межпластовые

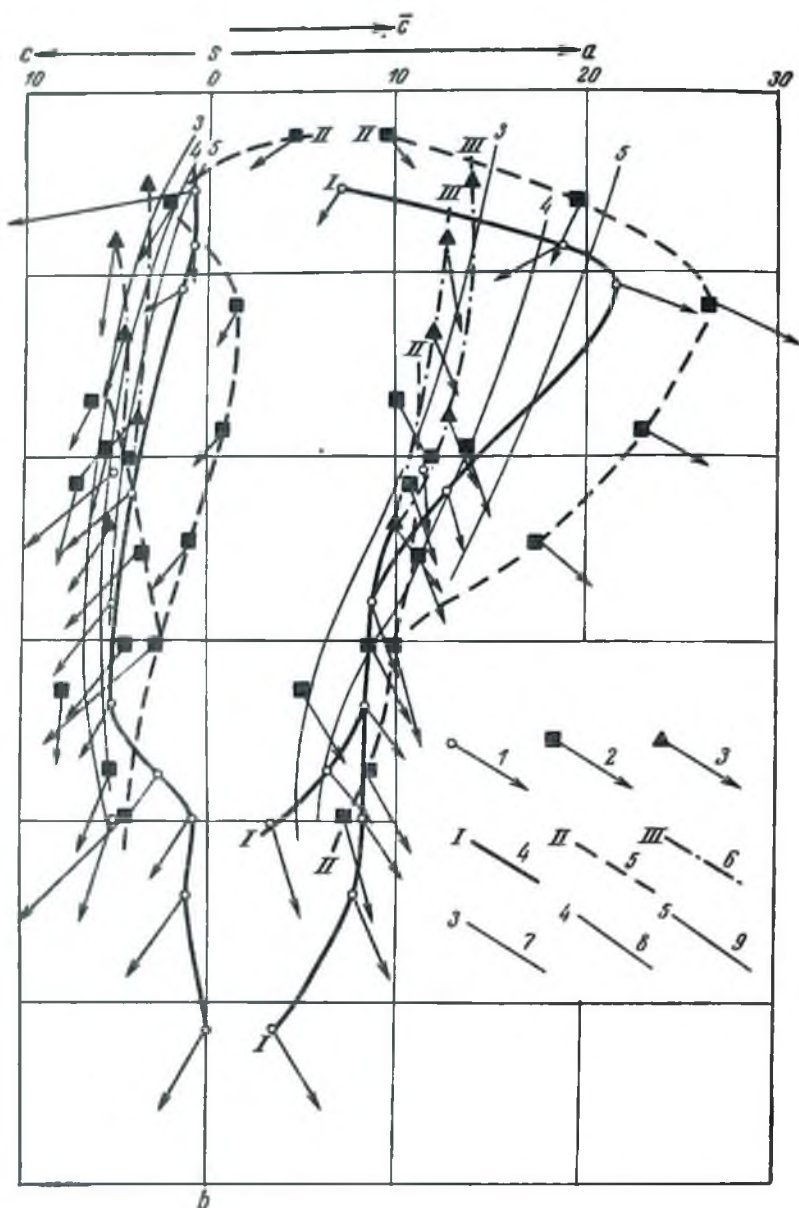


Рис. 59. Главные типы заверженных пород Донецкого бассейна. По Н. В. Бутурлиноу (1964 г.)

1 — породы I комплекса, 2 — породы II комплекса, 3 — породы III комплекса; осевые линии пород: 1—III — соответствующих комплексов, 3—6 — щелочноземельного, переходного и щелочного рядов по А. Н. Заварицкому

пнтрузии, приуроченные к дизъюнктивным нарушениям субмеридионального направления. Они развиты не только в зоне сочленения Довбасса и Украинского кристаллического массива, но встречаются и во многих местах Донецкого бассейна (по рекам Кадамовке, Грушевке, Аюте, Большому и Малому Несветаям и в многочисленных скважинах Шахтинского района). Их более молодой по отношению ко II комплексу возраст доказывается тем, что андезиты секут дайками ортофиры и альбитофиры балки Камышевахи и малинпиты с. Покрово-Киреева, а также содержат ксенолиты лампрофиров. В пользу более молодого возраста андезитов пород говорит и полное отсутствие в них проявлений катаклаза и трещиноватости, нередко наблюдаемых в породах II комплекса. Внутри комплекса также намечается последовательность образования пород от более основных к более кислым, например наблюдаются пересечения трахиандезитов трахидацинтами.

Геологический возраст III комплекса трактуется различно, так как известен только его нижний предел — породы его секут отложения среднего карбона. До недавнего времени его считали (Макухина, 1961; Бутурлинов, 1962) мезозойским, позднеюрским — раннемеловым и связывают по времени с юрской фазой складчатости. Это представляется не вполне обоснованным, так как подтверждается сообщением И. С. Усенко и И. М. Ямниченко (1952) о том, что на территории северо-западного продолжения Довбасса вулканические породы принадлежат к позднеюрскому составу, залегающим среди юрских, бателловейских отложений. В статье же 1964 г. Н. В. Бутурлинов считает III комплекс также позднепермским.

Абсолютный возраст Н. В. Бутурлинов (1962) указывает только для андезитов Мокрой Волновахи — 190—205 млн. лет (без ссылки на метод и лабораторию, где произведено определение), А. А. Макухина (1961) принимает для пород III комплекса возраст 270—230 млн. лет.

Химизм пород III комплекса Н. В. Бутурлинов показывает в числовых характеристиках по А. Н. Заварицкому на рис. 69. Так как ультраосновные и основные породы в этом комплексе отсутствуют, то фигуративные точки его пород располагаются только в верхней части диаграммы, при значениях b , не превышающих 23,3, и тяготеют к линии 3 нормальных известково-щелочных пород, переходя за эту линию только для пород, уклоняющихся к щелочным — трахиандезитам и трахидацинтам. Породы III комплекса повышенного содержания окиси титана в химических анализах и повышенного значения дополнительной характеристики l не обнаруживают.

Приведенный краткий очерк магматизма показывает, что в герцинское время Донецкий бассейн проделал путь развития, характерный для передовых прогибов, поздних прогибов в развитии подвижных поясов.

Восточная часть Скифско-Туранской плиты

Палеозойский фундамент восточной части Скифско-Туранской плиты имеет сложное строение. Как установлено геофизическими и геологическими работами, под чехлом мезозойско-кайнозойских отложений Кызылкумов продолжаются каледонско-герцинские и герцинские структуры Средне- и Южно-Тяньшаньской складчатых систем. Магматические образования этой части фундамента Скифско-Туранской плиты — Кызылкумов и Султануиздага — описаны совместно с магматическими образованиями указанных складчатых систем.

В южной части Скифско-Туранской плиты находится погребенная Предкавказско-Туркменская герцинская складчатая область. Структуры ее выходят на поверхность на Мангышлаке, в Большом Балхаве, Туаркыре, на Краснодарском полуострове. Магматические породы палеозойского и раннемезозойского возраста связаны здесь с герцинским тектоно-магматическим циклом. В платформенном чехле турапской части Скифско-Туранской плиты магматические породы неизвестны.

Мангышлак

В поздне триасовое время в Центральном Мангышлаке происходило прогибание, приуроченное к крупным зонам разломов и сопровождавшееся сравнительно слабым проявлением эффузивного магматизма. К нему относятся прослоя туфов и выходы основных эффузивов в толще верхнетриасовых отложений, принадлежащие к поздним стадиям тектоно-магматического цикла.

Два прослоя туфов мощностью от нескольких сантиметров до 2 м установлены П. В. Флоренским в Западном и Восточном Каратау в районе пос. Шетпе (рис. 70). В Восточном Мангышлаке, у подножия горы Конубай, В. Н. Виплюковым (1963) прослежены четыре прослоя туфов мощностью до 20 см.



Рис. 70. Схематическая карта Мангышлака
1 — пермо-триасовые отложения; 2 — акмышская свита с прослоями туфов

Туфы массивные, светлые, витрокластические. В их составе преобладают рогульки и обломки фельзита и нераскристаллизованного стекла, в небольшом количестве присутствуют кварц, альбит, кальцит, эпидот, пирит. Резкие границы прослоев туфов с вмещающими сланцами и песчаниками свидетельствуют об эоловом переносе прокластического материала после извержений типа взрывов. Выклинивание туфов к западу и востоку от наибольшей мощности в Каратау и значительная величина обломков, уменьшающаяся в направлении выклинивания, указывают на близость центра излияния. Прослоя же туфов в Восточном Мангышлаке (у горы Конубай), по-видимому, связаны с другим центром извержения.

Восточнее горы Конубай, в урочище Белоаясь, среди брекчированных верхнетриасовых известняков и сланцев небольшими участками обнажаются сильно разложившиеся основные эффузивы, состоящие на 75—80% из альбита, в лейстах и ксеноморфных зернах, промежутки между которыми выполнены хлоритом (до 10% породы) и доломитом (до 10% породы). Количество лейкоксена, развившегося по титаниту, рутилу и ильмениту, достигает 5%. Химический состав туфов и эффузивов отвечает их минеральному составу; для них характерно высокое содержание окиси натрия (до 8%) и низкое — окиси калия (менее 0,5).

Центр излияния эффузивов не установлен, характер распространения их неясен.

В пределах туркменской части Скифско-Туранской плиты известны проявления средне- и позднепалеозойского и раннемезозойского магматизма. Палеозойские магматические породы приурочены к складчатому фундаменту, залегающему под мощной толщей мезозойских и кайнозойских

Туркмения

В пределах туркменской части Скифско-Туранской плиты известны проявления средне- и позднепалеозойского и раннемезозойского магматизма.

Палеозойские магматические породы приурочены к складчатому фундаменту, залегающему под мощной толщей мезозойских и кайнозойских

осадочных образований, широко развитых на территории каракумской части Скифско-Туранской плиты. Палеозойские и тесно с ними пространственно связанные раннемезозойские изверженные породы обнажены скважинами средне- и позднепалеозойские магматические породы вскрыты в пикнем (вблизи возвышенности Кубатау) и среднем (на площади Фараб) течении р. Амударьи, и в районе Гаурдака (рис. 71).

Палеозойский магматизм складчатого фундамента каракумской части плиты изучен недостаточно, и многие основные вопросы не получили надлежащего разрешения: не установлено взаимоотношение изверженных пород с осадочными отложениями палеозоя, не ясна связь их со стадиями тектоно-магматического развития региона и с глубинными разломами; совершенно не выяснена металлогеническая роль магматических комплексов; геологический возраст для большинства комплексов принимается условно на основании косвенных данных и по сопоставлению их с комплексами аналогичных пород соседних регионов.

Определения абсолютного возраста подтверждают наметившуюся возрастную последовательность пород и их палеозойский возраст. К сожалению, большие колебания значений возраста, полученных в различных лабораториях для одних и тех же пород, часто приводят к разногласию среди исследователей.

Схема возрастной последовательности магматических проявлений дана в табл. 23.

Средний палеозой

Среднепалеозойские магматические образования залегают в складчатом фундаменте под мощной толщей мезозойско-кайнозойских осадков на глубинах от 200—300 м до 6—7 и даже 17 км. Выходы их на поверхность известны на Красноводском полуострове, о. Дагада, в Туаркыре и на Большом Балхане. Буровыми скважинами они вскрыты на п-ове Дарджа, на Карабогазском (Жарши, Омчалы) и Центрально-Каракумском (Серный завод, Дарваза) сводах.

Внедрение и излияние магмы происходили многократно по региональным разломам глубокого заложения и по более мелким, определяющим трещинам. Площади выходов на современную поверхность невелики. Возрастная последовательность комплексов прослеживается на Красноводском полуострове и частично на о. Дагада. Она подтверждает определения абсолютного возраста, проведенные аргонным методом по

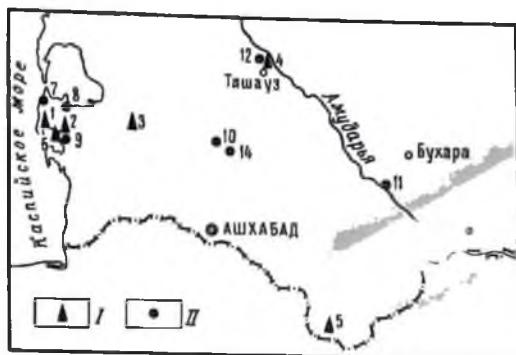


Рис. 71. Схема расположения магматических пород в Туркменинии

1 — коренные выходы: 1 — Красноводский полуостров, 2 — Большой Балхан, 3 — Туаркыр, 4 — Кубатау, 5 — Дагада, 6 — о. Дагада; 11 — по скважинам: 7 — Карши, 8 — Омчалы; 9 — п-ов Дарджа, 10 — Дарваза, 11 — Фараб, 12 — Кубатау, 13 — Гаурдак, 14 — Серный завод

Возрастная схема проявлений магматизма в Туркмении

Возраст	Магматические проявления		Раёны распространения
	эффузивные	интрузивные	
Палеоген	Базальты, андезиты, трахидиориты, игнимбриты, андезиты и дицитонные туфы, туфолоавы, туфобрекчии и туфоконгломераты		Балхыз
Ранний мезозой (?)			Красноводский полуостров
Пермь	Туфы кварцевых порфиров		Туаркыр
Поздний палеозой	Андезиты-дациты, их туфы, туфолоавы и туфобрекчии	Гшабиссальные интрузии: градопорит-порфиры, градопориты, лейкократовый гранит	Красноводский полуостров, Большой Балхан, Туаркыр, Карабогазский и Центральво-Каракумский своды
	Липариты и фельзиты, их туфы, туфолоавы, туфобрекчии		
Средний	Диабазовые порфиристы, их туфы и туфобрекчии Сингиты		Красноводский полуостров, Большой Балхан, Карабогазский и Центральво-Каракумский своды, Туаркыр, о. Дагада, И-ов Дард-жа
	Кварцевые порфиры, их туфы и туфобрекчии	Абиссальные интрузии: диориты, блонитовые граниты Габбро и ультраосновные породы Улейсовские граниты	Негмтиты, аплиты, гранодиориты

валовым пробам пород. Для гранитоидов абсолютный возраст равен 300—450 млн. лет (табл. 24), что позволяет отнести их к среднему палеозою.

Таблица 24
Абсолютный возраст пород Туркмении (по валовым пробам)

№ п/п	Проба, место взятия	Абсолютный возраст, млн. лет	Соответствующий геологический возраст
1	Гнейсовидный гранит; Краснодарский полуостров	450	Силур
2	Катаклазированный гранит; Карши, скв. 1	440	Девон
3	Бiotитовый гранит; Краснодарский полуостров	400	
4	То же	395	•
5	Гнейсовидный гранит; Дарваза, скв. 2	352	
6	Бiotитовый гранит; Краснодарский полуостров	350	•
7	То же; Дарваза, скв. 16	330	
8	• • Карши, скв. 1	310	Девон — карбон
9	• • Омчалы, скв. 161	295—310	
10	Лейкократовый гранит; Дарваза, скв. 4	302	Ранний карбон
11	Гранит; Дарваза, скв. 17	305	
12	Липаритовый туф; Дарваза, скв. 16	245	Поздний карбон
13	Гранит; Краснодарский полуостров	250	
14	Лейкократовый гранит; там же	245	Пермь
15	Гранит • •	250	
16	Дацил • •	215	•
17	Липарито-дацит; Дарваза, скв. 11	205	
18	Андезит-дацит; Краснодарский полуостров	200	•
19	Аплитовидный гранит	190	

Определения произведены: 1, 3, 18 — в лаборатории АН УССР, геолог В. С. Прилуцкий; 2, 9, 10 — ГЕОХИ АН СССР, А. П. Кузряк; 4, 5, 11, 17 — ДагФАН СССР, А. И. Проскурко; 6, 16, 19 — ВСЕГЕИ, Е. А. Худобина; 7, 8, 12, 13, 14 — РИАН, В. С. Князев; 15 — РИАН, М. А. Ромашова.

Среди интрузивных комплексов в возрастной последовательности выделяются гнейсовидные граниты, габбро и ультраосновные породы, биотитовые граниты и диориты. Эффузивы представлены липаритовыми порфирами и андезитовыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями. Имеются отдельные выходы гнейсовидных биотитовых гранитов, образующих останцы и ксенолиты среди биотитовых гранитов Краснодарского полуострова. Буровой скважиной они вскрыты на Карабогазском сводовом поднятии. Абсолютный возраст их равен 340—350 млн. лет, т. е. соответствует самому началу раннего силура или концу ордовика (?). Пересчет химических анализов пород по методу А. Н. Заварицкого показал незначительную пересыщенность их глиноземом и кремнеземом.

Интрузивные породы основного состава известны на Краснодарском полуострове, основного и ультраосновного — в Туаркыре. На Краснодарском полуострове они представлены роговообманковым габбро, а в Туаркыре — уралитизированным габбро, габбро-норитом, габбро-диоритом и сильно измененным пироксенитом (?).

Роговообманковое габбро образует два небольших выхода среди четвертичных отложений. Возраст его определяется тем, что оно инъецировано биотитовым гранитом, а на поверхности размыва его залегают палеотипные основные эффузивы. Обломки и ксенолиты измененного роговообманкового габбро содержатся в палеотипных кислых эффузивах.

Петрохимически красноводское габбро отвечает среднему составу габбро по Дэли.

Изменяемые габброидные и ультраосновные породы Туаркыра прослеживаются узкой полосой по разломам в ядре Туаркырской антиклинали, где они зажаты между отложениями перми и юры. Протяженность полосы около 2,5 км, ширина от 2—3 до 120 м. Буровыми скважинами габброиды вскрыты на глубине 110 м под отложениями нижнего триаса. Контакт их с отложениями перми тектонический, они надвинуты на красцветы перми; с юрскими отложениями на большей части площади контакт также тектонический, при этом отложения нижней и средней юры залегают трансгрессивно на коре выветривания основных пород.

Среднепалеозойский возраст габбро и ультраосновных пород Туаркыра принят на основании: а) интенсивного метаморфизма, катаклаза и окварцевания, характерных для среднепалеозойских пород Краснодарского полуострова, б) приуроченности интрузии к древнему региональному разлому глубинного заложения, по которому при обновлении его в альпийскую эпоху складчатости, породы были выведены на поверхность уже в сильно измененном виде. Игнорирование изменения основных и ультраосновных пород не позволило уточнить их взаимоотношения.

Основные породы Туаркыра, как уже указывалось, представлены уралитизированными габбро, габбро-норитами и габбро-диоритами. Последние, судя по структурам, по-видимому, следует относить к жильным образованиям. Первичный минеральный состав для большей части пород почти не сохранился, в них преобладает эпидот и хлорит, а также серицит, соссурит, пелитовое вещество и карбонаты.

Ультраосновная порода Туаркыра — пироксенит(?) состоит из моноклинового амфибола, заместившего пироксен, и вторичных минералов.

Биотитовые граниты среди интрузивных пород имеют наиболее широкое распространение. На Краснодарском полуострове они образуют интрузию неправильной изогнутой формы, площадью около 1,5 км². Отдельные выходы их известны вдоль южного подножия Куба-Дага, на о. Дагады и на Большом Балхане. Буровыми скважинами они вскрыты на и-ове Дарджа, на Карабогазском и Центрально-Каракумском сводах. Биотитовые граниты прорывают гнейсовидные граниты и габбро, перекрыты кислыми и основными палеотипными эффузивами. Эндоконтактовые изменения гранитов проявляются переходом равномернозернистой породы в порфириовидную. Абсолютный возраст биотитовых гранитов определяется в 310—400 млн. лет, т. е. время формирования их можно отнести к девону — раннему карбону.

Химические анализы показывают, что биотитовые граниты в большинстве случаев несколько пересыщены глиноземом, они стоят близко к среднему составу гранита по Дэли.

Диориты имеют весьма ограниченное распространение, обнажены на Краснодарском полуострове и на Большом Балхане. В обоих случаях они образуют небольшие штоки, прорывающие биотитовые граниты. Как и биотитовые граниты, диориты перекрыты палеотипными кислыми и основными эффузивами.

Обычно центральная часть штоков образована бескварцевыми и безбиотитовыми разновидностями, по структуре и минеральному составу отвечающими габбро-диабазам. Периферические же части стоят близко к диоритам и кварцевым диоритам. Переходы от пород габбрового состава к диориту и кварцевому диориту постепенные. Палеотипные кислые эффу-

ливы — кварцевые порфиры, их туфы и туфобрекчии — распространены на Красноводском полуострове, о. Дагады и на Большом Балхаче. Буроплощади распространения обычно небольшие. Возраст их намечается условно по взаимоотношению с породами среднего палеозоя; они перекрывают интрузивные породы среднего палеозоя, а сами перекрываются основными палеотипными эффузивами.

Кислые вулканогенные породы представлены преимущественно туфами и туфобрекчиями кварцевых порфиров; эффузивы образуют среди них небольшие неправильной формы тела. Фенокристаллы в них — кварц и плагиоклаз; спорадически встречаются кальевый полевой шпат и биотит. Кристталлическая основная масса состоит из кварца, альбита и нераскristаллизованного стекла. Химический состав пород отвечает среднему составу кварцевого порфира по Дэлэ.

Туфобрекчии кроме обломков кварцевых порфиров содержат обломки подстилающих пород. Туфы имеют лито- и витрокластическую структуру и состоят из обломков кварцевых порфиров и стекла.

Палеотипные основные эффузивы представлены андезитовыми, базовыми и диоритовыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями. В небольшом количестве встречаются спилиты. Возраст толщ определяется положением ее в общей возрастной последовательности магматических пород Красноводского полуострова. Они перекрывают интрузивные и эффузивные образования среднего палеозоя, а сами перекрываются и прорваны породами позднего палеозоя. Толща основных эффузивов распространена на Красноводском полуострове, где она образует мощный покров с преобладанием пирокластических разновидностей и с наличием небольших неправильной формы интрузивных тел. Характерен палеотипный облик основных эффузивов и интенсивное развитие процессов хлоритизации, карбонатизации, эпидотизации, окварцевания и ожелезнения. Наличие спилитов и миндалекаменных диабазовых порфиритов свидетельствует о подводном излиянии части этой толщи. Спилиты кроме Красноводского полуострова обнажены восточнее колодца Туар.

Химический состав основных эффузивов показывает некоторое отличие от средних типов пород по Дэлэ, что объясняется их вторичным изменением.

Туфы и туфобрекчии основных эффузивов имеют грубослоистое сложение. Туфобрекчии состоят из обломков основных порфиритов, сцементированных лито- и кристаллокластическим материалом того же состава. Наряду с обломками порфиритов в разных количествах присутствуют обломки подстилающих пород. Переходы от туфобрекчий к туфам и порфиритам, содержащим небольшое количество обломочного материала, постепенные.

Поздний палеозой

Проявления позднепалеозойского магматизма в Туркмении пространственно тесно связаны со среднепалеозойскими. Геологический возраст пород принимается условно — по сопоставлению с аналогичными породами соседних регионов, по возрастной последовательности их и по отдельным определениям абсолютного возраста. В позднем палеозое наиболее широко распространены эффузивы среднего состава; небольшие площади среди них занимают более ранние диоритовые эффузивы и следующие за последними гранитоиды гипабиссальных интрузий. Заканчивается маг-

магматическая деятельность позднего палеозоя на Краснодарском полуострове палиянием андезито-дацитов, а на Туаркюре — отложеннем туфов кварцевых порфиров. Позднепалеозойские породы отличаются кайнотипным обликом, сравнительно хорошей сохранностью мппералов, почти полным отсутствием катаклаза и значительно меньшей окварцованностью, чем породы среднего палеозоя.

Кислые эффузивы, представленные липаритами и фельзитами, их туфами, пгнимбритами, туфоловами и туфобрекчиями, на Краснодарском полуострове образуют куполовидные тела, маломощные покровы и потоки, перекрывающие породы среднего палеозоя. Туфы и туфобрекчии липаритов вскрыты, кроме того, буровой скважиной на Центрально-Каракумском своде. Для этих эффузивов характерен темно-зеленый до черного цвет, плотное до стекловатого сложение и отчетливая флюидальная текстура.

Химический состав липаритов и фельзитов близок к среднему составу липарита по Дэлу.

Туфы, туфоловы и туфобрекчии преобладают над лавами и связаны с ними постепенными переходами.

Гипабиссальные интрузии представляют собой небольшие неправильной формы тела, обнажающиеся на Краснодарском полуострове среди пород среднего палеозоя. Они сложены гранодиоритами, гранодиорит-порфирами и лейкократовыми гранитами. Они или очень близки или одновременно по образованию. Гранодиориты образуют небольшие потоки, прорывающие среднепалеозойские биотитовые граниты, и содержат обломки липаритов. Гранодиорит-порфиры характеризуются порфировой структурой, с фенокристаллами плагиоклаза, кварца, реже роговой обманки. По химическому составу гранодиориты и гранодиорит-порфиры близки к среднему составу гранодиорита по Дэлу.

Лейкократовые граниты образуют небольшое интрузивное тело размером 0,4 и 1,2 км, прорывающее палеотипные основные эффузивы, и содержат довольно крупные ксенолиты андезитовых и диабазовых порфиров. Абсолютный возраст гранитов определен в 245 млн. лет, что позволяет относить их, а вместе с ними и интрузии гранодиоритов, к поздней перми. Химический состав лейкократовых гранитов очень близок к среднему составу аляскиита по Дэлу.

Эффузивы среднего состава на Краснодарском полуострове образуют мощные покровы, залегающие на размытой поверхности описанных средних и позднепалеозойских магматических пород. Буровыми скважинами они вскрыты на Карабогаском и Центрально-Каракумском сводах. Абсолютный возраст андезито-дацитов этой толщи равен 200—215 млн. лет, что позволяет относить палияния их к концу поздней перми. Тип излияний центральный. Характер расположения в покрове эффузивов, туфолов, туфобрекчий и туфов позволяет заметить на Краснодарском полуострове центр излияния между хребтами Шахадам и Карадаг, на месте существующего в настоящее время Краснодарского залива — бухты Муравьева. Дациты и андезито-дациты массивны и имеют порфировую структуру. Основная масса их фельзитовая и мпкрофельзитовая до стекловатой. Химический состав андезито-дацитов очень близок к составу среднего дацита по Дэлу.

Туфоловы, туфобрекчии и туфы андезито-дацитов четких разграничений не имеют и тесно связаны взаимопереходами как между собой, так и через туфоловы с эффузивами. Обломки пород педацитового состава в туфоловах редки. Туфобрекчии же состоят из различной величины

обломков пород андезито-дацитового и иного состава, сцементированных лито- и кристаллокластическим туфовым материалом дацитов. Среди обломочного материала туфов и туфобрекчий содержатся обломки почти всех магматических пород, распространенных на территории Туркмении; на отдельных участках это типичные агломератовые туфы и туфобрекчий.

Д а й к о в ы е п о р о д ы

Дайки на территории Туркмении имеют очень широкое распространение; выходы их пространственно связаны с выходами интрузивных и эффузивных пород среднего и позднего палеозоя. Различаются дайки среднепалеозойского, позднепалеозойского и раннемезозойского возраста.

Наиболее древние дайки, секущие грашито-гнейсы и биотитовые граниты, образованы гранитами, гранодиоритами и диабазами. К этой же группе относятся дайки, сопровождающие интрузивно биотитовых гранитов, и эффузивы палеотипного облика, представленные гравит-порфирами, аплитами, фельзитами, гранодиоритами и порфиритами.

Следующая позднепалеозойская группа даек, сопровождающая породы гипабиссальных интрузий и эффузивы кислого и среднего состава, представлена кварцевыми и фельзитовыми порфирами, диоритами и диабазовыми порфиритами.

Раннемезозойскими являются дайки, прорывающие интрузивные, эффузивные и жильные породы среднего и позднего палеозоя. Это дайки гранит-порфира, кварцевого порфира, диабазового порфирита, лампрофиров. Они, почти как правило, хорошо выделяются в рельефе, имеют кайнотипный облик и в большинстве случаев хорошую сохранность. Устанавливается такая же последовательность образования даек раннего мезозоя от кислых к основным, как и для палеозойских даек. Наиболее ранние — дайки гранит-порфира и кварцевого порфира, за ними следуют дайки диабазового порфирита; самыми молодыми являются дайки лампрофиров.

Бадхыз

В районе Бадхыза проявлен кайнозойский вулканизм в среднем палеогене (туркестанское время). Эффузивные и пирокластические образования смяты в пологие моноклипальные складки вместе с палеогеновыми осадочными породами и связаны с развитием глубоких разломов в Северном Афганистане и Иране. Вулканогенные породы известны на правом берегу р. Теджена (от Зюльфагарского прохода на юге до колодца Пулл-Хатум), в окрестностях сухого озера Ер-Ойлан-Дуз и на междуречье Кушка-Капан (рис. 72). Они представлены базальтами, андезито-базальтами, андезитами, дацитами, липаритами, трахилипаритами, пирокластическими образованиями того же состава и залегают среди осадочных пород палеогена.

Вулканогенные породы образуют четыре пачки: три на западе и одну на востоке. Западные пачки (снизу вверх): чакмаклинская мощностью 40—50 м, акарчешмивская мощностью 30—35 м и еройланская мощностью 35—45 м — разделены морскими осадочными породами общей мощностью 200 м. Восточная вулканическая пачка — кушкинская — залегает в самых низах верхнего эоцена. Все пачки ложатся с разрывом на морские осадки. Извержения начинались в наземных условиях и заканчивались в морских. Тип извержения — центральный.

Купкинская вулканогенная пачка на 70—75% сложена пирокластическими образованиями — андезитовыми и андезито-дацитовыми туфокогломератами, кристаллокластическими и кристалло-литокластическими туфами и туфобрекчиями и на 25—30% роговообманковыми андезитами с порфировой структурой и микролитовой основной массой. Горды имеют кайшотинный облик. Характерна опадитизация роговой обманки.

Чакмаклинская пачка представлена микрзернистыми оливковыми базальтами с микроделеритовой основной массой, андезито-базальтами, андезитами с массивной и миндалекаменной текстурой, порфировой структурой и гналопилитовой основной массой. Фенокристаллы — моноклинные пироксены. Здесь же встречаются туфолавы, туфобрекчии и кристаллокластические туфы андезитового состава. Количество эффузивов составляет 50—60% пачки. Горды почти не несут следов вторичных изменений.

Акарчешминская вулканогенная пачка сложена преимущественно пирокластическим материалом (85—90%) — кристаллокластическими и лито-кристаллокластическими туфами и туфобрекчиями, состоящими из обломков карбонатизированных пироксеновых и биотит-пироксеновых андезитов и белой трепеловидной породы, образовавшейся из дацитового пеплового туфа. На 10—15% пачка состоит из эффузивных пород, преимущественно пироксеновых андезитов с порфировой структурой и гналопилитовой основной массой. Текстура андезитов нередко пузырчатая. Поры и пустоты выполнены кальцитом, хлоритом, реже цеолитами. Эффузивные породы залегают редкими языками среди пирокластических образований.

Еройланская пачка является самой молодой и состоит из эффузивных (~60%) и пирокластических (~40%) пород, которые замещают друг друга. Первые представлены дацитами, липаритами и трахилипаритами с характерной четкой порфировой структурой и витропорфировой основной массой. Фенокристаллы — крупные (до 100 м.м) индивиды олигоклаз-андезина и андезина. Пирокластические породы представлены туфолавами, туфобрекчиями, игнимбритами и витролито-кристаллокластическими туфами. Игнимбриты имеют характерную своеобразную структуру и флюктуационную текстуру и состоят из обломков кислого стекла, обломков дацитов, липаритов, кристаллов плагиоклаза и пироксена, погруженных в бурую ожелезненную стекловатую массу с отчетливо видимыми следами течения.

Для всех вулканогенных пачек характерно наличие взаимопереходов эффузивных пород в пирокластические и тесная фаціальная связь с осадочными породами туркестанских слоев. По минералогическим и химическим чертам среди вулканогенных пород есть разновидности, относящиеся как к основным, так и к кислым породам с отклонением в сторону повышенной щелочности в более кислых разностях (рис. 73).

Описываемый вулканогенный комплекс накапливался из двух центров: одного на востоке, в районе западного окончания Парапамизского

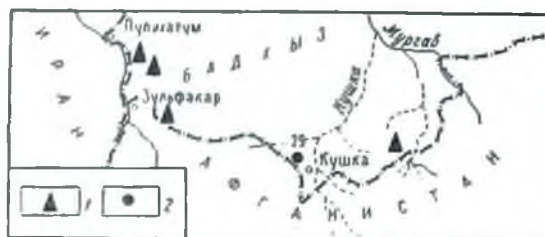


Рис. 72. Схема размещения вулканогенных пород Вадкыа
1 — корректные выходы; 2 — по сваяжинам

антиклинория и левобережья р. Мургаба, другого — на западе, в районе восточного погружения Копет-Дагского и Аладаг-Биналудского антиклинориев (иранское левобережье р. Теджена).

По правобережью р. Теджена, на западе Бадхыза, наблюдается такая последовательность извержения: сначала идут чакмаклинские оливинные и, наконец, еройланские дациты, затем акарчешминские андезиты к левобережью Мургаба также наблюдается переход от более основных пород

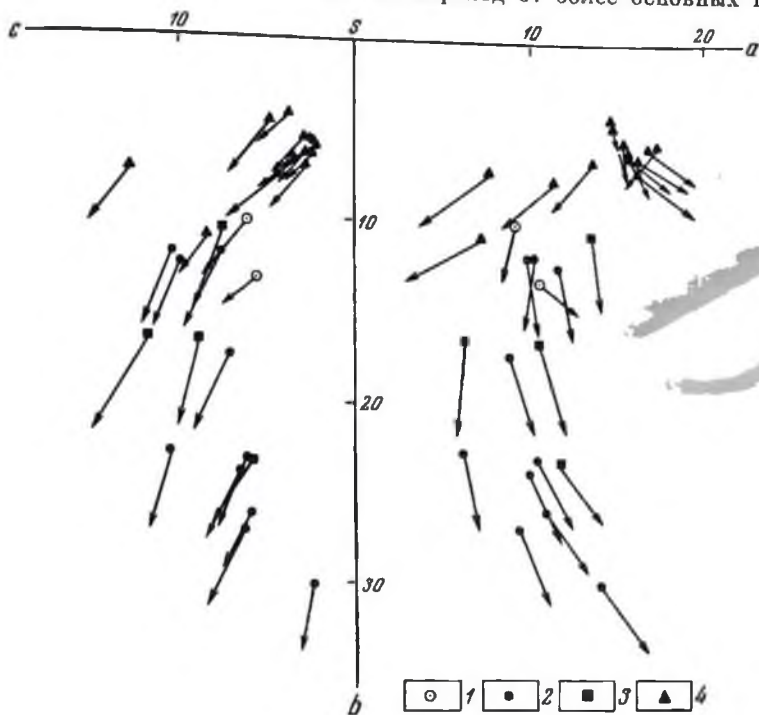


Рис. 73. Вулканогенные породы Бадхыза:

1 — кушкинская пачка, 2 — чакмаклинская пачка, 3 — акарчешминская пачка, 4 — еройланская пачка

(базальты и андезиты) в предгорьях Парамиза к более кислым (андезиты и андезито-дациты) в районе Кушки.

Эруптивные аппараты на территории Бадхыза установлены в двух местах. В районе колодца Чакмаклы-Чонга возвышается подводящий канал разрушенного кратера вулкана, с юга окаймленный рядом полукольцевых даек, образованных базальтом, андезито-базальтом и мипдалекаменным андезитом. Второе местонахождение подводящих каналов находится в котловине оз. Ер-Ойлан-Дуз, где отмечается штокообразный выход дацитов и ряд мелких даек липаритов и трахиллипаритов, переходящих непосредственно в эффузивный покров. Однако главные центры извержений находились на севере Ирана и Афганистана, в предгорьях Парамиза и Аладаг-Биналуды.

Металлогеническая характеристика бадхызских эффузивов и связь их с полезными ископаемыми еще неясны.

ОБЛАСТИ МЕЗОЗОЙСКОЙ И КАЙНОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

К областям мезозойской и кайнозойской складчатости на территории Советского Союза относятся краевые южные и юго-западные регионы европейской части СССР, а также северо-восточные и восточные области его азиатской части. Первые входят в состав Альпийской складчатой области Южной Европы; это, начиная с запада, Восточные Карпаты, Горный Крым и Кавказ, частично к ним относятся Южное Забайкалье — северо-западная часть Центрально-Азиатской герцинской складчатой области, вторично вовлеченной в геосинклинальное развитие в мезозое, а также киммерийские складчатые области Памира.

Северо-Восток и Дальний Восток Советского Союза относятся к Тихоокеанскому подвижному поясу, составляя его северо-западную часть.

Чтобы не нарушать целостности описания регионов, мезозойский магматизм Забайкалья и Памира освещается вместе с преобладающим в этих регионах палеозойским магматизмом.

АЛЬПИЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Магматизм Кавказа принадлежит двум последовательным крупным тектоно-магматическим циклам — герцинскому и альпийскому, давшим очень сложную и многоформационную картину проявлений. Необходимо отметить, что герцинский цикл наиболее полно проявился в Большом Кавказе, а альпийский — в Малом Кавказе. Тектоно-магматические события альпийского цикла вызвали активизацию в области господства герцинских движений, в связи с чем магматизм поздних этапов обоих циклов сближается и во времени и по типу проявлений, например трахилипариты Пятигорья и родственные им нахичеванские интрузии гранодиорит-порфиоров, кварцевых диоритов и интродацитов, а также четвертичные базальты Казбекского района на Большом Кавказе и в ряде структурно-формационных зон — Севано-Акеринской, Аджаро-Трпалетской и др. — Малого Кавказа.

Горный Крым представляет собой геоантиклинальную зону на границе с находящейся к северу от него и включающей и Степной Крым герцинской складчатой зоной, уже закончившей свое развитие и превратившейся в эпигерцинскую Скифско-Туранскую плиту. Этим и обусловлены ограниченная подвижность Горного Крыма и свойственный таким структурам магматизм без спилит-диабазовых или офиолитовых формаций в качестве начального магматизма.

Восточные Карпаты проделали альпийский тектоно-магматический цикл в качестве эвгеосинклинальной зоны со всеми характерными проявлениями магматизма.

Восточная часть Карпатской складчатой системы

Магматические проявления на территории советской части Восточных Карпат известны в протерозое (?), раннем палеозое, поздней юре — раннем мелу, палеогене и антропогене. По истории геологического развития

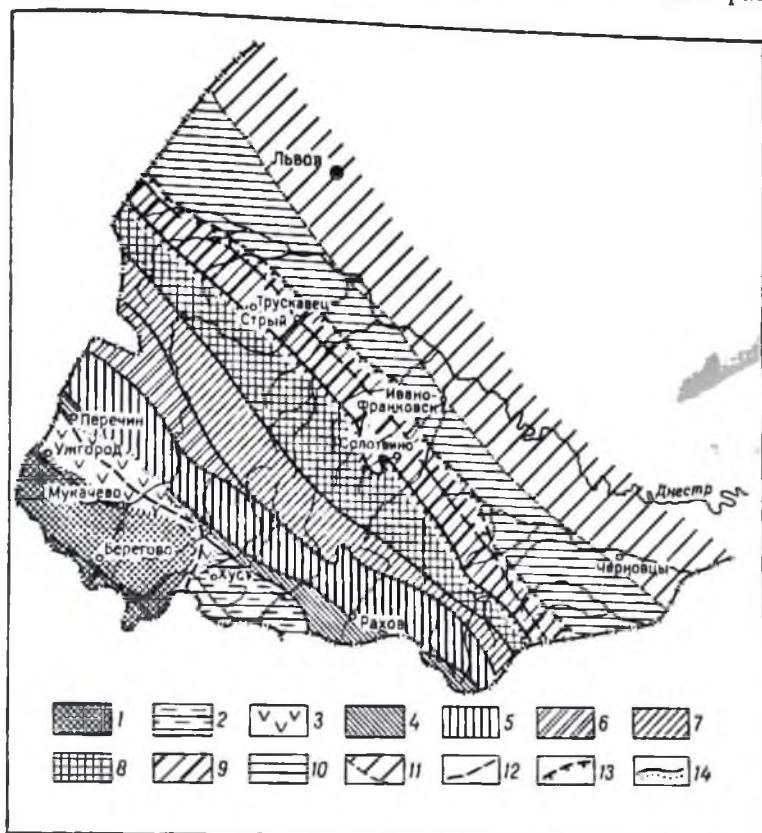


Рис. 74. Схема тектонического районирования Восточных Карпат

Закарпатский прогиб: 1 — Чопская (Мукачевская) зона, 2 — Солотвинская зона, 3 — Выгорлат-Гутинская зона (вулканогенный пояс, подложный на Мармарошско-Пьенинскую зону и Закарпатский прогиб). Складчатые Карпаты. Внутренняя антиклинальная зона: 4 — Мармарошско-Пьенинская подзона, 5 — Раховско-Черногорская подзона; Центральная синклиналичная (Кросневская) зона: 6 — Ужко-Дунайская подзона, 7 — Турковско-Жабьевская подзона; 8 — Внешняя антиклинальная (снйбовая) зона; Предкарпатский прогиб: 9 — внутренняя зона, 10 — внешняя зона; 11 — Русская платформа; 12 — разломы; 13 — надвиги; 14 — границы зон

системы они могут быть объединены в два тектоно-магматических цикла — домезозойский (протерозой — раннепалеозойский?) и позднемезозойский — антропогенный. В среднем и позднем палеозое (?), триасе, ранней и средней юре магматические проявления неизвестны.

Среди магматических образований первого цикла в Мармарошско-Пьенинской структурно-формационной зоне (рис. 74) условно можно выделить два эффузивно-интрузивных комплекса — протерозойский (?) и раннепалеозойский (?). Магматические проявления их связаны с геосинклинальной стадией развития области.

Схема развития альпийского магматизма Восточных Карпат

Возраст	Стадия развития	Структурно-формационные зоны	Комплекс	Территориальные группы	Петрографический состав	
Ранний автропоген — поздний плиоцен. Средний и ранний плиоцен	Постковолдационной активизации	Выгорлат-Гутинская	Бужорский		Андезит-базальтовый	
			Гутинский		Андезит-дацит-липаритовый	
Здний миоцен — ранний плиоцен	и постмиоценовая	внутренний прогиб	узвно-вулканогеиный	Гшабиссальные интрузии	Свалевская	Микрогранодориты
					Дубриличская	Микрогранодориты
				Гипабиссальные интрузии	Вышковская	Грапидорит-порфиры; кварцевые диорит-порфиры; диорит-порфиры; габбро-диабазы, габбро-порфиры
					Перечинская	Липарит-дациты
				Экструзии	Олеповская	Андезит-базальты, базальты
					Велико-Добропольская	Андезит-базальты, андезиты
					Береговская	Липариты

По	Иверсионная	Закарпатский	Закарпатский интр		
Средний и ранний миоцен			Эффузивные и пирокластические группы	Перечинская	Липаритовый туф с гранатом
				Добратовская	Липаритовые туфы; андезит-базальты; андезиты и их туфы
				Хустецкая	
				Солотвинская	Липарит-дацитовые туфы
				Новоселицкая	
Миоцен			Гипабиссальные интрузии		Габбро-порфиры, диорит-порфиры, кварцевые диорит-порфиры, грапидорит-порфиры
Ранний палеоген — поздний мел	Дошверсионная	Раховско-Черногорская	Горичевский		Сплит-диабазовый с кератофирами
Поздний мел			Драгово-новоселицкий		Калиевых диабазов
Ранний мел			Петрошский		Сплит-диабазовый с кератофирами
			Квасновский		Габбро-диабазовый
Поздняя юра			Раховский		Диабазовый

Ограниченное распространение немых метаморфизованных пород Раховского массива и Чивчинских гор не позволяет с достаточной детальностью выявить характер магматизма этого времени. Известно лишь, что среди метаморфических пород развиты породы, залегающие в виде даек и массивов неправильной формы, обладающие текстурно-структурными и петрохимическими признаками магматических пород (Ткачук, Гуржий, 1957). К ним принадлежат амфиболиты, амфиболовые сланцы и катаклазировавшие граниты, развитые в наиболее древней, гнейсово-сланцевой свите (протерозой — ранний палеозой?), а также амфиболиты, амфиболовые сланцы и ортогнейсы подкарбонатной свиты (ранний палеозой?).

Амфиболовые сланцы гнейсово-сланцевой свиты представляют собой, по-видимому, эффузивные породы; они залегают согласно со сланцами. Амфиболиты встречаются в виде тел дайкообразной и штокообразной формы. По петрохимическому составу они наиболее близки к базальтам и диабазам. Тела катаклазировавших гранитов длиной до 1 км развиты в районе урочища Обшиж потока Яворникова Белого.

Амфиболиты и амфиболовые сланцы эффузивно-осадочной подкарбонатной свиты (ранний палеозой?) отличаются от более древних пород этой группы степенью метаморфизма и петрохимическим составом. Эти амфиболиты залегают среди серицитовых, серицит-хлоритовых и кварцитовых сланцев, образуя пластовые тела мощностью до 200 м (поток Малый Берлебан, Лециянка, Каменный Довгоруля, Бреденець и др.).

Амфиболиты карбонатно-сланцевой толщи (ранний палеозой?) представляют собой глубоко измененные эффузивные породы типа габбро-диабазов и диабазов. Ортогнейсы, развитые среди этой толщи, обнажаются в Раховском массиве (горы Камень-Клевка, Менчул, поток Тарничина, водораздел Шопурки и Косовки); в Чивчинских горах они встречаются на всей территории, сложенной породами карбонатно-сланцевой толщи. Среди ортогнейсов выделяются биотитовые, мусковитовые и двуслюдяные. По петрохимическому составу они близки к кварцевым порфирам и гранит-порфирам.

В породах протерозой-палеозойского (?) возраста на территории Раховского массива и Чивчинских гор широко развиты разнообразные по составу и возрасту жильные образования. Выделяются кварц-альбитовые, кварцевые, кварц-баритовые, кварц-анкеритовые и кварц-кальцитовые жилы, из которых широко развиты кварц-альбитовые, кварц-анкеритовые и кварц-кальцитовые. Наиболее ранними являются кварц-альбитовые и кварцевые жилы, позднее образовались кварц-баритовые и кварц-анкеритовые жилы с чисто баритовыми прожилками. Наиболее молодыми являются кварц-кальцитовые и кальцитовые жилы.

Второй тектоно-магматический цикл включает следующие проявления магматизма: позднеюрские — среднепалеогеновые, позднепалеогеновые — миоценовые, ранне-среднеплиоценовые и позднеплиоценовые — ранне-четвертичные (табл. 25).

Проявления магматизма позднеюрского — среднепалеогенового времени известны в Мрамарошско-Пьенинской и Раховско-Черногорской структурно-формационных зонах (см. рис. 74). Территориально и по составу они подразделяются на пять магматических комплексов: раховский диабазовый и квасновский габбро-диабазовый интрузивно-вулканогенные комплексы; петрошский спилит-диабазовый, драгово-новоселицкий калиевых диабазов, горичневский спилит-диабазовый вулканогенные комплексы. Проявления этих комплексов приурочены к диверсионной стадии геосинклинального режима альпийского периода развития системы.

Среди мезозойских изверженных пород выделяются позднеюрские, ранне- и поздне меловые. Выходы их имеются на территории Мармарошско-Пьенинской и Раховско-Черногорской зон. Магматические породы этого возраста принадлежат к офиолитовой или спилит-диабазовой формации. Они представлены диабазами, спилитами, габбро-диабазами, диабазовыми порфиридами, габброидами и серпентинизированными лерцолитами, образующими лавовые потоки, межпластовые залежи, секущие дайки десятков метров до 300 м. Наибольшие залежи (200—300 м) развиты на территории Раховского массива и Чивчинских гор, а также в бассейне р. Большой Угольки.

Позднеюрские изверженные породы раховского комплекса образуют мелкие межпластовые тела диабазов, диабазовых порфиритов в известняках титона (поток Каменный). Ультраосновные породы и большая часть диабазовых пород приурочены к раннему мелу.

Раннемеловые магматические породы (красновский и петрошский комплексы) известны среди флша Раховско-Черногорской зоны в виде покровов и другого типа тел. Они прослеживаются севернее Раховского массива от р. Шопурки по р. Косовке, ручью Тростянец (северо-западнее с. Квасы), на юго-западном склоне горы Петрош, по правому берегу р. Черного Черемоша, севернее Чивчинских гор. Эффузивные породы переслаиваются с аргиллитами и туфами раннего мела — сеномана. Мощность вулканогенно-осадочной толщи более 500 м.

Ультраосновные породы представлены серпентинизированными лерцолитами (двудироксеновые перидотиты). Выходы их известны в районе р. Малой Шопурки среди диабазов мелового возраста и в верховье р. Большой Угольки. Секущие дайки лерцолитов мощностью 35—40 м, длиной до 150 м протягиваются среди сильно перемятых аргиллитов нижнего мела (Мармарошско-Пьенинская зона). Поздне меловые эффузивные породы драгово-новоселицкого комплекса (Мармарошско-Пьенинская зона) представлены калиевыми диабазами, переслаивающимися с туфами и мергелями. Выходы их прослеживаются между р. Теремлей и Лужанкой у границы с Закарпатской впадиной (с. Драгово, ручей Одаров — правый берег Малой Угольки; ручей Вульховчик — правый берег Лужанки). Мощность толщи эффузивных пород от 20 до 30 м, редко достигает 100 м (ручей Вульховчик), причем агломераты значительно преобладают над лавами. Мощность потоков лавы от 1—2 до 10—12 м.

Агломераты состоят из обломков калиевого диабаза и туфа, в меньшей степени — из обломков верхнемелового мергеля и юрского известняка, сцементированных кальцитом с включениями хлорита. Верхнемеловые осадочные породы, перекрывающие толщу агломератов, содержат обломки юрского известняка и калиевого диабаза.

Гипабиссальные интрузии представлены диабазами и диабазовыми порфиридами. Туфы состоят из обломков диабазов и раскристаллизованного стекла (поток Каменный, с. Красный Плес и др.). Состав диабазов изменяется от более основных позднеюрских к более кислым поздне меловым за счет увеличения содержания кремнезема; соответственно закономерно изменяется соотношение других окислов, особенно FeO, MgO и CaO.

Вулканические породы предположительно мезозойского возраста, вскрытые скважиной Береговского района в Закарпатской структурно-формационной зоне на глубине свыше 700 м, представлены диабазами, спилитами и их туфами, переслаивающимися с радиолярными яшмами,

кремнистыми пазвестияками и преобладающими в разрезе вулканическими брекчиями (Лазаренко и др., 1963). Последние по составу не отличаются от лав и являются продуктом подводных вулканических взрывов. Изверженные породы сильно изменены. Цветные минералы замещаются хлоритом и карбонатом, а плагиоклазы альбитизированы и частично замещены карбонатом.

Петрохимическая характеристика мезозойских магматических пород дана В. П. Костюком (1960). Она показывает, что магмы мезозойского возраста должны иметь отчетливо выраженный щелочной характер, что, однако, не вполне отвечает действительности. В. П. Костюк предполагает, что в связи с постмагматической альбитизацией плагиоклаза и выполнением альбитом мипдалли и трещинок в породе химические анализы отражали завышенное содержание щелочей (главным образом натрия). Все минеральные ассоциации в диабазах показывают нормальный известково-щелочной состав.

Мел-палеогеновые вулканогенные породы горинчевского комплекса, представленные диабазами и в меньшей степени спилитами, агломератовыми туфами, прослеживаются в Мармарошско-Пьенинской зоне (зона утесов), среди палеогенового флиша от р. Рики до р. Лужанки (с. Горинчево, хутор Копашникова Поляна, г. Кичереле — севернее с. Драгово, район с. Широкого Луга по ручью Кривуде — левому притоку Лужанки). Выходы авалогичных пород имеются несколько севернее зоны утесов в верховьях р. Лужанки среди палеогенового флиша.

Ближние к кератофирам породы этого комплекса менее раскристаллизованы и более изменчивы, чем близкие к кератофирам породы петрошского комплекса. В состав карбоната входит значительно больше железа и частично магния. Вторичные процессы сильно изменили мелкие обломки в туфах и почти не повлияли на состав лавовых потоков.

Все породы кератофир-спилитовой (офиолитовой) формации пересыщены глиноземом, как показывают числовые характеристики их по методу А. Н. Заваряцкого.

Абсолютный возраст магматических пород позднеюрского — среднепалеогенового возраста от 80 до 100 млн. лет.

Позднепалеоген-миоценовые вулканические проявления в красненской и скибовой зонах Восточных Карпат и в Предкарпатском прогибе выражены значительно слабее, чем во Внутренних Карпатах. Здесь относительно широко распространены пирокластические породы преимущественно типа тонкозернистых плагиолипаритовых туффигов и пепловых туфов. Они встречаются в широком возрастном диапазоне — от позднего палеогена до сармата включительно и распространены преимущественно в Предкарпатском прогибе, в меньшей степени (поздний олигоцен) — в Береговом надвиге скибовой зоны, а также на юго-западе Внешних Карпат.

Магматические породы на этой территории не обнаружены, но, поскольку мощность горизонта туфов неравномерна и наибольшие значения ее (до 70 м) приурочены к зонам скрещения предполагаемых разломов глубокого заложения, где также имеются гидротермальные рудопроявления, мы сочли возможным выделить скибово-предкарпатский комплекс дацит-липаритовых туфов.

В междуречье Ломницы и Стрия, в пределах развития Берегового надвига и внутренней зоны Предкарпатского прогиба известен чечвинский туфовый горизонт (верхний олигоцен) мощностью около 70 м (Вялов и др., 1951), представленный липаритовым туфом.

В окрестностях с. Жабьего в «переходных слоях» от нижнемеловой подсвиты к красненской свите (олигоцен) известна туфогенно-осадочная пачка мощностью около 5 м, состоящая из переслаивания липаритовых туфов, алевролитов и аргиллитов.

Во внутренней зоне Предкарпатского прогиба среди брекчированной песчано-глинистой толщи нижнего миоцена имеются полиметаллические рудопроявления в окрестностях Трускавца (На Липках) и г. Солотвина — скважины в селах Дзвиняч и Старуя (Ициксон, Хейфци, 1947 и др.).

В Закарпатском внутреннем прогибе магматические проявления развиты широко. По времени формирования и по составу породы относятся к трем комплексам: закарпатскому андезит-дацитовому (миоцен), гутинскому андезит-липаритовому (ранний и средний плиоцен) и бужорскому базальтовому (поздний плиоцен — ранний антропоген).

Развитие закарпатского комплекса связано с формированием Закарпатского внутреннего прогиба в инверсионную стадию развития Карпатской складчатой системы. Размещение пород контролировалось разломами глубокого заложения, создающими главные элементы структуры прогиба. Это структурные швы, ограничивающие впадину с северо-востока на запада.

Закарпатский комплекс представлен интрузивными и вулканогенными образованиями: липарит-дацитами, андезит-дацитами и их туфами, андезититами, андезито-базальтами, габбро-порфиритами, диорит-порфиритами, кварцевыми диорит-порфиритами и гранодиорит-порфирами, принадлежащими к пирокластической, эффузивно-пирокластической и экструзивной фациям. Пирокластические породы развиты главным образом в Солотвинской впадине и в меньшей степени среди отложений Мукачевской впадины. Это витрокристалло-литокластические липарито-дацитовые туфы от пелловых до гравийных разностей.

По месту распространения и возрасту выделяются новоселпцкая, солотвинская и хустецкая территориальные группы. Новоселпцкая группа туфов раннетортонского возраста (новоселпцкая свита) представлена дацилловскими, залужскими и береговскими туфами мощностью от 25 до 350 м, редко более. Солотвинская группа туфов нижней части познетортонского возраста (солотвинская свита) состоит из банского и глоского горизонтов мощностью соответственно 50 и 40 м, залегающих среди терригенной толщи. В хустецкую группу выделен ковачский, или нанковский, горизонт туфа, образующий основание хустецкой свиты.

Центры извержения, продуктами которых являются туфы, не установлены, но значительная мощность некоторых горизонтов туфов, наблюдаемая местами, позволяет предполагать (Лазаренко и др., 1963) близкое расположение источников питания. Новоселпцкие туфы явно карбонатизированы и пропилитизированы.

С туфами хустецкой группы связаны свинцово-цинковые рудопроявления.

Эффузивно-пирокластической фацией представлены вулканогенные породы сармат-раннеплиоценового возраста доробратовской и перечинской групп. Среди терригенных отложений доробратовской группы содержатся три горизонта туфов основного и кислого состава, а также лавы основных пород, представленных андезито-базальтами, двуспироксеновыми андезитами и их туфами. Мощность вулканогенных пород достигает до 200 м. Глыбы лав в агломератах достигают 2—3 м. Агломераты изменены процессами постронитизации и монтмориллонитизации. В нижних

горизонтах наблюдаются окварцевание, серпидитизация и хлоритизация пород.

Из двух горизоитов липаритовых туфов доробратовской группы нижний горизоит имеет мощность от 40—60 м (Вышково) до 300 м (Берегово), верхний горизонт — от 20—30 м (Вышково) до 250 м (Берегово). Наибольшие мощности туфов приурочены к зонам разломов.

С трещинами в липаритовых туфах связано свинцово-цинковое оруденение, золото и серебро.

Эффузивно-пирокластическая фация перечинской группы представлена горизоитом липарито-дацитового туфа с гранатом.

С позднемиоценовым и раннеплиоценовым временем связано формирование экстрезивной фации пород береговской, велико-доброньской, оленёвской и перечинской групп. Липаритовые купола береговской группы раннесарматского возраста располагаются вдоль предполагаемой зоны разлома по линии Чоп—Берегово—Бая-Маре (Румыния) в виде цепочек субмеридионального направления. Липариты Береговского и Косино-Запсонского, или Биганьского, холмогорий образуют купола в диаметре более 1 км, наземной мощностью около 100—200 м, и потоки лав, местами окруженные агломератами. Излияние липаритов происходило в несколько стадий.

Вблизи липаритовых куполов широко развиты гидротермальные проявления и породы представлены опалитами, монокварцитами, алуни-тами, аргиллизированными, адуляризованными, альбитизированными породами и пропилитами.

Погребенные вулканы велико-доброньской группы сложены андезито-базальтами и андезитами. Дайки и трубки взрыва оленёвской группы экстрезивных тел заполнены андезито-базальтами и базальтами.

Перечинская группа экстрезивий представлена куполами липарит-дацитов.

С экстрезивными фациями пород связаны ртутно-полиметаллические рудопрооявления (свинец, цинк, серебро, золото, ртуть).

Субвулканическая и интрузивная фации закарпатского комплекса (поздний миоцен — ранний плиоцен) известны в трех районах и соответственно объединяются в вышковскую, дубриничскую и сваявскую группы.

Гипабиссальные интрузии вышковской группы представлены многочисленными мелкими штокообразными телами габбро-диабазов, габбро-порфиритов, граодиорит-порфиров, диорит-порфиритов, кварцевых диорит-порфиритов и лейкократовых граодиорит-порфиров. Возраст гипабиссальных интрузий сионий. Некоторые исследователи рассматривают их как проявление гутинского магматического комплекса (ранний—средний плиоцен). Иные (Спитковская, 1958; Лазаренко и др., 1963) допускают, что интрузии являются образованиями заключительной стадии ранне-неогенового магматизма закарпатского комплекса, поскольку свинцово-цинковые рудопрооявления Вышковского района повсеместно приурочены к более древним породам, чем лавы Выгорлат-Гутинской зоны. Помимо этого, процессы метасоматоза пород, окружающих зоны минерализаций, выражены в березитизации и калишпатизации, свойственных только после-магматической деятельности первого этапа неогенового магматизма.

Штокообразные тела диорит-порфиритов и граодиорит-порфиритов размером от сотен метров до 1—2 км прорывают отложения равного и среднего сармата (нижняя часть нижнего паннона).

В окрестностях с. Дубриничи развиты небольшие гипабиссальные интрузии микрогранитов и микрогранодиоритов (дубриничская группа).

Они прорывают отложения палеогенового флиша, а по возрасту предположительно относятся к первому этапу неогенового магматизма (Мерлич, Спятковская, 1958). Не исключено, что эти интрузии имеют и более молодой возраст (Малеев, 1964). Это шесть небольших интрузивных тел размером от нескольких десятков до 100—500 м², расположенных на площади около 3 км².

К первому проявлению неогенового магматизма предположительно относят графатовый микрогранодиорит, встреченный на глубине 650—915 м опорной скважины Свалява-1 под надвинутыми отложениями юры и мела (свалявская группа).

Рапенеогеновые гнабиссальные интрузии приурочены к зонам Закарпатского и Припаннонского глубинных разломов, являющихся северо-восточной и юго-западной границами Закарпатского прогиба (Спятковская, 1965 и др.).

Интрузивные породы закарпатского комплекса претерпели постмагматические гидротермальные изменения, затронуты процессами пропилитизации, березитизации и карбонатизации. С интрузиями этого возраста связаны ртутно-полиметаллические рудопроявления (ртуть, свинец, серебро, золото).

Магматические породы закарпатского комплекса приурочены к антиклинальным структурам первого и второго порядка. Они контролируются продольными и поперечными разломами, широко развитыми в Закарпатском внутреннем прогибе.

Абсолютный возраст закарпатского комплекса равен 15—17 млн. лет.

Более позднее проявление неогенового магматизма в Закарпатском прогибе (плиоценовое) связано с постконсолидационной активизацией Карпатской складчатой системы. Возобновление тектонических движений способствовало интенсивному проявлению вулканизма вдоль бортовых разломов и накоплению наземных вулканогенных образований, состоящих из Выгорлат-Гутинский вулканический пояс, п туфов, входящих в состав пресноводных отложений ильиничной свиты.

Выгорлат-Гутинская гряда, при ширине до 20 км, протягивается от горы Выгорлат (Восточная Словакия) через Закарпатскую область (СССР), г. Гутин (Румыния) и далее в горы Калиман-Харгита. В пределах Советского Союза вулканический пояс проходит над краевым швом более раннего заложения (Закарпатский разлом) вдоль северо-восточной границы Чоп-Мукачевской впадины с Пьенинской зоной Карпат, частично перекрывая последнюю. В районе г. Хуста он пересекает Закарпатский прогиб по границе Чоп-Мукачевской и Солотвинской впадин, имеющих свои особенности в истории геологического развития. Далее на юго-востоке (район г. Бая-Маре) пояс проходит над древним тектоническим швом (Припаннонский разлом), где продукты более позднего проявления неогенового магматизма накладываются на образования более раннего. В более позднем проявлении выделяются два подэтапа магматизма, продукты которых представлены гутинским и бужорским интрузивно-вулканическими комплексами Выгорлат-Гутинской структурно-формационной зоны.

Гутинский комплекс пород позднелиоценового возраста (левантин) представлен последовательно развивающимися пирокластической, эффузивно-пирокластической и экструзивной фациями. Наиболее ранняя пирокластическая фация выражена мощными горизонтами грубообломочных вулканоластических пород основного состава, содержащими редкие языки потоков андезито-базальтовых и андезитовых лав. Средняя — эффузивно-пирокластическая фация гутинского комплекса представлена

агломератовыми туфами, кластолавами, лавовыми покровами, потоками крупнопорфирового андезита и андезито-базальта. В разрезе преобладают туфы мощностью до 400 м; покровы и потоки лав мощностью от 100 до 200 м занимают площадь не более 500 м². В наиболее поздних образующих гутинского комплекса снова преобладают тонкообломочные туфы андезит-дацитового, дацитового и липарит-дацитового состава.

Мощность вулканогенных пород гутинского комплекса около 800 м, мощность покровов лав достигает 35—40 м, редко 70 м.

К поздним проявлениям гутинского комплекса относятся экструзивные липариты, липарито-дациты и андезито-дациты, образующие купола, штоки, трубки взрыва, шлаковые конусы.

Широкое распространение грубообломочных туфов в пределах южных склонов Выгорлат-Гутинского вулканического пояса, переслаивающихся с потоками лав и экструзиями, с рудопроявлениями, дает возможность предполагать (Малеев, 1964 и др.) существование в позднем плиоцене (левантин) большого количества вулканов в Хустецком, Виноградовском, Мукачевском и других районах (гора Виселичяная, Черная гора, горы Шалайка, Спяк, Бужора, Великая и др.). Все центры излияния связаны с разломами пиротного и меридионального простирания и ориентированы согласно общему направлению Выгорлат-Гутинской гряды.

Вулканы подразделяются на полигенные и моногенные. Некоторые вулканы (Черная гора и др.) отражают непрерывную дифференциацию магмы от базальтов до липаритов, развитых на периферии. Размер вулканов в поперечнике от нескольких сот метров до 2,5—4,5 км, высота от нескольких сот метров до 100 м и, вероятно, более. С периферическими очагами вулканов длительного развития связаны длительная дифференциация магмы, гидротермальная деятельность, площадной метасоматоз и рудообразование. Эти вулканы относятся к полигенному типу. К моногенному типу вулканов Е. Ф. Малеев (1964) относит Шаланку, где нижние потоки лав залегают периклиinally и туфы в разрезе отсутствуют.

Вулканогенные образования гутинского комплекса ранней стадии (ранний левантин) распространены главным образом во внутренней части Выгорлат-Гутинской гряды. Породы поздней стадии образования (поздний левантин) слагают внешнюю часть гряды, перекрывая на севере отложившую юры и мел-палеогенового флиша, а в Хустецком районе — раннемиоценовые молассы.

Экструзии середнянской, мукачевской и виноградово-хустецкой группы приурочены главным образом к южной внутренней части Выгорлат-Гутинской гряды. В Перечинском районе (внешняя северная часть гряды) экструзии представлены липарито-дацитами, в остальных районах преобладают андезито-дациты и редко дациты.

Разрез вулканогенных образований сложен преимущественно пирокластическим материалом и только около 25% составляют лавы. Исключением является вулкан Спяк, продукты которого на 90% представлены лавами.

К последней стадии формирования гутинского комплекса относятся интенсивные гидротермальные и метасоматические процессы образования кварцитов, опалитов, алунизированных, аргиллизированных и пиритизированных пород, а также широкое развитие ртутной минерализации, с теллуридом, висмутом, полиметаллами и золотом.

Заключительный позднемiocеновый — раннеантропогеновый бужорский подэтап вулканизма в Закарпатском прогибе проявился излиянием базальтовых лав в Выгорлат-Гутинском вулканическом поясе. Этот вул-

канизм связан с возобновлением тектонических движений в постконсолидационную стадию складчатой области и формированием горной страны и контролируется субмеридиональными разломами глубокого заложения.

Породы бужорского комплекса принадлежат эффузивно-пирокластической и экструзивной фациям. Они представлены потоками и покровами базальта, андезит-базальта, экструзиями и гипабиссальными телами андезит-базальта, шлаковыми конусами, трубками варыва и экструзиями андезит-базальта с повышенной щелочностью. Потоки и покровы андезит-базальта слагают вершину горы Бужоры, а также северо-западную и юго-восточную (южнее р. Тиссы) части вулканической гряды, иногда они переслаиваются с грубообломочными туфами. В районе горы Бужоры мощность бужорской свиты более 500 м, в других местах до 50—100 м. Эти вулканические образования развиты преимущественно в осевой части Выгорлат-Гутинской гряды.

Экструзии и гипабиссальные тела андезит-базальтов приурочены к разломам субмеридионального простирания. Наиболее распространены они в пределах развития мел-палеогенового флиша у северной гряды Выгорлат-Гутинской гряды. Диаметр лавтруб 200—300 м и в местах контактов тел с вмещающими породами отмечается артезианское и местами ртутное оруденение.

Шлаковые конусы приурочены также к разломам субмеридионального направления; они связаны с краевой частью развития флиша, с неогеновыми моллассами и наиболее часто — с вулканогенными образованиями Выгорлат-Гутинской гряды. Обычно конусы сильно размыты. Диаметр основания их 0,5—1 км.

Трубки варыва встречаются как в флишевой области, так и среди вулканогенных образований Выгорлат-Гутинской гряды. Они выполнены глыбами эффузивных и вмещающих пород.

Породы гутинского и бужорского комплексов относятся к щелочным базальтам.

Абсолютный возраст пород гутинского и бужорского комплексов от 9 до 12 млн. лет.

Горный Крым

Горный Крым относится к Альпийской складчатой области юга Европы и представляет собой крупный антиклинорий на границе его с альпийской платформой Степного Крыма, являющейся частью Скифско-Туранской плиты.

Верхнетриасовые и нижнеюрские отложения слагают здесь таврическую серию, имеющую облик типичного флиша.

Магматические образования, представленные вулканогенными и интрузивными фациями преимущественно основных пород, приурочены к крыльям всех антиклинальных структур — Качинского, Южнобережного и Туакского антиклинориев (Муратов, 1960). Они образуют две полосы (зоны) субширотного — северо-восточного направления. Северная полоса проходит от мыса Фиолента на юго-западе к вулканогенным толщам Качинского антиклинория. Во вторую полосу входят магматические породы Южнобережного и Туакского антиклинориев (рис. 75). Такое распределение изверженных пород связано, по-видимому, с ориентировкой тектонических нарушений. Для северного крыла Качинского антиклинория это подтверждено геофизическими данными (Лебедев, Собакарь и др., 1963).

До недавнего времени все магматические породы Крыма связывали с проявлениями только среднеюрского вулканизма. Исследованиями

И. Ф. Пустовалова (1959), В. И. Лебедевского и А. И. Шалимова (1960, 1961), Р. Н. Кочуровой (1960) установлено, что магматические проявления начались еще в позднем триасе. Вулканогенные породы обнаружены среди верхнетриасовых, нижнеюрских, среднеюрских и альбских отложений; с ними пространственно и генетически связаны малые интрузии.

Позднетриасовый вулканогенный комплекс проявлен только на северном крыле Качлинского антиклинория, в районе сел Украинки и Петропавловска; слагающие его породы протягиваются на 2—3 км полосой 500—600 м. В состав комплекса входят переслаивающиеся потоки андезитов-базальтовых порфиритов с подчиненными прослоями туфов, туффитов.

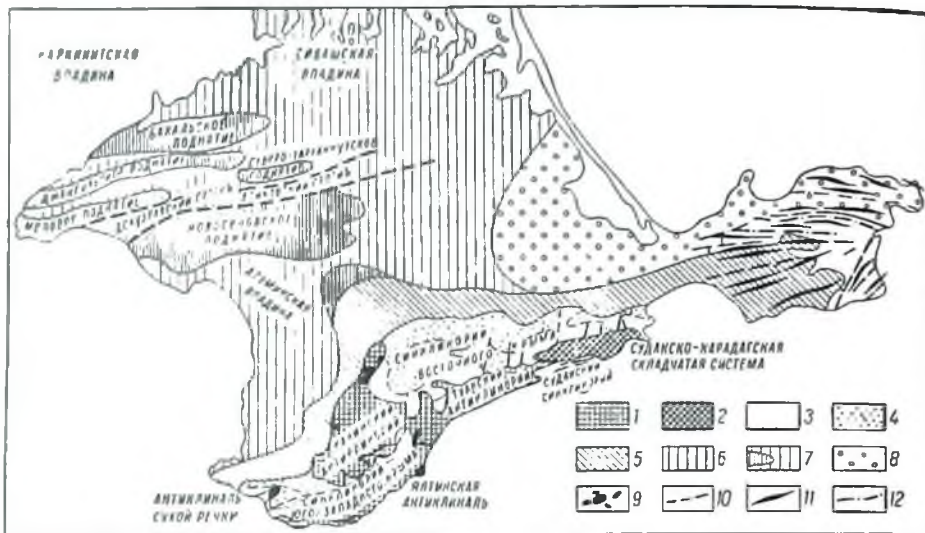


Рис. 75. Тектоническая схема Крыма. По М. В. Муратову (1960 г.)

Мегантиклинорий Горного Крыма: 1 — большие антиклинальные подножия в ядре мегантиклинория, сложенные породами таурической серии и средней юры; 2 — восточное погружение Тузлукского антиклинория, сложенные породами таурической серии, средней и верхней юры (Суздальско-Карадагская складчатая система); 3 — крупные синклиналийные структуры в ядре мегантиклинория, сложенные породами верхней юры; 4 — осевые части синклиналий, в строении которых принимают участие нижнемеловые отложения; 5 — северное крыло и восточное погружение мегантиклинория. Платформенная часть Крымского полуострова 6 — участки платформы с глубоким залеганием палеозойского складчатого основания; 7 — выступы палеозойского складчатого основания под чехлом мезозойских отложений; 8 — Нидоло-Кубанский Красовый прогиб; 9 — интрузивные массивы; 10 — линии разрывных нарушений; 11 — оси антиклинальных структур; 12 — оси синклиналийных структур

Возраст комплекса, по В. И. Лебедевскому и А. И. Шалимову, датируется юрийским веком.

Породы имеют микропорфировую или порфировую структуру с апоандезитовой хлоритизированной основной массой. Минеральный состав их представлен варьирующими количествами фенокристаллов альбита, кливопироксена, замещающего карбонатом п хлоритом, и основной массой с микролитами андезина. В нижней и средней частях отдельных потоков наблюдаются шаровые лавы. Междошечного материала, аргиллитового или яшмовидного, обычно мало.

Пирокластические породы являются главным образом туффитами и кристаллокластическими туфами, реже туфопесчаниками. Состав туфов аналогичен составу лав; цементирующая масса их пелитоморфная, иногда с большим количеством цеолитов.

Мощность отдельных потоков и пирокластических прослоев не превышает первых десятков метров, а общая мощность вулканогенного комплекса около 300 м.

Позднеэриасовый вулканогенный комплекс включает пластовые интрузии, сложенные альбитизированными диабазами. Возраст их достоверно не устанавливается, так как нечетко выражено их соотношение с вулканогенными образованиями, состав терригенных пород таврической и эскипидинской свит очень сходен, а последняя также включает аналогичные интрузии. Поэтому представляется более правильным возраст интрузий, а может быть, и вулканогенных пород считать позднеэриасовым — раннеюрским.

Петрографическая и химическая характеристика позднеэриасового вулканогенного комплекса позволяют отнести его к андезито-базальтовой формации (рпс. 76), что отвечает его проявлению во флишевой геосинклинали.

Раннеюрский вулканизм развит также локально в пределах северного крыла Качинского антиклинория, в окрестностях сел Лозового и Дровянки. Вулканогенные образования представлены потоками микрокристаллического состава. Мощность их не превышает 300 м. Среди них выделяются с. Дровянки среди терригенных пород эскипидинской свиты — это линзовидные тела туффилов и туфогенных песчаников, имеющих мощность около 70—80 м.

Время формирования раннеюрских вулканогенных образований, по В. И. Лебедискому и А. И. Шалымову (1961), «скорее всего соответствует среднему и частично верхнему лейасу».

Установить наличие интрузивного магматизма в раннеюрское время очень трудно, так как раннеюрские вулканогенные образования обнажаются разобщенно, на небольших площадях и непосредственно не включают интрузий. Интрузии, находящиеся в пределах верхнеэриасовых и раннеюрских отложений Качинского антиклинория и сложенные различными диабазами и диабазовыми порфиритами, рассматриваются нами как раннеюрские. Отнесение к раннеюрским диабазовым интрузиям окрестностей сел Украинки и Лозового подтверждается наличием их гальки в битакских конгломератах, имеющих, по Т. И. Добровольской и О. В. Снегиревой (1962), возраст в пределах аален — ранний байос.

Раннеюрские интрузии — недифференцированные, со структурными различиями пород в краевых частях. По форме это преимущественно линзовидные и пластовые тела мощностью первые десятки метров; протяженность отдельных интрузий достигает почти 1 км. Минеральный состав диабазов однообразен: альбит (реже более основной плагиоклаз), пироксин-авгит, нередко кварц и микропегматит. Количественные соотношения этих минералов варьируют, но всегда около половины породы составляет плагиоклаз. Обычны хлорит и карбонат, реже встречаются биотит, амфибол и изредка — эпидот.

Позднеэриасовый и раннеюрский магматизм проявлялся с небольшим разрывом во времени, в сходных геологических условиях и только по северному краю Горного Крыма.

Наиболее активным и широко распространенным является среднеюрский вулканизм. Среднеюрские отложения, включающие вулканогенные толщи, в большинстве случаев ложатся трансгрессивно с угловыми несогласиями на отложения верхнего триаса и нижней юры. Только в верховьях р. Качи и в бассейне р. Альмы установлены постепенные переходы

от южно-к среднеюрским отложениям. Новые данные изучения фауны среднеюрских отложений позволяют считать вулканогенные толщи позднебайосскими (по О. В. Снегиревой).

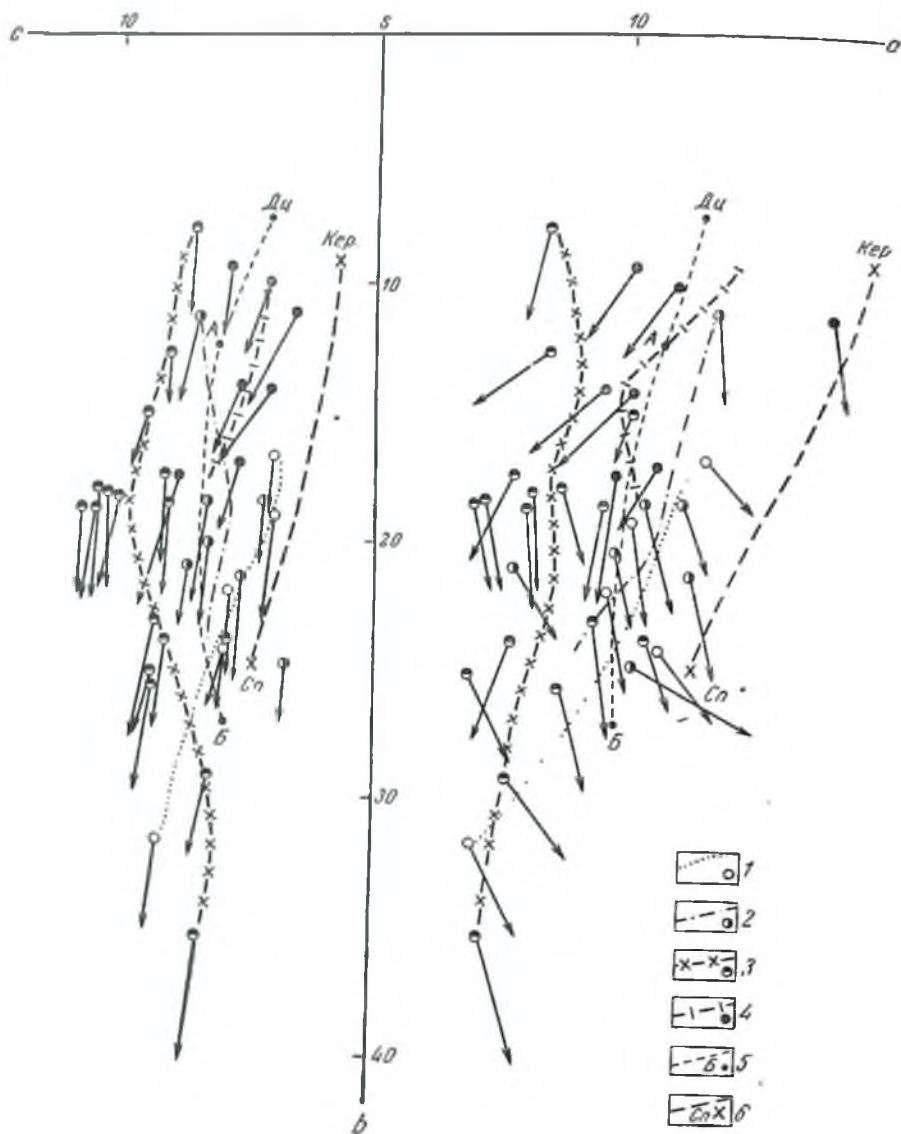


Рис. 76. Крым, Качкинский антиклинарий

1 — поднижнеюрские, 2 — раннеюрские, 3 — среднеюрские, 4 — поздне-среднеюрские породы, 5 — серия базальты-дациты (Б—Дц), 6 — серия спилиты-кератофилы (Сп—Кер)

Вулканогенные породы и связанные с ними интрузии среднеюрского этапа установлены во всех антиклинальных структурах Горного Крыма. Самую большую площадь (около 10 км²) они занимают на горе Карадаг — на северо-восточном замыкании Туакского антиклинария.

Структуру вулканической группы Карадаг Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и Е. Н. Дьякопова-Сивельева (1933) рассматривали как синклиналь, отмечая также разрывные нарушения. В развитии вулканической деятельности выделяли два главных этапа — палеотипный и кайнотипный и один гипотетический — допалеотипный. В палеотипной серии выделены липариты, кератоспелиты, кератофиры, а также оксикератофиры и палео- в виде пенков и жил породы первой серии или образующей покровы на ее поверхности, входят базальты, андезиты, дациты, липарито-дациты и трассы (породы типа сваренных витрокластических туфов, по составу близкие к липарито-дацитам).

С. М. Кравченко (1958) для Восточного Крыма намечает несколько этапов магматических процессов: 1) в течение позднего байоса — раннего бата формирование спилит-кератофировой туфолоавовой серии; 2) после раннего бата до келловеев излияние липаритов и трассов; 3) в раннем и среднем келловее формирование туфогенного явынарского горизонта. Вулканическая деятельность закончилась излияниями андезитов и дацитов в среднем — позднем келловее.

М. В. Муратов (1959) считает, что вулканическая деятельность Карадага протекала в две фазы, разделенные тектоническими движениями. Время окончания вулканической деятельности он относит к келловее.

По В. И. Лебединскому и Н. Н. Макарову (1962), вулканогенная толща горы Карадаг подстилается песчано-глинистыми отложениями верхнего байоса и перекрывается глинистой толщей бат-келловейского возраста, которая местами ложится с размывом. Возраст вулканогенной толщи, таким образом, ограничивается поздним байосом. В. И. Лебединский вулканогенную толщу Карадага считает геологически единой толщей, а наличие палеотипных и кайнотипных пород объясняет различиями условий превращения лавы в горную породу.

Пирокластические породы, составляющие около $\frac{3}{4}$ разреза (200—500 м), представлены преимущественно туфобрекчиями, бомбовыми туфами, лапиллевыми и литокластическими туфами, а также трассами. Состав туфов аналогичен составу лавовых потоков. Наблюдаются шаровые лавы, представленные спилитами, кератоспелитами и микродиабазовыми порфиритами, и массивные кератофиры, кварцевые кератофиры, оксикератофиры и андезиты.

В центральной части Берегового хребта лаво-пирокластическая толща включает вулканические пробки, кольцевые и линейные дайки и небольшие куполовидные пнтрюзии. Вулканические пробки сложены кератофирами, дайки — кератофирами, оксикератофирами, авгитовыми порфиритами, реже спилитами и микродиабазовыми порфиритами, а куполовидные пнтрюзии — андезитами и базальтами.

Вулканическая группа Карадага представляет собой часть центрального вулканического аппарата, имеющего сложное строение.

В пределах Южнобережного антиклинория проявления среднеюрского магматизма установлены в нескольких местах. В районе с. Рыбачьего вулканогенный комплекс мощностью не более 30 м представлен шаровыми и массивными спилитами и кератоспелитами. В Лименском блоке (окрестности с. Голубой Залив) вулканогенный комплекс, связанный с терригенными породами средней юры, представлен частично или полностью альбитизированными и хлоритизированными основными и средними породами.

В западной части Южного берега (от Кастрополя до Фороса) вулканогенная толща находится в сложных тектонических соотношениях с породами таврической серии нижней и средней юры. Эта толща сложена пирокластическими и излившимися породами основного и среднего состава; в подчиненном количестве встречены кислые лавы. Количественные соотношения пирокластического и лавового материала непостоянны.

Центральная часть южного берега (мыс Ласпи — с. Куру-Узень) характеризуется преимущественным развитием интрузивных массивов. В районе мыса Ласпи, по В. И. Лучицкому (1939), наблюдаются жилы, штокообразные и лакколитообразные тела авгитовых и плагиоклазовых порфиритов, диабазов, мпдалекаменных пород, кератофигов. В районе Алушки выходы магматических пород представлены алушкинским «хаосом» диоритов.

Самые крупные интрузии — горы Лю-Даг, Урага, Кафель, Чамны-Бурун и др. приурочены к сочленению Южнобережного и Тузакского антиклинориев. С. М. Кравченко (1958) относит их, по классификации А. А. Полкашова, к вертикальным, реже к наклонным трещинным массивам третьей величины, дискоидальным, конформным, дисгармоничным. Установлены две разновозрастные группы интрузий: массивы основных пород со сложным концентрическим строением и более молодые массивы кислых пород простого строения. Основные породы представлены кварцевыми, титаномагнетитовыми и оливиновыми габбро, габбро-диабазами и гибридными кварцевыми диоритами. Среди кислых пород выделены плагиогранит-порфиры, кварцевые диорит-порфириты и гранофиры. Формирование первой группы интрузий происходило, по-видимому, по позднему байосу, а второй — после раннего бата до келловей. Это подтверждается находками обломков габбро-диабазов, по составу тождественных породам Лю-Дага, в бомбовом верхнебайосском туфе Меласского гребня.

На юго-восточном крыле Качинского антиклинория (истоки рек Бельбека, Кача, Альмы) вулканогенный комплекс представлен преимущественно литокластическими туфами и туфопесчанками, и только в отдельных участках встречаются спилиты, микродиабазы и авгитовые порфириты. Вулканогенные породы мыса Фюлент изучались еще в 1915 г. В. Торсуевым, который выделил здесь шаровые лавы, мелафиры и относительно более молодые кератофиры.

В пределах северо-западного крыла Качинского антиклинория магматические породы развиты на большой площади от долины Бодрака до долины Салгира. Среднеюрская вулканогенная толща имеет здесь моноклипальное залегание с довольно крутыми углами падения на северо-запад. В разрезе она подстилается глинистыми сланцами байоса и несогласно перекрывается нижнемеловыми отложениями. Среди вулканогенных пород, по данным Р. Н. Кочуровой, преобладают базальтовые порфириты, состоящие из фенокристаллов битовнита, пиконит-авгита и гиперстена и типичной интерсертальной основной массы. Пирокластические породы, имеющие подчиненное значение, представлены литокластическими, кристалло-литокластическими и изредка витрокристаллокластическими туфами и туфобрекчиями основных пород. В низах толщи встречаются туфогенные песчаники и сланцы. Общая мощность вулканогенной толщи в бассейне р. Бодрака 50—60 м, а в бассейне р. Альмы — несколько больше 300 м.

Интрузивные тела северо-западного крыла Качинского антиклинория концентрируются в виде полос (зон), в чем проявляется контроль тектонических нарушений и зоны глубинного разлома. Установлены дайки,

пластовые линзовидно-согласные и единичные штокообразные малые интрузии. Всего в указанном районе установлено более ста малых интрузий; они сложены преимущественно базальтовыми порфиритами и диабазами; реже встречаются андезитовые и дацитовые порфириты. Фенокристаллы плагиоклаза, моноклинного и ромбического пироксенов, реже оливина и амфибола встречаются в них как совершенно свежие, так и псевдоморфизованные. Из вторичных минералов обычны хлорит, карбонат, реже товая, реже гялпшовая или микроофитовая. Диабазы чаще лейкократовые; плагиоклаз в них варьирует от битовинита в фенокристаллах до альбита.

Размеры интрузий колеблются в довольно широких пределах: мощность даек от 0,5 до 10 м, протяженность их от 2,5 до 300 м, а пластовых и линзовидных тел — соответственно 1,5—70 и 6—800 м. Большинство малых интрузий относится к субвулканическому образованию и генетически связано со среднеюрским вулканическим образованием. Выделены также позднесреднеюрские интрузии, которые пересекают верхние покровы вулканических свит или содержат ксенолиты базальтовых порфиритов, слат покровы. Они сложены андезитовыми, дацитовыми порфиритами и туфобрекчиями тех же пород.

Контактовое воздействие на вмещающие породы проявляется только в уплотнении их без образования новых минералов. Ширина приконтактовых зон не превышает 0,5—0,7 м.

Для всех магматических пород Качинского антиклинория, независимо от формы залегания и состава, характерна шаровая концентрически-скорлуповатая отдельность, связанная с их относительно быстрым охлаждением.

По геолого-петрографическим и химическим особенностям магматический комплекс Качинского антиклинория относится к андезит-базальтовой формации.

Наличие туфов в нижнемеловых породах у Балаклавы впервые было установлено В. В. Аршиновым еще в 1910. Б. А. Федорович (1927) считал, что эти туфогенные породы являются «остатками запоздалого извержения среднеюрского вулкана» у бывшего Георгиевского монастыря. М. В. Муратов эти туфы считает перебитым и переотложенным среднеюрским вулканогенным материалом.

В последнее время В. И. Лебединский и Т. И. Добровольская (1961) отмечают довольно широкое распространение пирокластического материала в альбских отложениях. В районах Балаклавы этот материал представлен кристаллами и обломками лабрадора, андезина, авгита, зеленой, бурой и базальтической роговой обманки, обломками эффузивов с микролитовой и криптокристаллической основной массой. В разрезе у горы Кубала пирокластический материал в туфопесчанниках представлен преимущественно кристаллами андезина и зеленой роговой обманки.

В геологической истории Горного Крыма верхнеальбские вулканогенные образования В. И. Лебединский рассматривает «как первое проявление магматической деятельности послескладчатого этапа развития»; он предполагает, что центры альбских извержений располагались южнее современной береговой линии и транспортировка пирокластического материала происходила воздушным путем.

Выделение самостоятельного позднеальбского этапа магматизма представляется не вполне обоснованным, так как пирокластические породы представлены нетипичными вулканогенными породами, а состав их в общем

отвечает составу среднеюрских (лабрадор, авгит) и поздне-среднеюрских (авдезин, амфиболы) магматических пород.

Абсолютный возраст крымских изверженных пород определен аргонным методом в 152—170 млн. лет, что отвечает среднеюрскому возрасту.

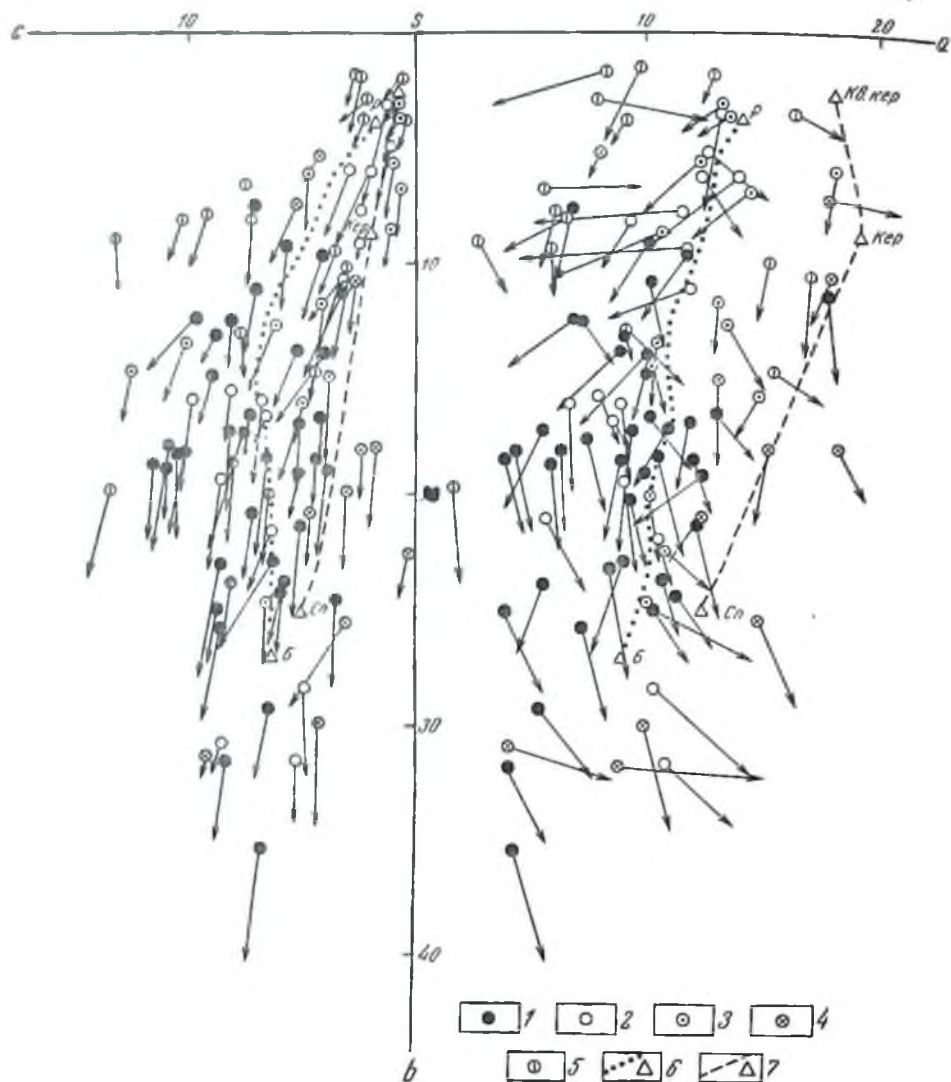


Рис. 77. Магматические породы Горного Крыма

1 — северо-западная часть Качинского антиклинория; 2 — Южнобережный антиклинорий; 3 — юго-западный участок; 4 — палеотипная и 5 — кайнотипная серия Карадага; вариационные линии средних составов: 6 — серии базальты (Б) — риолиты (Р), 7 — серии спидиты (Сп) — кварцевые кератофиты (Кв. кер.)

Отдельные определения показывают 97—109 млн. лет. Такое омоложение пород, по Л. В. Фирсову (1960₂, 1963), связано главным образом с более поздними тектоническими нарушениями и гидротермальными процессами (в частности, с цеолитизацией).

Химический состав магматических пород Крыма по числовым характеристикам А. Н. Заварицкого показывает, что они принадлежат главным образом к классам насыщенных и пересыщенных кремнеземом пород, вариационная линия серии базальт—риолит по Дэли проходит по средней части ряда векторов крымских пород и только небольшое количество точек располагается вблизи серии спилит—кератофир. Это подтверждает правильность отнесения основных пород Крыма к андезит-базальтовой формации и опровергает представления тех авторов, которые видят в них проявления спилит-кератофировой формации.

Геологические данные и расположение всех векторов на диаграмме в почти непрерывный ряд можно объяснить комагматичностью эффузивных и интрузивных образований.

На примере изучения разновозрастных магматических пород северо-западного крыла Качинского антиклинория установлено, что кристаллизация поздне триасовых, ранне- и среднеюрских пород происходила при небольшом содержании летучих; в поздне-среднеюрское время наблюдается некоторое увеличение их содержания.

Небольшое разнообразие в составе магматических пород обусловлено отсутствием дифференциации *in situ* и незначительной дифференциацией на глубине.

Появление среди самых молодых пород более кислых разновидностей определялось, очевидно, эволюцией базальтовой магмы к концу средней юры.

Пути для проникновения магмы служили расколы, возникавшие в краевых частях антиклинальных структур и, по-видимому, соединившиеся с зоной глубинного разлома, проходящей вдоль северного края Крымской геосинклинали.

Химический состав магматических пород Крыма по числовым характеристикам А. Н. Заварицкого показывает принадлежность их к классам насыщенных и пересыщенных кремнеземом (содержание SiO_2 от 44,42 до 75,02%), к группам главным образом очень бедных или бедных щелочами ($a : c$ от 0,3 до 3,5) и, реже, богатых щелочами ($a : c$ повышается до 22 в самых кислых разновидностях карадагских пород).

Кавказская складчатая система

Кавказская складчатая система входит в состав Альпийской складчатой области Южной Европы. В истории развития его магматизма выделяются два крупных тектоно-магматических цикла: герцинский, охватывающий весь палеозой, и альпийский, охватывающий мезозой и кайнозой.

Тектоническое районирование Кавказа дается по схеме К. Н. Паффенгольда и П. Д. Гамкрелидзе (1958), несколько обобщенно, с дополнениями по В. Е. Ханну, И. Г. Магакьяну и Г. А. Твалчрелидзе.

Кавказская складчатая система примыкает с юга к Скифско-Туранской эпигерцинской плите. В средней части последней находится Ставропольское поднятие, к южной оконечности которого приурочены одни из самых молодых магматических проявлений Кавказа — широко известные лакколиты Пятигорья (рис. 78, А).

Собственно Кавказская складчатая система состоит (по В. Е. Ханну) из двух мегантиклинорий — Большого Кавказа и Малого Кавказа, разделенных Рионо-Куринским межгорным прогибом. С севера к Большому Кавказу примыкают на территории Предкавказья две складчатые

зоны: Северо-Кавказская моноклиналиная зона и Терско-Сунженско-Дагестанская зона. К югу от мегантиклинория Малого Кавказа находится Азиатско-Иранский межгорный прогиб.

Для обзора магматизма выделяются следующие зоны, начиная с севера (см. рис. 78):

1. Предкавказье — Северо-Кавказская моноклиналиная зона; Терско-Сунженско-Дагестанская складчатая зона.

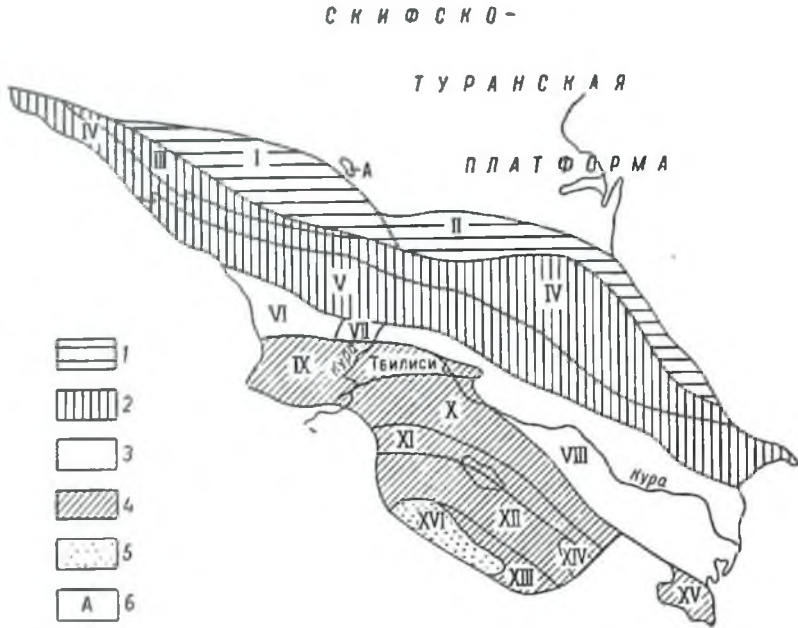


Рис. 78. Тектоническое районирование Кавказа

1 — Предкавказье: Северо-Кавказская моноклиналиная (I) и Терско-Сунженско-Дагестанская (II) зоны; 2 — Большой Кавказ: зона Передового хребта (III), зона Главного хребта (IV), зона южного склона Главного хребта (V), 3 — Рiono-Куринский межгорный прогиб: Западно-Колхидская (VI), Дзирuльская (VII), Восточно-Куринская (VIII) зоны; 4 — мегантиклинорий Малого Кавказа: Аджаро-Триалетская (IX), Сомхитско-Карабахская (X), Севано-Азербайджанская (XI), Памбакско (или Мисханово)-Зангезурская (XII), Ереванско-Ордубадская или Нахичеванская (XIII), Кафанская (XIV), Талышская (XV) зоны; 5 — Азиатско-Иранский межгорный прогиб: Приараксинская зона (XVI); 6 — дайкилиты Нитигорья

2. Большой Кавказ (мегантиклинорий) — палеозойская складчатая зона Передового хребта; складчатая зона Главного хребта: а) центральная (палеозойская) часть, б) северо-западная (мезозойская) часть, в) восточная (мезозойская) часть; складчатая зона южного склона Главного хребта: а) западная часть (подзоны: a_1 — Абхазия, a_2 — Сванетия, a_3 — Сухумско-Душетская), б) восточная часть (подзона Кахетинского-Нухинско-Вандамская).

3. Рiono-Куринский межгорный прогиб — Западно-Колхидская зона (прогиб), Дзирuльская зона (центральное поднятие), Восточно-Куринская зона (прогиб).

4. Малый Кавказ (мегантиклинорий): Аджаро-Триалетская складчатая зона, Сомхитско-Карабахская складчатая зона, Севано-Азербайджанская складчатая зона, Памбакско (или Мисханово)-Зангезурская складчатая

зона, Ереванско-Ордубадская, или Нахичеванская, складчатая зона, Кафанская складчатая зона, Талышская складчатая зона.

5. Анатолийско-Иранский межгорный прогиб — Приараксинская зона.

Докембрий(?)

Докембрийские(?) и палеозойские образования Кавказа развиты преимущественно в областях Главного Кавказского хребта, на северном склоне центральной его части, в Южной Армении и на небольших участках в других районах.

Жесткое кристаллическое ядро Кавказа сложено древнейшими метаморфическими толщами, интродуцированными гранитоидами. В Большом Кавказе они обнажаются в центральной части Главного хребта, от верховьев Белой и Пшехи на западе до Дарьяльского ущелья и Терека на востоке. Далее к югу аналогичные образования отмечены в пределах Дзирульского, Храмского и Локского (Джаждарского) массивов и в ряде других мест Малого Кавказа.

В состав этих образований в Большом Кавказе входят разнообразные кристаллические сланцы, докембрийский(?) возраст которых определяется лишь их глубоким метаморфизмом.

В Малом Кавказе докембрийские(?) образования имеют наибольшее развитие в районе сел Арзакан-Мпсхана и горы Арагаца (Алагец), где они слагают срединный массив, перекрытый вулканогенным (субаэральным) олигоценом. В других местах они обнажаются из-под вулканогенных отложений юры, мела и палеогена. Наибольшая площадь развития их достигает 2—3 км², а наименьшая — сотен квадратных метров. Представлены они мощной (свыше 3 км) толщей метаморфических сланцев и амфиболитов, интродуцированных как кислыми, так и основными породами.

По данным Р. А. Аракеяна (1957), большая часть этой толщи должна относиться к кембрию и ордовику, лишь незначительная часть ее назов может отвечать позднему протерозою.

В районе ст. Ковлара Закавказской ж. д. наблюдаются плотные, местами интенсивно дислоцированные (плойчатые) или брекчиевидные топкилоосчатые кремнистые сланцы, пронизанные трещинами, выполненными халцедоном и кварцем. Они представляют собой измененные эффузивы; видимая мощность их около 200 м.

Изучение под микроскопом, а также химические анализы показывают, что сланцы образовались путем регионального метаморфизма осадочных, эффузивных и интрузивных пород. Местами они изменены молодыми интрузиями.

Меньшая степень метаморфизма древних сланцев Арзаканского срединного массива по сравнению с породами зон Большого Кавказа объясняется тем, что указанный срединный массив (как и другие) не погружался со времен раннего палеозоя.

Столь же неопределенным являлся до последнего времени и возраст древних гранитных интрузий, широко распространенных в пределах развития кристаллического основания Большого и Малого Кавказа.

Наиболее ранними магматическими проявлениями считаются амфиболиты и некоторые роговообманковые сланцы в толще гнейсов Главного Кавказского хребта. Они образуют пачки мощностью от нескольких метров и сотен метров и представляют собой метаморфизованные эффузивы и обломочные вулканогенные образования, синхронные вмещающим их парасланцам. В ледниковой области, в верховьях Большого и Малого

Зеленчук в Большой Лабы, обособляется толща амфиболитов мощностью до 1000 м. Метаморфизованные кислые эффузивы не отличаются резко от вмещающих пород, и наличие их не может считаться установленным.

Древнейшие интрузивные породы Кавказа подразделяются на две группы. К первой принадлежат сильно измененные расслацованные диориты (ортогнейсы), во второй — более молодые породы, сохранившие нормальный облик. В той и другой группе представлены как кислые, так и основные и ультраосновные породы.

В области развития кристаллических и метаморфических сланцев при сплошном обрешивании обнаружено присутствие редких минералов (шеллита, мопачита и др.) и золота.

Ранний палеозой (кембрий — ордовик)

Эффузивная деятельность раннепалеозойского времени проявлялась на Большом Кавказе в бассейнах рек Лабы и Малки.

В бассейне р. Лабы в метаморфической толще нижнего кембрия установлены измененные порфириты, реже порфиры, а также туфогейские породы того же состава. Над известняками среднего кембрия отмечаются горизонты роговообманковых сланцев и амфиболитов, часть которых, видимо, является измененными эффузивами.

В бассейне р. Малки среди метаморфических сланцев нижнего палеозоя выделены расслацованные основные и отчасти кислые эффузивы — сланцеватые кварцевые порфириты, альбитофилы, измененные породы типа диабазов, палеозойские аналоги андезито-базальтов и плагиоклазиты. Эти образования отвечают ранней стадии раннепалеозойского подвижного пояса.

К интрузиям раннего палеозоя на Большом Кавказе относится так называемый уруштенский комплекс, связанный с раннепалеозойской фазой складчатости. В пределах северо-западной части Кавказа породы уруштенского комплекса выступают в виде двух неправильных полос: одна проходит по северному склону Главного хребта, вторая — вдоль южного склона Передового хребта. К тому же комплексу принадлежат граниты Бескеса и Мощевой и массивы гнейсовидных гранитов к югу от оз. Кардывач и к северу от сел. Пеху. На юге, к востоку от р. Мзымты, можно предполагать наличие кристаллического фундамента, сложенного породами уруштенского комплекса.

Уруштенский комплекс, установленный Г. Д. Афанасьевым, представлен последовательным внедрением габброидов, превращенных в амфиболиты, гипербазитов, гнейсовидных плагиогранитов, лейкократовых альбит-эпидотовых гнейсовидных гранитов, мелких интрузий аляскитов (натриевых), жильных пегматитов аплитовой серии. С последними (аплитовыми) членами комплекса связывают явления натрового метасоматоза, ведущие к гранитизации вмещающих пород докембрия и раннего палеозоя с превращением их в альбит-эпидотовые и альбит-мусковитовые гнейсы и кристаллические сланцы.

К уруштенскому комплексу относится громадная интрузия гнейсовидных гранитов, сопровождающаяся аплитом и пегматитами. Гнейсовидные граниты представляют собой метаморфизованные двуслюдяные граниты, иногда содержащие гранат. Местами среди них выделяются кварцевые диориты («тоналиты»), которые, по мнению одних исследователей, являются фацальной разновидностью гнейсовидных гранитов, а по данным других — принадлежат особой фазе интрузии. По р. Малой Лабе гнейсовидные граниты прорваны интрузией кварцевого диорита.

Аплиты и пегматиты слагают жплы небольшой мощности, пересекающие породы уруштенского комплекса в различных направлениях. Гнейсовидные граниты комплекса прорывают кристаллические сланцы докембрия; галька же их констатирована в отложениях нижнего и среднего девона.

Интрузии уруштенского комплекса, вероятно, связаны с ранней стадией развития подвижного пояса.

К раннему палеозою должны быть, по-видимому, отнесены также три выхода из четырех так называемых северных серпентинитов — малкинский, беденский и даховский (белореченский).

Шиджатмазский выход (бассейн р. Хасаута, левого притока р. Малки), если он, как указывает А. П. Герасимов, залегает в среднем палеозое (в верхнем силуре), следует связывать с развитием герцинской геосинклинали.

Спорный вопрос о возрасте довольно крупных тел серпентинитов и секущих их кварцевых диоритов, широко развитых в районе рек Уруштена, Малой Лябы, Большой Лябы, Блыба и Маркопиджа, решает в пользу раннепалеозойского возраста.

Кварцевые диориты, прорывая серпентиниты, оказывают весьма отчетливое контактное воздействие с образованием приобильных слюдяных оторочек. Магма, давшая кварцевые диориты, была гранитовой и вследствие поглощения материала серпентинитов приобрела кварцдиоритовый характер. Об этом говорит наличие аплитов и пегматитов, связанных с кварцевыми диоритами. Поэтому естественно допустить одновозрастность указанных кварцевых диоритов с гранитами Главного хребта (среднепалеозойскими), формировавшимися в эпоху герцинского складкообразования.

На Малом Кавказе возрастные аналоги указанных интрузивных пород с достоверностью не установлены. К этому комплексу могут быть условно причислены некоторые разновидности пород арзаканского комплекса (гнейсовидные граниты и др.).

В металлогении Кавказа гнейсовидные граниты роли не играют, так как кровля их полностью размыта, а вместе смыты и все размещавшиеся в ней месторождения железных ископаемых.

Средний палеозой (девон — ранний карбон)

Вулканическая деятельность среднепалеозойского времени на Большом Кавказе была весьма напряженной: в течение девона — раннего карбона (включительно) здесь накопились наиболее мощные вулканогенные толщи. Это время отвечает ранним стадиям развития герцинского подвижного пояса Большого Кавказа.

В северо-западной его части, от Эльбруса до истоков р. Кяфара, развита мощная (до 2000 м) осадочно-вулканогенная толща девона. Эффузивы и туфогенные породы преобладают в верхах нижнего и среднего девона, где они представлены свитой (около 1000 м мощностью) расланцованных зеленых кварцевых порфиров, альбитофиров и их туфов.

В метаморфизованной песчанико-сланцевой свите нижнего карбона от р. Кяфара на западе до р. Баксана на востоке встречаются на разных горизонтах пачки миндалекаменных базальтовых порфиритов, их туфов, порфиров, фельзофиров и спилитов.

Местами наблюдаются пластовые залежи базальтовых порфиритов и габбро-диабазов, представляющих собой, видимо, гшабиссальные образования того же возраста.

Интрузивные породы среднего палеозоя слагают в Большом Кавказе крупные участки в зонах Главного и Передового хребтов, а также пзвестны по данным скважин, под осадочным чехлом зоны Северо-Кавказской моноклинали. Среди них выделяется несколько генетически различных ассоциаций интрузивных пород, приуроченных к определенным тектоническим зонам и подзонам (архызский комплекс, комплекс Главного хребта, блябский комплекс и др.). Кислые интрузивные образования преобладают в зоне Главного хребта, а основные — в зоне Передового хребта. Интрузивные породы среднепалеозойского возраста северо-западной части Большого Кавказа в зоне Главного хребта (от р. Санчара до оз. Дамхорс) представлены огнейсованными диоритами, описывавшимися ранее под названием толща амфиболитов.

Название «толща амфиболитов» является в данном случае собирательным и условным, так как в действительности это сложный комплекс пород, состоящий из амфиболитов, огнейсованных диоритов, свежих габбро-диоритов, сиенитов, гранодиоритов и гравитов типа гранитов Главного хребта (рапнекарбонных). Эти породы тесно пространственно связаны друг с другом, причем для них, кроме амфиболитов, наблюдается определенный порядок внедрения — от основных к средним и кислым. Амфиболиты же (ортоамфиболиты), вероятно, произошли путем метаморфизма раннедевонских вулканогенных пород основного и среднего состава. Амфиболитизация произошла, видно, значительно позже, в конце палеозоя или даже в мезозое, так как в гальках верхней свиты нижней перми амфиболиты отсутствуют.

Следующими по возрасту являются, по М. Х. Срабоняцу (1965), андезитовые порфиристы, фельзиты и гранит-порфиры, в различной степени рассланцованные, слагающие небольшие пластообразные залежи в бассейне р. Урупа и у Нижней Теберды. Они залегают среди филлитовидных сланцев (бахмуткинская свита) среднего девона; мощность пластовых тел достигает 200—300 м; контакты лишь в отдельных случаях секущие. Андезитовые порфиристы по наличию фенокристаллов разделяются на плагиноклазовые (преобладают) и роговообманково-плагиноклазовые, связанные друг с другом постепенными переходами. Гранит-порфиры и фельзиты слагают как пластообразные, так и линвообразные тела, рассланцованные вместе с вмещающими породами.

Во всех стратиграфических и структурных схемах Кавказской складчатой системы особо важную роль отводили гранитоидам Большого Кавказа — так называемым «красным» и «серым» гравитам. Возраст их долгое время являлся спорным, причем многие относили их к раннему палеозою — докембрию(?).

Эти гранитоиды входят в северный комплекс сиенито-диоритовых пород, являющихся членами ряда последовательных дифференциатов: серпентинит (алоперидотит) → габбро → габбро-диорит → сиенито-диорит → гранит. Представители этого ряда дифференциатов в большинстве районов имеют близкое территориальное расположение. В петрохимическом отношении они изучены хорошо; особенностью их является то, что в них щелочной полевоы шпат представлен почти всегда аноклазом (наряду с микроклином). В химизме пород заметно преобладание калия над натрием, даже в породах средней кислотности.

Среди «красных» гранитов по петрологическим признакам выделяются два типа — малкинский гранитовый и карабекский сиенито-диоритовый. Малкинские граниты почти не отличаются от гранитов Главного хребта балкарского типа, но они чаще имеют розовый цвет. К интрузиям этого

типа относятся массивы Тымыльский, Малквияский, Эшкаконский и Индыш-Аманкольский.

Карабекские сиептит-диоритовые породы слагают относительно небольшие массивы обычно в непосредственном соседстве с более ранними продуктами дифференциации. Контактный метаморфизм вокруг интрузий сиептит-диоритового ряда выражен слабо. Породы Карабекской интрузии перекрываются отложениями среднего карбона (а в других районах — породами лейаса).

Далее к западу породы того же северного комплекса слагают массивы Чиликский, Магпшо, Даховско-Сахрайский и Ятыргвартский. Этот комплекс малых интрузий некоторые исследователи (например, Л. А. Варданянц) склонны относить к раннепермскому времени, но прямых доказательств этого нет. Интрузии прорывают в северо-западной части Кавказской складчатой системы отложения нижнего и среднего палеозоя (но фаунистически не охарактеризованные) и перекрываются трансгрессивно породами нижнего триаса. Исходя из этих данных, а также принимая во внимание, что «красные» граниты несколько древнее «серых» гранитов (ныне раннекарбонных), можно с большей вероятностью отнести их к позднему девону, связав с последующей каледонской складчатостью. В пользу такого заключения говорят и данные определенных абсолютного возраста (см. ниже).

Интрузии архызского комплекса развиты исключительно в зоне Передового хребта, располагаясь в терригенно-карбонатных отложениях верхнего девона и главным образом колтубинской свиты нижнего карбона. Представлены они серпентинитами, габбро-диоритами, сиептит-диоритами, граудиоритами и плагиогранитами; по площадному распространению резко преобладают первые три группы пород. Формирование комплекса происходило в четыре стадии в направлении от ультраосновных к кислым. При этом в каждую последующую стадию магма использовала либо старые пути внедрения, что привело к образованию сложно построенных плутонов (верховья р. Кяфара), либо новые — с образованием самостоятельных массивов (бассейн р. Теберды). К первой стадии относится образование массивов ультраосновных пород, превращенных в серпентиниты (хребет Абишир-Ахуба, р. Большой Зеленчук, бассейн р. Теберды). Они слагают пластообразные залежи, а также лизы; в сложных плутонах серпентиниты составляют центральную часть, окаймляясь почти со всех сторон породами следующей стадии. Судя по реликтовым минералам, материнскими породами серпентинитов являлись лерцолиты, гарцбургиты и в меньшей степени дуниты и прроксениты.

Вторая стадия знаменуется внедрением магмы основного состава, приведшим к образованию преимущественно пластообразных тел габбро-диоритов (бассейн Теберды, Марухи, Большой Зеленчук и Кяфара). Некоторые исследователи различают в процессе становления массивов несколько фаз, отличающихся крупностью зерна пород и количеством цветных минералов. Габброиды архызского комплекса обнаруживают значительное изменение, вызванное аутометаморфическими процессами (породы амфиболлизированы и сосюритизированы).

В третью стадию в массивах габбро формируются жильобразные тела диоритов (плагиоклаз, роговая обманка, кварц), дпабазов и габбро-дпабазов. С габбро-диоритами они связаны постепенными переходами. К этой же стадии относятся, по-видимому, образование небольших штокообразных тел сиептит-диоритов (реки Кяфар-Агур, Маруха, Теберда), имеющихся с серпентинитами и габброидами секущие контакты. Внедрились

они по разломам; взаимоотношения их с диоритами остаются неясными. По совокупности признаков наиболее вероятным для сиенито-диоритов представляется гибридное происхождение.

Диориты и кварцевые диориты слагают как самостоятельные крупные массивы (истоки р. Кыфара), так и жильобразные тела в габброидах. Наиболее распространены кварцевые диориты, оказывающие на вмещающие породы слабое контактное воздействие, выражающееся в появлении биотита в зоне до 0,5 км шириной.

Гранодиориты выделяются только в верховьях р. Кыфара, где они слагают висячий бок Чаликской интрузии. С кварцевыми диоритами они имеют резкие интрузивные контакты и в ряде случаев мелкими дайками прорывают их. Состав гранодиоритов характеризуется большим содержанием кварца и наличием калиевого полевого шпата. Характер же породообразующих минералов такой же, как и в кварцевых диоритах. Гранодиориты оказали интенсивное контактное воздействие на сланцы колтубинской свиты (нижний карбон), преобразовав их в полосе до 3 км шириной в гранат-слюдяные сланцы.

Завершается формирование архызского комплекса внедрением плагногранитов, которые имеют незначительное развитие (истоки р. Кыфара) и слагают линзообразные тела в песчано-сланцевых отложениях верхнего девона и нижнего карбона, а также в габбро, диоритах и сиенит-диоритах.

Характерной чертой химизма архызского комплекса является значительное преобладание натрия над калием, а для кислых членов комплекса — относительная бедность кремнекислотой и примерно одинаковое содержание железа и магния (f' и m'). Для серпентинитов представляется важным отношение магния к железу (в молекулярных количествах), которое в подавляющем большинстве случаев колеблется в пределах 11—16.

Возрастное положение архызского комплекса определяется отчетливо. Породы его прорывают отложения верхнего девона и нижнего карбона и перекрываются трансгрессивно средним карбоном. Таким образом, время формирования комплекса охватывает конец раннего карбона.

К концу среднего палеозоя относят теперь также так называемый комплекс «гранитов Главного хребта» («серых»). На Северо-Западном Кавказе они выступают также в Передовом хребте, где преобладают слабо огнейсованные диориты. В зоне же Главного хребта преобладают граниты. Самые южные выходы гранитов ограничены надвигом Главного хребта на глинистые сланцы южной мезозойской зоны. Здесь граниты прорывают отложения нижнего карбона (оз. Дамхорс).

Породы комплекса гранитов Главного хребта приурочены к ядрам крупных параллельно вытянутых антиклинальных складок, осложненных поперечными куполовидными поднятиями и погружениями, что до некоторой степени создало в северо-западной части (Ляба — Белая) условия избирательного внедрения отдельных массивов комплекса. В этом районе сохранилась местами обширная кровля гранитов с фрагментами раннепалеозойских структур (кристаллические сланцы докембрия? и гнейсовидные граниты раннего палеозоя). Местами же в породах кровли наблюдаются отчетливые проявления герциевских движений, развивавшихся при полной структурной перестройке Северо-Западного Кавказа, происшедшей на границе раннего и среднего палеозоя.

В составе комплекса гранитов Главного хребта некоторые исследователи (например, Г. Д. Афанасьев) наиболее древними считают санчарские и другие диориты, однако последние прорывают нижнюю юру, т. е. они моложе ее, а гранитоиды Главного хребта явно доюрские.

Среди интрузий комплекса Главного хребта выделяются следующие разновидности (от диоритов до ультракислых пород), отвечающие отдельным фазам формирования комплекса: 1) диориты и кварцевые диориты, 2) гранодиориты и микроклиновые граниты центральных массивов, 3) жильная серия спессартитов и керсантитов, 4) серые, часто двуслюдяные граниты, 5) аляскитовые граниты.

Для Северо-Западного Кавказа дается несколько отличная схема расчленения гранитоидных образований комплекса Главного хребта: 1) габбро и габбро-диориты, 2) диориты и кварцевые диориты, 3) гранодиориты и микроклиновые граниты центральных массивов, 4) жильная серия спессартитов и керсантитов, 5) серые двуслюдяные граниты.

В приосевой части Главного хребта выделяют два типа гранитоидов — белореченский и балкарский, из которых последний является несколько более молодым. Белореченский тип представлен дифференцированным рядом: кварцевые диориты — лейкократовые мусковитовые граниты, а балкарский — полной серией пород от ультраосновных до ультракислых.

Характерной чертой минерального состава белореченских гранитоидов является преобладание плагиоклаза над каликатровым полевым шпатом. Эти гранитоиды развиты главным образом в Северо-западной части Большого Кавказа; ими сложены почти все гранитные массивы до меридиана р. Зеленчука, откуда начинается постепенная смена их гранитоидами балкарского типа. О наличии гранитоидов белореченского типа восточнее р. Теберды достоверных сведений нет.

В петрохимическом отношении гранитоиды балкарского типа отличаются от белореченских более высоким содержанием калия, с чем связана большая роль в их составе микроклина и слюд. Преобладают равномернозернистые граниты. Типоморфным минералом балкарских гранитоидов является турмалин, который распространен не только в пегматитах, но и в кварцевых жилах вместе с мусковитом и жильбертитом. В геохимии этой интрузии в противоположность гнейсовидным гранитам и белореченским гранитам большую роль играет олово.

Балкарские гранитоиды широко распространены в области Главного хребта. Они сложены в основном главные массивы центрального гранитного поля — от долины р. Теберды на западе до погружения кристаллического ядра Кавказа под мезозойские отложения на востоке. Особенно большие площади они занимают в Тебердинском блоке, слагая крупный, сложно построенный, но морфологически единый массив, в истории формирования которого выделяют три фазы. С первой фазой связано образование крупнозернистых плагиогранитов и гранодиоритов, со второй — среднезернистых двуслюдяных гранитов, с третьей — мелкозернистых лейкократовых и двуслюдяных гранитов. Плагиограниты — гранодиориты образуют, по-видимому, батолитообразные тела. Среднезернистые двуслюдяные граниты второй фазы прорывают отложения протерозоя(?), обусловив вдоль контактов зоны мигматизации. Лейкократовые, двуслюдяные граниты заключительной фазы приурочены только к северной части Тебердинского блока. От двуслюдяных гранитов второй фазы они отличаются структурой и незначительным содержанием слюд (преобладает мусковит). Вмещающими породами являются плагиограниты, с которыми они имеют отчетливые секущие контакты. Форма залегания лейкократовых гранитов штокообразная.

Генетическое родство выделенных в состав комплекса пород подчеркивается сходством их химического состава. Все они пересыщены глиноземом,

а содержание калия по мере формирования комплекса возрастает при почти постоянном содержании натрия и понижении содержания глинозема и фермических компонентов.

Изучение распределения акцессорных минералов в гранитоидах Главного хребта позволяет отнести выделенные группы пород к апатит-пироксеновому типу монацитиносных гранитов (Срабонян, 1965).

Вопрос о возрасте гранитов Главного хребта был предметом многолетних дискуссий, что обусловлено было в первую очередь необоснованным мнением о докембрийском их возрасте. Поэтому вначале редкие, но давно известные пьитрузивные контакты их с породами палеозоя (например, по левобережью р. Кыртык) обозначались на картах как тектонические. Лишь в 1952—1953 гг. было окончательно установлено, что в зоне Главного хребта, у оз. Дамхорс и к юго-востоку от него, эти граниты прорывают отложения нижнего карбона; верхняя же граница их возраста, вероятно, не выходит за пределы среднего карбона. Эти граниты отвечают средней стадии тектоно-магматического цикла Главного хребта.

На Малом Кавказе гранитам Главного хребта по возрасту, возможно, соответствуют серые граниты окрестностей сел. Агвирана (Армения), являющиеся более молодыми, чем гипербазиты этого района. Абсолютный возраст их определен в 80—90 млн. лет («Труды X сессии комиссии по определению абсолютного возраста», 1962 г.), что вряд ли правильно, так как они перекрываются отложениями верхнего мела.

С комплексом гранитов Главного хребта связываются два типа рудных месторождений: гидротермальные жильные и вкрапленные (см. ниже).

Серпентиниты зоны Главного хребта прорывают отложения девона и нижнего палеозоя, а сами прорваны габбро-диоритами и диоритами среднего палеозоя. Галька их встречается местами в составе конгломератов среднего и верхнего карбона; по р. Чилику серпентиниты трансгрессивно перекрываются породами среднего карбона.

Гипербазиты (серпентинизированные) верховьев рек Белой, Большой и Малой Лабы залегают среди кристаллических сланцев докембрия в виде согласных линзовидных интрузий различных размеров (от 100 м до нескольких километров длиной); возможно, они являются раннепалеозойскими (каледонскими) или раннегерцинскими. Характерна тесная связь их с кислыми кварцдиоритовыми интрузиями, которые прорывают серпентиниты.

Как те, так и другие породы рассланцованы и трансгрессивно перекрываются отложениями нижнего триаса. Серпентиниты верховьев Зеленчука и Кыфара (общей площадью около 100 км²) тесно связаны с породами габбро-диоритового ряда и совместно с ними прорывают девонские отложения, трансгрессивно перекрываясь продуктивной толщей среднего карбона. Этим точно устанавливается раннекарбонный возраст серпентинитов.

Интрузии блыбского комплекса известны в зонах Главного и Передового хребтов, где они образуют сравнительно небольшие, частью пластообразные тела, характеризующиеся интенсивной разгнейсованностью. В состав комплекса входят серпентиниты, гнейсовидные диориты, гранодиориты и гнейсовидные граниты.

Серпентиниты сложены христаллом и баститом; они образуют два небольших линзовидных тела (по р. Кольтубе и у сел. Нижней Теберды) в песчано-сланцевых отложениях среднего девона. У Нижней Теберды они прорваны жилой альбитофитра.

Гнейсированные диориты (местами приближающиеся к гранодиоритам) известны только в зоне Главного хребта, в левом борту истоков массив с тектоническими контактами.

Гнейсовидные гранодиориты развиты также только в зоне Главного хребта, где они образуют три сравнительно крупных массива (истоки рек Марухи, Аксаута, Большой Лабы). Для них характерна отчетливая очаговая текстура, обусловленная наличием крупных (2—4 мм) округлых фенобластов плагноклаза (№ 35—40) и кварца в мелкозернистой кварцбиотит-полевошпатовой массе.

Гнейсовидные граниты отличаются от гранодиоритов лишь количественным соотношением породообразующих минералов. Более меланократовая разновидность развита исключительно в зоне Главного хребта (р. Большой Лабы) и характеризуется отчетливой текстурой. Другая разновидность, более лейкократовая, образует два небольших массива в Пшепш-Тырныауской зоне разломов. В зоне Главного хребта они слагают пластообразные интрузии среди кристаллических сланцев макерельских свиты (протерозой?).

Характерной чертой химического состава пород блыбского комплекса является резкое преобладание натрия над калием, практически полное отсутствие глинозема и извести в серпентинитах, которые в отличие от серпентинитов архызского комплекса характеризуются отношением магния к железу в пределах 17—18 к 1.

Нижний возрастной предел блыбского комплекса определяется тем, что его породы прорывают отложения среднего девона, а верхняя граница — трансгрессивным налеганием на его породы образований ранней перми. Определение абсолютного возраста гнейсовидных гранитов такого же типа в соседних районах дают величины 310—320 млн. лет, что соответствует среднему палеозою.

В заключение описания интрузивных пород среднего палеозоя интересно привести анализ данных по определению их абсолютного возраста. Как указывалось выше, многие палеозойские интрузии залегают среди образований метаморфического комплекса, что затрудняло выяснение их взаимоотношений. Это касается, с одной стороны, гранитоидов, являющихся неотъемлемой составной частью самого метаморфического комплекса, а с другой — гранитоидных образований, в различной степени индивидуализированных, среди которых выделяют ряд местных групп: гнейсовидные граниты уруштенского комплекса, «северные» граниты, граниты Главного хребта — «южные» и др.

И. Г. Кузнецов (1951) большую часть этих гранитов считал докембрийскими, но в последние годы накопились данные, свидетельствующие об их палеозойском возрасте (Паффенгольд, 1959). Г. Д. Афанасьев (1958), широко используя в своих работах данные по определению абсолютного возраста горных пород аргоновым методом, датирует гранитоиды уруштенского комплекса в интервале силур — ранний девон, а «северные» граниты и большую часть гранитов Главного хребта («южных») относит к позднему палеозою (карбон — пермь).

Равным образом возраст многих интрузий Дзирульского массива и Малого Кавказа также являлся недостаточно твердо установленным, причем в обоих случаях геологическая ситуация интрузий нередко противоречила данным их абсолютного возраста.

М. М. Рубинштейн (1960) занимался геологической интерпретацией произведенных им возрастных определений аргоновым методом, а также

некоторых ранее опубликованных данных. Он приходит к выводу, что сопоставления возраста гранитоидных пород должны основываться на результатах, полученных по слюдам. Далее автор подчеркивает, что аргонный метод дает возможность установить возраст метаморфизма пород и приводит ряд своих определений, позволяющих считать, что возраст метаморфизма древнейших формаций Кавказа приходится на силур и ранний девон.

Для гранитоидов, тесно связанных с указанными метаморфическими образованиями, получены хорошо согласующиеся с этим данные, причем интрузии соответственно древнее метаморфизма. Таков возраст мусковита из пегматита Дзиркульского массива — 330 ± 10 млн. лет, из пегматита Локского массива (Армения) 370 млн. лет, биотита из гранита р. Сылтрап-су 345 ± 20 млн. лет.

Определения абсолютного возраста гранитоидов Главного хребта показывают наличие для них по крайней мере двух фаз пегматитообразования: первая, по-видимому, близка по времени (или перекрывается) стадии формирования гранитоидов уруштенского комплекса (Афанасьев, 1958), а вторая является более молодой.

Формирование большей части древних гранитоидов Большого Кавказа и кристаллических сланцев Закавказья происходит одновременно в интервале 320—350 млн. лет и соответствует, по-видимому, концу силура (?) и большей части девона.

М. М. Рубинштейн указывает, что совпадение возрастов слюд древних гранитоидов и метаморфических слит следует рассматривать как подтверждение главной роли метасоматической гранитизации в становлении древнего кристаллического субстрата Кавказа (Зарцдае, Татришвили, 1954; Афанасьев, 1958). Однако этому противоречит все же более древний возраст гранитоидов.

Для зоны Главного Кавказского хребта и отчасти для Передового хребта доказываются наличие кроме девонского также и карбон-пермского этапа образования гранитоидов (230—250 млн. лет).

Таким образом, результаты возрастных определений позволяют с достаточной уверенностью связывать формирование палеозойских кристаллических пород Кавказа с герцинской складчатостью. Возраст же их материнских пород надо считать в интервале поздний докембрий — ранний палеозой.

Поздний палеозой (средний и поздний карбон — пермь)

Вулканическая деятельность палеозойского времени устанавливается на Большом Кавказе в среднем карбоне и ранней перми.

В основании среднего карбона бассейна р. Лабы залегают эффузивы, представленные то базальтовыми порфиритами (миндалекаменными), то кварцевыми порфирами. Стратиграфически выше снова проявляются ортофиры, кварцевые порфиры и их туфы, которые, чередуясь с терригенными осадками вестфальского яруса, подстилают угленосную свиту. Еще выше в основании стефановского яруса, над горизонтом конгломератов появляются базальтовые порфириты с шаровой отдельностью.

Отложения среднего и верхнего карбона в вулканогенной фации (фаунистически охарактеризованные) констатированы также в Малом Кавказе, в районе Храмского древнего гранитоидного массива. Здесь над гранитоидами и под песчанстыми отложениями среднего лейаса залегает мощная (свыше 1600 м) вулканогенно-осадочная толща, в которой

выделяют (снизу вверх): 1) горизонт кварцевых порфиров (до 1000 м), 2) горизонт вторичных кварцитов (25—100 м) и 3) горизонт слонистых туфов и брекчий с прослоями углисто-кремнистых сланцев, аргиллитов и линзы известняков (600—700 м).

Верхнепалеозойская вулканогенная толща отвечает поздней стадии развития палеозойского подвижного пояса. В нижнем отделе пермской системы развиты основные и средние по составу вулканогенные образования.

Интрузивный магматизм позднепалеозойского времени устанавливается на Кавказе с достоверностью лишь для начала пермского периода. Таковы интрузии снениит-порфиров («кератофиров») верховьев р. Кубани; отдельные дайки их приурочены к относительно узкой зоне Бокового хребта Северо-Западного Кавказа — от бассейна р. Малки на востоке до бассейна р. Теберды на западе. Макроскопически это типичные порфировые породы серого, белого и розового цвета, состоящие из авортотклаза и кислого плагиоклаза (альбит и альбит-олигоклаз), по химическому составу относящиеся к слепитовому ряду. С этими породами ассоциируют также представители основной магмы — габбро-диабазы и часть диориты. Снениит-порфировые («кератофировые») интрузии и дайки относятся к нижней перми. Таким образом, внедрение их происходит в предпермскую фазу складчатости (точнее, в промежутке между нижней и верхней красноцветными толщами нижней перми).

Эти малые интрузии отвечают тоже поздней стадии развития палеозойского подвижного пояса.

Сведений о предпозднепермских интрузиях очень мало. При разведке Кышкытского месторождения ртути обнаружены дайки и штоки кислых порфировых пород, секущие отложения нижней перми. Ни даек, ни оруденения, с ними связанного, в перекрывающих нижнюю пермь породах лейаса не наблюдается. Видимо, эти дайки имеют или предпозднепермский или триасовый возраст.

В бассейнах рек Ахсаута и Кольтубе отмечаются штокообразные тела порфировидных альбитофиров. С интрузиями пермского возраста по-видимому, связано небольшое Кышкытское месторождение ртути. Образование раннепермских интрузий сопровождалось небольшими проявлениями барита.

На Малом Кавказе проявлений средне- и позднепалеозойского магматизма не наблюдается: лишь на востоке в Мегринском районе Армении установлена свита вулканогенных пород (андезитовых порфиритов и туфобрекчий), перекрываемая трансгрессивно и несогласно карбонатной толщей верхнего девона. Вулканогенная толща отнесена условно к раннему девону. Она отвечает начальной стадии развития палеозойского подвижного пояса.

В соседнем Кафанском районе в верховье р. Кичи выделяется вулканогенная толща (андезитовые порфириты и туфобрекчи), относимая к поздней перми. Этой толще подчинены линзы известняков с характерной коралловой фауной.

Интрузивных пород палеозойского возраста в Кафанском районе не установлено.

Мезозой

На Большом Кавказе, в пределах Главного хребта (районы Сочи — Туансе, Клухори, Кабарды, Осетии и Дигорри, Северной Кахетии) после перерыва в осадконакоплении, связанного со складчатыми движениями

рат-лейаса, в конце лейаса, по-видимому в тоарское время, в начальную эпоху трагессии, проявилась интенсивная вулканическая деятельность. В это время в осевой зоне Кавказского хребта существовала, видимо, цепь вулканов, в значительной степени сходная с цепью вулканов олигоцен-неоген-постплиоцен. Юрский вулканизм отвечает ранней стадии развития альпийского подвижного пояса.

В петрографическом и геологическом отношении хорошо изучены эффузивные породы только в истоках р. Кубани, а также в Осетии и Дигории, особенно в окрестностях Садона. В металлогеническом отношении раннеюрские эффузивы и сопровождающие их интрузии (корни валиний?) изучены плохо. Лишь в истоках Кубани с ними предполагается связь баритового и свинцово-цинкового оруденения.

С юрской магматической деятельностью связывают формацию габбро-диабазовых пород, широко распространенных на Северном Кавказе (от р. Пшехи на западе до р. Самура на востоке). Преобладающей формой интрузивных тел являются различной мощности и линзообразные тела, нередко довольно крупные. Породы этих интрузий весьма разнообразны по составу.

Дайки приурочены исключительно к отложениям среднего лейаса; они залегают в них согласно и перекрываются породами позднего тоара, что позволяет связывать их внедрение с предпозднеоарской фазой тектогенеза. Однако в Дагестане дайки подобных пород секут и отложения явлена.

В Южном Дагестане дайки этого возраста сложены кварцевым диоритом (или кварцдиоритовым порфиритом) и сферолитовым гранит-порфиром, из которых второй моложе и внедряется обычно вдоль средней части даек диорита, в результате чего образуются сложные дайки. В бассейне р. Самура такие дайки очень многочисленны, они слагают пояс протяжением в несколько десятков километров. С этим поясом совпадает пространственно (вероятно, и генетически) многочисленные полиметаллические и медные рудопроявления.

Такие же интрузивные образования существуют и в северной Кахетии, но проявляются они, по-видимому, менее широко. С ними также связаны медные и полиметаллические рудопроявления. Далее на Кавказе выделяется предкелловейская гранит-порфировая («кератофировая») интрузия, породы которой широко развиты в Садонском рудоносном районе, где они локализируются в пределах предкелловейских антиклиналей. Существовало предположение, что они являются корнями излияний кератофиров лейаса, но затем Г. М. Ефремовым было установлено, что кроме даек они слагают довольно крупные массивы, прорезающие граниты и эффузивные кератофиры. Эти массивы в свою очередь прорываются дайками. Кроме того, дайки этих пород нередко секут крупные послесреднеоарские разломы. Таким образом, эти «кератофиры» надо считать более молодыми интрузивными образованиями по сравнению со среднелейасовыми эффузивными кератофирами.

Анализ тектонических взаимоотношений в районе Садона показывает, что внедрение «кератофиров» следует связывать с предкелловейской складчатостью.

Макроскопически «кератофиры» имеют эффузивный облик; структура их порфировая, но основная масса полностью раскристаллизована. В отличие от эффузивных кератофиров химический состав их соответствует не сленитам, а гранодиоритам. Эти породы наиболее широко развиты в Северной Осетии, где с ними связывают полиметаллическое оруденение

Садовского района. К этому же возрасту относят и некоторые дайки сходных пород в рудовосной области Дагестана. Вероятно, местами они ранее описывались как габбро-диабазы.

На южном склоне Главного хребта в западной его части, в Абхазии, известны кислые интрузии среднеюрского возраста, представленные кварцевыми диоритами, гранодиорит-порфирами, гранитами и др. Эти интрузии прорывают древние кристаллические породы, аспидные сланцы лейаса и породы андезито-базальт-порфиритовой свиты байоса и перекрываются трансгрессивно породами нижнего мела. В Главном хребте подобные породы прорывают аспидные сланцы лейаса, но не пересекают линии Главного надвига. Возраст интрузий определяется как батский. Наиболее крупной является Келасурская интрузия (по рекам Гумиста, Келасури и Кодори), сложенная биотит-роговообманковыми и аплитовидными гранитами, приобретающими к периферии более основной характер. Массив пересечен дайками аплитов, пегматитов, кварцевых порфиров, диабазов, а также несущими оруденение кварцевыми и кальцитовыми жилами.

Также батскими, но несколько более древними, считаются кварцевые габбро-монцитные интрузии, так как они часто слагают периферические части гранитоидных тел, секутся их апофизами, а обломки их образуют ксенолиты в гранитах. Несколько более древними (байосскими) являются разнообразными андезитовые и базальтовые порфириты, диабазы и отчасти габбро, секущие отложения лейаса и андезит-порфиритовой серии нижнего байоса.

В Дзирульском кристаллическом массиве установлены кислые и средние интрузивные породы позднеюрского возраста (Хевская и Чалванская интрузии): кварцевые диориты и гранодиориты. Они прорывают отложения байоса, а перекрываются породами нижнего мела.

На Малом Кавказе в раннеюрское время впервые после среднего палеозоя вспыхивает интенсивная вулканическая деятельность, продолжавшаяся с относительно небольшими перерывами до четвертичного времени включительно. Интрузивных же магматических проявлений в течение этого времени было значительно меньше.

Юрская вулканогенная толща (мощностью до 5 км) расчленяется на три свиты, из которых средняя (аален) представлена кварцевыми порфирами и их туфами*, а нижняя (лейас) и верхняя (доггер) — разнообразными порфиритами и их обломочными разностями. Эффузивная деятельность юрского времени представляет собой типичное проявление магматизма начальной стадии развития альпийского подвижного пояса.

К интрузивным породам юрского возраста относятся байосские плагиограниты Шамхорского антиклинория в Азербайджане, силлы и дайки диоритовых и диабазовых порфиритов, а также позднеюрские, послекimmerиджские гранодиориты и кварцевые диориты в том же Шамхорском антиклинории (Абдуллаев и др., 1960).

По р. Тургай-чай (левый приток р. Тертера) встречены диориты, габбро-диориты и сиепит-диориты среднеюрского возраста; в Храмском массиве — кварцевые диориты, гранодиориты, жилы габбро и диабазы, затем гранит-порфиры с фациями кварцевых порфиров.

* Эти широко распространенные на Малом Кавказе кварцевые порфиры многими геологами считаются теперь позднебайосскими (Абдуллаев и др., 1960; Дзодцепадзе, 1960.)

Для раннемелового времени в северо-западной части Большого Кавказа намечаются два интрузивных пояса: южный и северный, из которых отчетливо выражен только северный.

Интрузии северного или так называемого санчаро-кардывачского (кардывачско-санчарского) комплекса развиты исключительно в зоне южного склона и в прилегающей к надвигу южной части зоны Главного хребта. Представлены они габбро, диоритами, гранодиоритами, гранитами и лампрофирами.

Выходы габбро известны только в истоках р. Аксаута. Диориты и кварцевые диориты обнажаются в истоках р. Большой Лабы; местами в них встречаются ксенолиты мелкозернистых габбро. Гранодиориты встречаются в верховьях рек Кизгыч и Большой Лабы; первый выход протягивается далеко на запад по южному склону Главного хребта. Гранодиориты прорывают диориты и содержат их ксенолиты. В контактовой с диоритами зоне наблюдается увеличение содержания роговой обманки и повышение основности плагиоклаза. Гранитылагают небольшие массивы в истоках р. Большой Лабы и в бассейне р. Бзыби. Они характеризуются монцитово-пильчатой или микропегматитовой структурой. Лампрофиры формировались в завершающую стадию становления комплекса в южной части зоны Главного хребта; они представлены многочисленными жильными телами, прорывающими как кристаллические сланцы, так и все породы интрузивного комплекса. По минеральному составу эти образования не отличаются от пород габбро-диоритовой группы.

По химизму габброиды санчаро-кардывачского комплекса в отличие от палеозойских основных пород характеризуются несколько большим содержанием алумосиликатов, в то же время они беднее глиноземом. Гранодиориты же обладают натровым составом и слабо пересыщены глиноземом.

Интрузии комплекса прорывают на южном склоне Главного хребта сланцы лейаса, верхней юры и нижнего мела; галька сходных пород встречается в отложениях верхнего мела.

С интрузивным комплексом Кардывача связаны рудопроявления мышьяка, меди и др., пока еще слабо изученные.

Эффузивных проявлений этого возраста на Большом Кавказе не установлено; на Малом Кавказе они имели место в значительном масштабе в сеномане, в позднем турне — раннем сеноне*. Эффузивы сеномана представлены разнообразными порфиритами (от основных до кварцевых включительно); в толще сеномана преобладают обычно андезитовые порфириты и их обломочные разновидности.

Возраст большей части гранитоидных интрузий северо-восточной части Малого Кавказа (Сомхетско-Карабахской структурной зоны) считается многими исследователями (Ш. А. Азизбеков, А. Т. Асланян, В. Г. Грушевой, М. А. Кашкай, В. Н. Котляр, Л. П. Леонтьев, И. Г. Магакьян, Г. А. Твалчрелидзе, А. Н. Соловкия, В. Е. Халип и др.) раннемеловым (предсеноманским) главным образом на том основании, что в некоторых районах развития интрузий гальки их наблюдались в нижних горизонтах сеноманской толщи. Э. Ш. Шихалибейли относит их к поздней юре. К. П. Шаффергольц и некоторые другие считают эти интрузии палеогеновыми (позднесеноновыми) на основании того, что наиболее западная из них (Алавердская или Банушчайская) прорывает фаунистически охарактеризованные отложения среднего эоцена (гора Лалвар), а ряд

* До недавнего времени эту эффузивную толщу относили к раннему турону-

малых интрузий, расположенных севернее, — верхнемеловые отложения. Гальки гранитов могли происходить и на более древних — палеозойских или юрских интрузиях. Краткая характеристика гранитоидных интрузий этих районов приводится ниже — при описании палеогенового магматизма.

Заведомо раннемеловой возраст имеет Мехманянская гранодиоритовая интрузия района сел. Гюльятаг в Нагорном Карабахе. Она прорывает породы средней юры и перекрывается трансгрессивно отложениями верхнего сенона; но метаморфизованные ею породы встречаются уже в составе галек базальтового конгломерата альба. Площадь интрузии около 100 км² (25 × 4 км). Петрографический состав ее довольно сложен; преобладают породы гранодиоритового ряда, сменяющиеся в краевых частях массива кварцевыми диоритами. С интрузией связаны Мехманянское свинцово-цинковое месторождение и многочисленные проявления полиметаллического и медного оруденения.

Позднемеловой возраст принимается многими исследователями (Абдуллаев и др., 1960; Дзюценидзе, 1960) для ультраосновных и основных интрузий Севанского офиолитового пояса, описание которых тоже приводится в разделе, посвященном палеогеновому магматизму.

Кайнозой

На Большом Кавказе, в центральной его части, к неогену (ранний миоцен) следует отнести теплинский комплекс малых интрузий гранодиоритового состава с анортотелазом. Они слагают обширный пояс, известный под названием Теплинского. Этот пояс протягивается с перерывами от верховьев р. Пшавской Арагвы на востоке до истоков р. Белой на западе; наиболее насыщена интрузиями центральная зона Главного хребта между Эльбрусом и Казбеком.

По структурным и текстурным чертам среди пород этой интрузии выделяются полнокристаллические и порфировые разновидности; первые представлены гранитами, гранодиоритами и диоритами, вторые — дацитами и андезитами. Установлено также, что внедрению гранитов предшествовали диориты (Сагунтцонский массив), за гранитами следовали жильные породы, представленные дацитами и андезитами. Некоторые исследователи склонны относить интрузию гранитоидов к более ранней эпохе тектогенеза по сравнению с дацитами, для чего нет оснований. Как известно, процесс формирования гипабиссальных интрузий почти повсеместно заканчивается внедрением пород жильной фации.

Интрузивные образования теплинского комплекса располагаются разобщенными участками, в пределах которых часто наблюдаются более крупные массивы гранодиоритов или гранит-порфиров и сгущение даек дацитов. Между этими участками встречаются отдельные дайки дацитов. Пояс очагов интрузий теплинского комплекса приурочен к приосевой части позднеальпийского антиклинория. Наибольшая концентрация интрузий наблюдается в широтной части антиклинория. Чем вызвано очаговое расположение интрузий, пока не установлено.

Теплинский комплекс относится к поздней стадии развития альпийского подвижного пояса. Анализ тектонических условий формирования его интрузий показывает, что их внедрение произошло в период полностью прекратившегося сжатия во время поднятия и размыва кровли. Последние этапы формирования интрузии проходили в условиях сильного напора газов, что приводило при сравнительно небольшой мощности кровли

к прорыву ее и к образованию трубок взрыва, характерным примером которых являются брекчии Бурстаранды в центре Сангутидовского массива.

Интрузивные тела имеют форму штоков незначительных размеров; площадь наиболее крупного из них — Сангутидовского штока — не превышает 4 км². Гранодиориты окружены мощной зоной контактово-измененных пород, среди которых имеются и скарны.

Возраст гранодиоритовых теплинских интрузий не определен. М. В. Муратов считает их допозднемиловыми; Г. Д. Афанасьев (1965) относит к границе юры и мела; другие исследователи считают их плиоценовыми и даже раннечетвертичными. В 1953—1954 гг. К. Н. Паффенгольд привел соображения в пользу их раннемиоценового возраста.

К породам теплинского комплекса близки породы так называемого тырныауского интрузивного комплекса, относившегося ранее к позднему лейасу. В порядке образования в этом комплексе выделяются: аноклазовый гранит, аноклазовый гранит-порфир, аноклаз-альбитовый шпиль и апдезиновый (лабрадоровый) аплит. С этим комплексом связано месторождение вольфрама и молибдена.

Фациями этого комплекса являются так называемые эльджуртинские граниты района Тырныауза, выступающие по правому склону долины р. Баксана. К юго-востоку эти гранитоиды слагают Чегемо-Баксанский водораздел, где они прорывают вулканогенную толщу, олигоценую, согласно К. Н. Паффенгольду, по относимую многими исследователями к позднечетвертичному (позднеюрскому) времени. Другие (В. П. Ренгартен, Л. А. Вардаванц) считают эти интрузии юрскими и склонны параллелизовать Тырныаускую интрузию с предкелловейской кератофировой интрузией Садовского района.

Так как ввердение тырныауских пород сопровождалось выносом фтора, а для третичных интрузий (как и палеозойских) характерен вынос бора, то их считали разновозрастными.

К раннемиоценовому возрасту, по К. Н. Паффенгольду, должны быть отнесены лакколитообразные интрузии района Кавказских Минеральных Вод, сложенные своеобразными гипабиссальными трахиандезитами и трахилипаритами с сапидитом и аномальным плагиоклазом. Лакколиты Пятигорья образовались, согласно К. Н. Паффенгольду, в последнюю фазу проявлений олигоценового магматизма, давшего в первые фазы кислые эффузивы района Нальчика, Чегема, Эльбруса (нижняя толща) и др. Другие исследователи (А. П. Герасимов, В. Н. Лодочников, В. Н. Павлюков) эти лакколиты считают позднелиоценовыми.

После некоторого затишья в позднеэоценовое время эффузивная вулканическая деятельность на Малом Кавказе вспыхивает в раннем эоцене с новой силой и продолжается почти без перерывов, вплоть до постплиоцена включительно. Излияния каждого периода начинались основными породами и кончались кислыми, причем начиная с олигоцена эффузивы (особенно субэральные фации) приобретают уже явно кайно-типный облик.

Интрузивные образования палеогена и неогена на Малом Кавказе также широко развиты; их удалось расчленить по возрасту на позднэоценовые и олигоцен-раннемиоценовые. Они играют большую роль в металлогении области; с ними связаны крупные месторождения меди, железа, молибдена и полиметаллов.

Интересно подчеркнуть, что позднэоценовые интрузии встречаются почти во всех тектонических зонах Малого Кавказа (преобладая, однако,

в северной Сомхетско-Карабахской зоне), а раннемиоценовые приурочены только к южной зоне — области наибольшего поднятия раннеэоценового времени.

В позднеэоценовую фазу складчатости на Малом Кавказе происходило образование крупных интрузий как кислых и средних, так и основных офиолитовый пояс) в средней части Малого Кавказа приурочены к зоне интенсивно дислоцированных пород (пояс изоклинальной складчатости) позднеэоценового и ранне-среднеэоценового возраста, пододвинутых под вулканогенную толщу ранней юры. Как уже указывалось, многие последнему мелу, т. е. допускают два возраста гипербазитов. К северу от линии пород не наблюдается; встречающиеся здесь местами основные породы являются фациями кислых интрузий.

Ультраосновные породы представлены производными пироксенит-перидотитовой магмы (габбро-пироксенитами, перидотитами, дунитами и др.), слагающими обычно небольшие массивы, по-видимому соединяющиеся на глубине. Ультраосновные породы часто почти нацело серпентинизированы.

Расположение пояса основных и ультраосновных пород к югу от надвига, в одушенной зоне интенсивно смятых пород, позволяет говорить о пассивном поднятии магмы вдоль трещин разрывов, следовавших за складкообразованием. Поднятие магмы происходило быстро по глубоким разломам, поэтому ассимиляция боковых пород здесь не наблюдается, а процессы дифференциации выражены относительно слабо.

К дунитовым телам, залегающим среди перидотитовых массивов, приурочены шлировые выделения хромистого железняка.

Многие породы офиолитового пояса прорывают отложения среднего эоцена и перекрываются трансгрессивно породами олигоцена, чем и определяется их позднеэоценовый возраст.

К югу от оз. Севан развит другой пояс основных и ультраосновных интрузий, не выдерживающий на столь большом протяжении и приуроченный к сравнительно пологим синклинальным прогибам. Породы этого пояса представлены образованиями дунит-гарцбургитовой формации с подчиненным значением габбровых пород. Возраст этих интрузий также позднеэоценовый. В металлогении они никакой роли не играют.

На крайнем юго-востоке Закавказья, в Талыше, развиты ультраосновные, основные и средние интрузии. Гипербазиты представлены биотитизированными и амфиболовыми перидотитами и пикригами; к основным породам здесь относятся разнообразные тешениты и габбро, а также оливковые нориты, к средним — габбро-диориты и сенито-диориты.

По-видимому, к позднеэоценовому возрасту необходимо также отнести основные интрузии (диабазы, габбро-тешениты) Боржомского района, а также сенито-диориты и кварцевые диориты соседних с ним районов Аджаро-Триалетия, прорывающие отложения среднего эоцена, но ничем здесь не перекрытые.

Позднеэоценовыми, по данным ряда геологов, являются многочисленные гранитоидные интрузии северного склона Малого Кавказа (районы Дашкесана, Кедабека — Алаверди и др.), где с ними связаны крупные месторождения железных и медных руд. Этот интрузивный комплекс представлен рядом значительных и небольших по размерам массивов,

располагающихся полосой общим протяжением около 250 км в антиклинальных поднятиях, сложенных главным образом вулканогенными толщами пикней и средней юры, в пределах Сомхетско-Карабахской структурной зоны Малого Кавказа. Наиболее значительными (площадью от 50 до 100 км²) являются интрузивные массивы Алавердский, Кохбский, Шамхорский, Кедабекский и Дашкесанский. Другая полоса интрузий этого возраста находится в Памбакском хребте, к северо-западу от оз. Севан, и совпадает примерно с продолжением Севанского офолитового пояса.

Позднеэоценовый возраст установлен для наиболее западной Алавердской интрузии и для интрузий Памбакского хребта, которые прорывают осадочную толщу с нуммулитами среднего эоцена. Для остальных интрузий северного пояса такой возраст непосредственно не устанавливается (большинство из них прорывают только юрские отложения) и принимается условно по аналогии с Алавердской интрузией на основании сходства структурных условий залегания и петрографического состава. Одна из наиболее северных малых интрузий (Далларская) прорывает верхнемеловые отложения и трансгрессивно перекрывается сарматскими (гора Кабахтапа).

Петрографический состав этих интрузий довольно разнообразен; преобладающими породами являются гранодиориты и кварцевые диориты, но наряду с ними наблюдаются и более основные породы (диориты, монцониты, габбро-диориты, габбро), и более кислые граниты, слагающие, например, Славянский массив, а в Памбакском хребте развиты и щелочные породы (вплоть до нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов).

Последовательность внедрения отдельных кислых и других интрузий позднеэоценового времени для хорошо изученного района Памбакского хребта такова (по В. Н. Котляру): 1) кварцевые диориты и монцониты, 2) гранодиориты и граниты (возможно, субфаза первых), 3) порфировидные граниты, 4) сиениты, 5) нефелиновые и щелочные сиениты, 6) нордмаркиты, щелочные сиениты и монцониты.

В Южной Армении еще более молодыми являются небольшие интрузии основного типа. Далее идут олигоцен-равнемиоценовые интрузии гранодиоритового и монцонитового состава.

По К. Н. Паффенгольцу, в олигоценовое время отчетливо обособились две фации отложений: 1) в центральной части Малого Кавказа, испытававшей сводообразное поднятие, отложилась мощная вулканогенная толща; 2) во впадинах Куры и Аракса произошло накопление синхронных им мощных гипсо-соленосных формаций, связанных с вулканогенным комплексом переходными фациями. Вулканогенная толща накапливалась в один магматический этап с изменением состава лав от основных к кислым. Преобладающими породами являются кайнотипные трахиандезиты и трихидациты, сопровождающиеся обильными обломочными образованиями.

По данным Ш. А. Азизбекова, А. Т. Аслаяна, П. Г. Магакьяна, олигоценовая вулканогенная толща не имеет на Малом Кавказе широкого распространения. Они считают, что эта толща развита лишь вдоль Конгуро-Алангезского хребта в Юго-Восточной Армении и в части Нахичеванской АССР; большая же часть наземных эффузивов и туфовых образований ими относится к позднему миоцену и плиоцену. Гипсо-соленосная формация южных районов Закавказья, по данным этих геологов, тоже относится к мио-плиоцену.

В конце олигоцена — начале миоцена в связи с крупной фазой складчатости проявилась мощная интрузивная деятельность, давшая много-

численные тела гранитоидов. Они приурочены главным образом к средней части области и по сравнению с основными породами развиты значительно шире. С ними связаны месторождения молибдена и меди (Каджаран, Дастакерт, Агарак и др.).

Наиболее крупная (свыше 800 км²) интрузия занимает в юго-восточной части области весь бассейн р. Мегри и верховья р. Охчи с прилегающей частью Конгуро-Алапгезского хребта. Породы ее представлены производными гранодиоритовой магмы.

Интрузии кислых и средних пород обычно располагаются в сводах главных антиклиналей, в участках, до того менее дислоцированных. Поднятию магмы происходило, по-видимому, медленно, вследствие чего значительную роль играли явления ассимиляции и дифференциации, обусловившие большое разнообразие пород (особенно в крупных интрузиях). Здесь наблюдаются как крайние кислые разновидности гранитов, так и средние и меланократовые породы (бассейн р. Мегри).

В Мегрийской батолитовой интрузии установлены граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, диориты, сиепито-диориты, сиепиты, нефелиновые сиепиты, монцониты, габбро-диориты, габбро и др., а также ультраосновные породы (пироксепит, апатит-магнетитовая порода).

Благодаря медленному поднятию и застыванию магмы в поствулканическую фазу интрузии могли протекать процессы рудообразования. Распределение оруденения контролируется разрывными нарушениями, следовавшими за последней крупной фазой складчатости.

Группа лакколитов Нахичеванского района к юго-западу от Конгуро-Алапгезского хребта представлена гипабиссальными порфиroidными гранодиоритами и сиепито-диоритами, несомненно связанными с Мегрийским батолитом.

К тому же интрузивному комплексу относятся и расположенные севернее менее значительные и малые интрузии бассейнов рек Воротана (Базарчай) и Арпы (Восточный Арпа-чай). Они имеют в общем кварц-монцитовый состав с переходами к сиепитам, с одной стороны, и к габбро и апортитам — с другой. Среди этих многочисленных интрузий лишь две (у сел. Чайкент и в горе Текедолдуран) имеют более или менее глубокий облик и могут быть отнесены к хонолитам с петрографическим составом, отвечающим сиепито-диоритам, кварцевым монцитам и гранодиоритам; остальные интрузии — гипабиссального типа, представлены мелкими штоками, интрузивными железами и лакколитами с чрезвычайно пестрым составом от сиепита до оливнивого габбро, что говорит о большом значении при их формировании процессов дифференциации и ассимиляции.

Часть кислых и средних интрузивных пород прорывает в пределах описываемой области отложения верхнего олигоцена и перекрывается породами нижнего сармата; для части же пород верхний предел их возраста из-за недостатка геологических данных не может быть определен.

Географическая близость поясов главных групп кислых и основных интрузивных пород Малого Кавказа, сходство их крайних фаций, малое различие в возрасте (поздний эоцен и ранний олигоцен) говорят, по-видимому, об общности их магматического очага. Породы офиолитового пояса являются наиболее древними из всех интрузий палеогенового времени.

В большей части интрузий жильная фация представлена аплитами, спессартитами, кersантитами, диабазами и другими породами ахсистового типа, диоритовыми порфирами, сиепит-порфирами, сиепито-диоритами, сиепито-диорит-порфирами и остальными жильными порфиroidными разновидностями пород соответствующих интрузий.

Контактный метаморфизм вызывает развитие разнообразных роговиков и скарнов. Пневматогидротермальные явления выразились в образовании грейзенов (редки), в появлении больших количеств альбита и эпидота, в окварцевании, хлоритизации, серицитизации, каолинизации, в образовании алунита, различных сульфидов и карбонатов. Широкое развитие вторичных кварцитов и других типов гидротермально-измененных пород свидетельствует о крупном масштабе поствулканических процессов, связанных с остыванием гранодиоритовой магмы.

Вышеописанные раннемиоценовые гранитоиды Малого Кавказа, согласно К. Н. Паффенгольцу, можно параллелизовать с подобными породами теплинского и тырнаузского комплексов Большого Кавказа, а лакколиты Пятигорья по возрасту соответствуют лакколитам Нахичеванского района, но последние сложены породами более глубинных фаций.

В крайней северо-западной Аджаро-Триалетской зоне Малого Кавказа палеогеновые интрузии представлены многочисленными мелкими телами, сложенными кварцевыми диоритами, сиенит-диоритами, монцититами, сиенитами, кварцевыми сленит-порффирами и др. Вмещающими породами являются вулканогенные образования среднего эоцена, нередко в зоне контакта сильно измененные и содержащие медное и полиметаллическое оруденение (Мегринская группа). Наличие гальки этих интрузивных пород в нижнесарматских конгломератах позволяет для данного района определить границы времени их внедрения от позднего эоцена до среднего миоцена включительно; большинство геологов считают их позднеэоценовыми.

В раннем миоцене, по-видимому, заканчивается на Кавказе интрузивная магматическая деятельность; эффузивные же проявления известны здесь как в неогене, так и в постмиоцене. Согласно К. Н. Паффенгольцу, на Большом Кавказе к миоцену-плиоцену следует отнести ингрессивную вулканогенную толщу Кельского плато, а на Малом Кавказе ей отвечает ингрессивная же вулканогенная толща района сел. Горис и горы Ишхансар (Ишихлы). Эти толщи сложены кайнотипными основными, средними и кислыми (вверху) эффузивами и их туфами. Горисская вулканогенная толща вверх по р. Воротану фациально смыкается с ингрессивной же фаунистически охарактеризованной глинисто-диатомитовой толщей (сисианской).

В течение четвертичного периода на Кавказе происходили неоднократные всплески вулканизма, проявившиеся в ряде лавовых потоков и туфогенных образований, в распределении которых замечена определенная закономерность. Наибольшее развитие имеют четвертичные лавы и туфы на территории Малого Кавказа; на Большом Кавказе они приурочены лишь к двум районам — Эльбурскому и Казбекскому.

На Малом Кавказе лавы представлены главным образом андезитами, базальтами, реже андезито-дацитами и дацитами. По возрасту они расчленяются на пять покровов («свит»), перекрывающих местами друг друга. Наиболее древний из них располагается на неогеновых отложениях, а остальные четыре соответственно перекрывают по долинам рек различные террасы — от верхнеадшеронской до хвалынской включительно, что определяет их относительный возраст. Излияния лав происходили одновременно с началом новых этапов эрозии, обусловленных сводообразными поднятиями области. При этом возникли тектонические нарушения, которые и явились путями поднятия андезито-базальтовой магмы.

Все лавовые потоки имеют хорошо выраженные центры излияния в виде моногенных вулканических аппаратов, большей частью кратерных.

Лавы наиболее равных потоков представлены базальтами, а наиболее поздних андезитами и андезито-дацитами, местами даже дацитами. Лавы же средних потоков представлены в общем промежуточными разностями. Суммарная мощность отдельных лавовых потоков колеблется от 2—3 до 30—40 м и лишь местами доходит до 100 м и более. Расположение потоков обусловлено наклоном поверхности древнего рельефа, по которому лавы растекались.

Вулканические туфы слагают на территории Армении большие площади в районе горы Арагац (Алагеа) и близ Еревана. Наблюдаются здесь и так называемые туфолавы, представляющие особую разновидность туфов, с которыми они связаны переходными породами. Туфолавы (артикские) сива, почему являются олигоценовыми, но здесь же известны и четвертичные покровы туфов (еревано-ленинканский тип).

Извержение туфов и туфолав происходило из вулканов центрального типа, хотя не исключены и трещинные выбросы; извержения были, несомненно, наземными. Туфы являются продуктами цементации рыхлого материала (пепла), частично перенесенного водой. Туфолавы образовались, по-видимому, ближе к центрам извержений, в основании туфовых толщ большой мощности, представлявших собой, по К. Н. Паффенгольцу, своеобразные «грязевые» потоки, обладавшие высокой температурой. А. Н. Заварицкий, изучавший молодые вулканические образования Армении, отнес их к типу игнимбригов.

Четвертичные туфы слагают разновозрастные покровы, приуроченные соответственно к речным террасам — от самых высоких до низких включительно, чем и определяется их возраст в целом.

Большинство туфов и туфолав имеет состав дацитов и трахидацитов. Фациальной разновидностью туфолав при той же степени кислотности являются широко развитые в Армении пемзы, представляющие собой пористые вулканические стекла трахидацитового состава.

На Большом Кавказе вулканические проявления четвертичного времени приурочены к двум районам — Эльбурскому и Казбекскому. Массив горы Эльбрус сложен главным образом палеогеновыми и неогеновыми эффузиями (по К. Н. Паффенгольцу, олигоценовыми) — липаритами, делленитами, туфами («нижняя» толща). Более молодые (акчагыльские) лавы — дациты покрывают эту толщу и слагают длинный (27 км) поток, спускающийся по ущелью р. Малки, где он залегает на позднеплиоценовой эрозионной террасе (240—280 м).

Эффузивы Казбекского района представлены андезито-дацитами, дацитами и андезитами и лишь местами андезито-базальтами; реже встречаются липарито-дациты. Излияния были явно одновременными, но вопрос об их последовательности требует еще уточнения. Вулканические пеплы известны в пределах Северного Кавказа в отложениях древних аккумулятивных террас (не моложе рисских) в бассейнах Терека и Кубани. На южном склоне Главного хребта также известен ряд мелких четвертичных эффузий: андезитов, андезито-базальтов и базальтов.

Особое положение занимают сопочные образования — результат проявлений грязевого вулканизма в крайних северо-западных и юго-восточных частях Большого Кавказа, в зонах его погружения. Сопочные брекчи отлагались, по-видимому, в течение всего четвертичного периода.

Формационный анализ магматических образований Кавказской складчатой системы

Кавказская складчатая система рассматривается большинством исследователей как образование с полициклическим развитием — выделяются каледонские, герцинские и альпийские структуры.

В принятой схеме структурного районирования, являющейся обобщением схем В. Г. Грушевого (1953), Е. Е. Милановского и В. Е. Хапна (1963), выделяются следующие структурно-формационные зоны (рис. 79): 1) Лабинно-Малкинская; 2) зона Главного хребта Большого Кавказа; 3) Абхазско-Рачинская и Сомхето-Кафанская зоны; 4) Севанпо-Аберинская зона; 5) Аджаро-Триалетская зона и зона Талыпа; 6) складчатая зона Армении и Нахичеванская складчатая зона.

Определяющим признаком в принятой схеме служит время замыкания геосинклинали и инверсии, т. е. возраст главнейших складчатых структур.

Для древнейших образований Кавказа, для которых принимается докембрийско-раннепалеозойский возраст и которые выделяются в каледонские структуры, не удается произвести формационное деление магматических образований.

Магматизм герцинского тектово-магматического цикла (рис. 80) представлен большим разнообразием магматических проявлений, получивших особенно широкое развитие в Лабинно-Малкинской зоне и в зоне Главного хребта Большого Кавказа.

В Лабинно-Малкинской зоне развита средне-позднедевонская вулканогенная кератофир-спилитовая формация раяпих стадий. Интрузивные формации ранних стадий представлены гипербазитовой (дунит-гарцбургитовой), габбро-диорит-плагногранитовой и габбро-диабазовой формациями. Гипербазитовая формация среднего девона — раннего карбона образует два прерывистых пояса, контролируемые региональными глубинными разломами. Она детально описана в работах Д. П. Сердюченко (1949), Н. Д. Соболева (1952), А. А. Каденского (1956) и В. В. Плоско (1965).

В габбро-диорит-плагногранитовую формацию выделены габброиды, кварцевые диориты, гранодиориты, плагнограниты и плагноаляскиты уруштинского комплекса и так называемые «северные граниты» (Малка, Мушт, Тызыл, Эникаон, Бескес, Сахрай, Даховский). Их объединяет общее структурно-тектоническое положение, время проявления, близость состава и отчетливо проявленный натровый характер пород.

К габбро-диабазовой формации отнесены образования зоны Главного хребта от истоков Маруха и Аксаута до Большой Лабы.

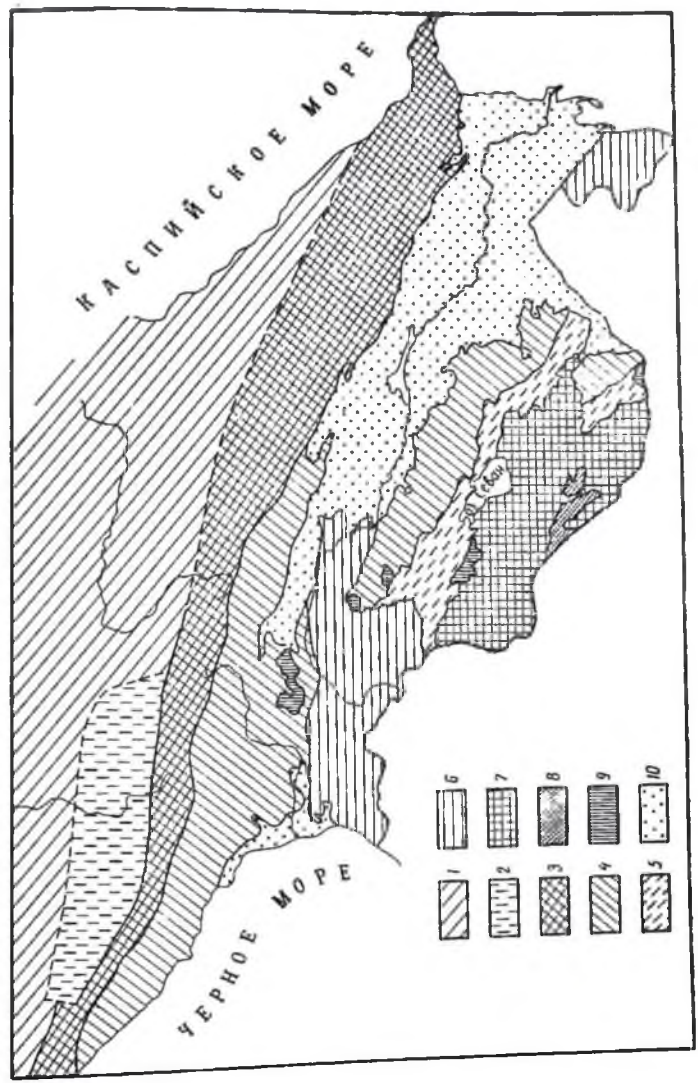
Средние стадии в Лабинно-Малкинской зоне и зоне Главного хребта Большого Кавказа устанавливаются на границе раннего и среднего карбона, поскольку отложения среднего и позднего карбона резко несогласно ложатся на образования раннего палеозоя и раннего карбона и представлены сероцветными континентальными молассовыми толщами. К средним стадиям относятся складчатые граниты Главного хребта Большого Кавказа, характеризующиеся многофазным формированием и существенно калиевым характером. Синхронные образования близкого состава выделяются в Дзирульском, Храбском, Локском и Араканском массивах.

В настоящее время еще нет достаточно данных для выделения магматических формаций поздних стадий герцинского цикла.

Альпийский тектово-магматический цикл охватывает время от ранней юры до антропогена.

Рис. 79. Схема структурного районирования Кавказа

1 — Предкавказье; 2 — Дабинго-Мельничская зона; 3 — зона Главного хребта; 4 — Большой Кавказ; 5 — Абхазско-Рачинская и Сочинско-Кабардинская зоны; 6 — Сванско-Ахчипетская зона; 7 — Арцвазно-Триалетская зона и зона Талыша; 8 — Кавказская складчатая зона; 9 — мегалийская складчатая зона; 10 — Армянская складчатая зона; 11 — кристаллическая масса; 12 — Рязано-Куринская депрессия (Закавказский срединный массив)



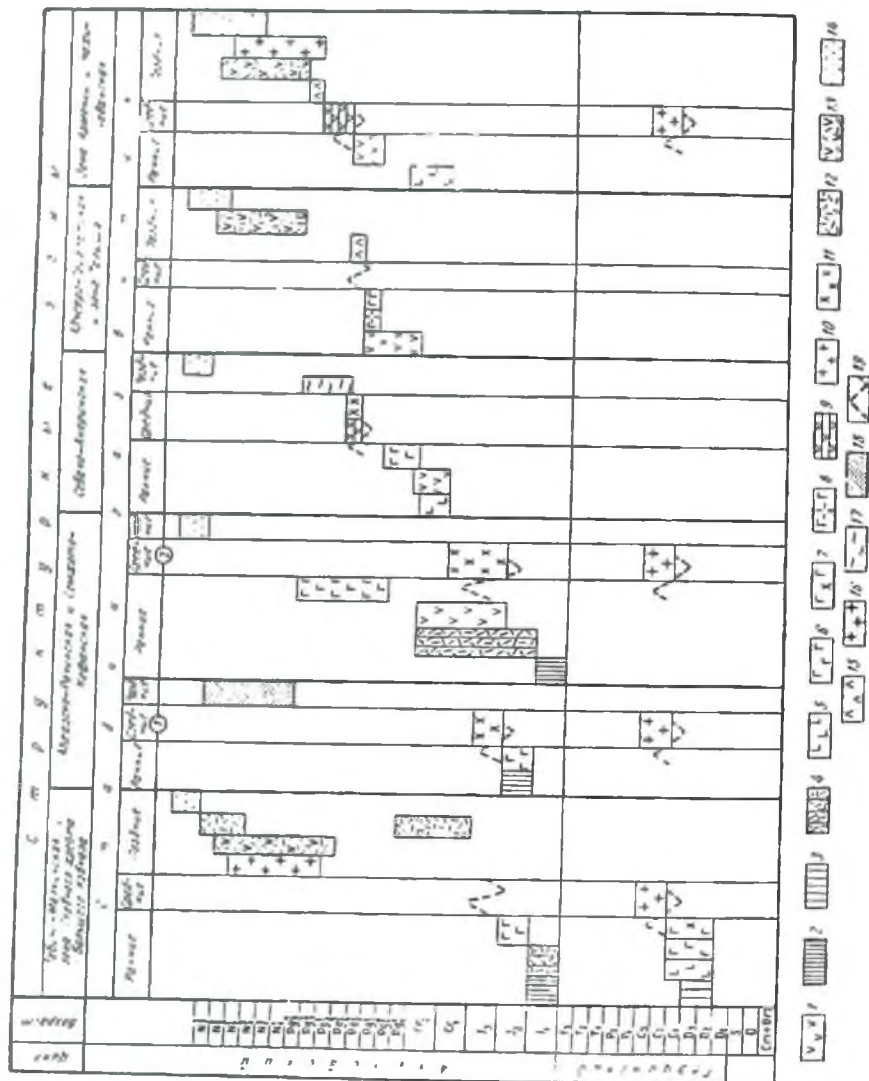


Рис. 80. Схема развития магматизма Кавказа
 Формации ринитовых стадий. Ринитовые
 вальтовые и андезитовые порфи-
 ровые и лава-порофировые, 1 — порфироидный (базальтовый и андезитовый) порфи-
 ровый, 2 — коралловый, 3 — порфироидный
 спилитовый, 4 — кварцевый порфироидный
 базальтовый, 5 — ультрабазитовый (ультра-габброитовый)
 6 — габбро-диоритовый, 7 — габбро-диорит-андезитовый, 8 — габбро-диоритовый
 базальтовый, 9 — базальтовый и андезитовый
 порфировый, андезитовый и лава-порофировый, интрузивный, 10 — гранодиоритовый, 11 — гранодиоритовый
 интрузивный, 12 — лава, 13 — андезитовый и андезит-лава
 андезитовый, 14 — андезитовый и андезит-лава
 андезитовый, 15 — базальт-трахитовый, интрузивный, 16 — базальт-трахитовый, интрузивный
 17 — гранодиорит-гранитовый, 18 — шесточный нефелиновый
 гранитовый, 19 — инверсия

В Лабинно-Малкинской зоне и зоне Главного хребта Большого Кавказа магматические формации ранних стадий представлены: 1) спилит-диабазовой раннеюрской формацией Северной Осетии и Терекско-Ассинского района, 2) раннеюрской формацией кварцевых кератофиров, развитой в северной зоне продольных депрессий, 3) габбро-диабазовой формацией, к которой отнесен диабазовый пояс восточной части Большого Кавказа.

Магматические формации средних стадий в Лабинно-Малкинской зоне и зоне Главного хребта Большого Кавказа отсутствуют.

Магматизм поздних стадий проявлен: 1) дацит-липаритовой и липаритовой формацией раннемеловой — раннепалеоценовой в осевой части Главного хребта Западного Кавказа (бессейн рек Туапсе, Пшиша и Пшеха) и плиоценовой в центральной части Кавказа (Верхне- и Нижне-Чегемское вулканические нагорья); 2) андезитовой и андезит-дацитовой формацией, олигоцен-плиоценовой (Кельское вулканическое нагорье и Эльбрус).

Интрузивные формации поздних стадий представлены гранодиорит-гранитовой формацией, возрастной интервал становления которой охватывает время от среднего олигоцена до начала плиоцена. В эту формацию выделены трахилипариты Пятигорья, Тырныауза, гранодиорит-порфиры Джунгусу, Сангутидова, Тепли, Кароби, Цурунгала и мелкие тела гранитов в массиве горы Ушбы в Верхней Сванетии.

Завершился магматизм на Большом Кавказе проявлением андезитовой и андезит-дацитовой формаций четвертичного возраста (Казбекский район).

Абхазско-Рачинская и Сомхето-Кафанская зоны рассматриваются большинством исследователей как типичная раннеальпийская эвгеосинклиналь.

Широкое развитие на доинверсионной стадии здесь получила ранне- и среднеюрская спилит-диабазовая формация, а с поднятиями внутри геосинклинали связаны (в Сомхето-Кафанской зоне) формация кварцевых кератофиров (средняя юра — поздний мел).

Замыкание геосинклинали в осевой части зоны, наступившее на границе средней и поздней юры в Абхазско-Рачинской зоне и более продолжительное (поздняя юра — ранний мел) в Сомхето-Кафанской зоне, сопровождалось проявлением складчатой гранодиоритовой формации средних стадий (гранитоидные массивы Гумпсты, Келасурп, Шамхорского и Мровдагского антиклинориев и т. д.). По периферии Сомхето-Кафанской зоны в позднем мелу сохранялся геосинклинальный режим и накапливалась вулканогенная формация базальтовых и андезитовых порфиритов и дацитовых порфиритов.

К образованиям поздних стадий относится формация щелочных габброидов и лампрофилов неогенового возраста (Кутанский район) и базальтовая формация четвертичного возраста.

Севано-Акеринская зона примыкает с юга к Сомхето-Кафанской и представляет собой глубокий геосинклинальный прогиб, выполненный мощными толщами юры, мела, а в северо-западной части зоны — палеогена. В составе Севано-Акеринской зоны рассматривается часть Мегринского блока, ограниченного с востока палеозойским выступом, а с запада крупным Дебаклинским нарушением. Инверсия геосинклинали и складчатость в зоне наступили в позднемеловое время. На ранних стадиях здесь получили развитие позднемеловая вулканогенная порфиритовая формация, гипербазитовая (дунит-гарцбургитовая) формация (поздний

мел — начало эоцена) и габбро-диабазовая формация палеоцен-ранне-эоценового возраста. Складчатые формации представлены позднеэоценовой формацией базальтовых и андезитовых порфиритов, дацитовых и липаритовых порфиров, развитой в северо-западной части зоны, и позднеэоценовой гранодиоритовой формацией, широко распространенной в Баумском, Намбакском хребтах и в Мегринском блоке.

Образованиями поздних стадий являются щелочные и нефелиновые сиениты Намбака и Мегри. Завершается магматизм в Севано-Акеринской зоне проявлением четвертичной базальтовой формации.

В Аджаро-Триалетской зоне и зоне Талыша замыкание геосинклинали и складчатость отмечаются в предпозднеэоценовое время.

Верхний эоцен с угловым несогласием ложится на средний эоцен. В позднем эоцене по периферии зоны идет накопление гипсоносных глин и песчаников. В принятой схеме в составе Аджаро-Триалетской зоны рассматривается обширное Ахалкалакское нагорье.

На ранних стадиях в Аджаро-Триалетской зоне и в Талыше широко проявилась позднемиоценовая — среднеэоценовая вулканогенная порфиритовая формация. Интрузивные формации этих стадий представлены габбро-сиенитовой среднеэоценовой формацией, в которую отнесены образования типа Мериси и Цихис-Даири, и среднеэоценовой габбро-диабазовой формацией.

Формации средних стадий здесь не выделяются.

На поздних стадиях в Аджаро-Триалетии и Талыше идет образование позднеэоценовой базальт-трахитовой формации Гурли и щелочных пород Талыша. В юго-восточной части Аджаро-Триалетской зоны и в Ахалкалакском нагорье широкое развитие получила мио-плиоценовая андезитовая и андезит-дацитовая формации и более поздняя позднеплиоцен-четвертичная — базальтовая формация.

В складчатой зоне Армении и в Нахичеванской зоне альпийская геосинклиналь закладывается в позднем мелу на жестких герцинских структурах, а в конце эоцена и в олигоцене отмечается интенсивное воздымание и замыкание геосинклинали. Миоцен представлен (в Ереванском синклинории) преимущественно лагуновыми отложениями, т. е. образованиями поздних стадий.

Магматизм ранних стадий характеризуется гипербазитовой (поздний мел — ранний плиоцен) формацией, слагающей так называемый Ведивский пояс, и средне-позднеэоценовой порфиритовой формацией Ордубадского синклизория. Образованиями средних стадий является формация базальтовых и андезитовых порфиритов, дацитовых и липаритовых порфиров (Варденизский, Даралагезский и Зайгезурский хребты).

На поздних стадиях широкое развитие получили андезитовая и андезит-дацитовая мио-плиоценовая формация Арагаца и Карабахского нагорья, плиоцен-четвертичная базальтовая формация Арагана, Гегамского и Варденизского хребтов. Весьма ограничено проявлена базальт-трахитовая формация Западного Даралагеца позднеолигоценного возраста. Интрузивный магматизм этой стадии представлен гранодиорит-гранитовой формацией позднеолигоцен-миоценового возраста, к которой относятся интрузии Даралагеца, Нахичеванской АССР, порфировидные гранодиориты и граниты Мегринского блока.

Краткий формационный анализ позволяет отметить следующие особенности магматических образований Кавказа:

1) наиболее полно представлен магматизм ранних стадий тектономагматического цикла;

2) в тех структурно-формационных зонах, где широко проявлен магматизм ранних стадий (Абхазско-Рачинская и Сомхето-Кафанская), магматизм поздних стадий имеет резко подчиненное значение;

3) отсутствуют магматические проявления средних стадий альпийского тектопо-магматического цикла на Большом Кавказе и в Аджаро-Триалетской зоне.

СЕВЕРО-ВОСТОК И ДАЛЬНИЙ ВОСТОК

Восточная окраина СССР — Северо-Восток и Дальний Восток — в геотектоническом отношении представляет собой северо-западную часть грандиозной планетарной структуры, окаймляющей Тихоокеанскую впадину и выделяемой под названием Тихоокеанского подвижного пояса.

В пределах пояса выделяются внешняя (по отношению к Тихоокеанской впадине) и внутренняя зоны, различающиеся по строению земной коры, возрасту складчатых сооружений и характеру магматизма.

Геологические структуры внешней зоны располагаются на коре континентального типа; они сформированы преимущественно мезозойскими (точнее, палеозойско-мезозойскими) движениями и входят в состав Верхояно-Чукотской складчатой области, Сихотэ-Алинской складчатой системы и Охотско-Чукотского вулканического звена Восточно-Азиатского вулканического пояса. Для этих структур характерно преобладание в разрезе терригенных толщ, сравнительно слабое проявление основного магматизма в ранние стадии развития (в частности, отсутствие или крайняя редкость спилит-кератофировых, офиолитовых формаций) и широкое развитие в средние и поздние стадии магматизма кислого состава, в том числе разнообразных гранитоидных интрузий.

В состав внешней зоны входят также соприкасающиеся с ними участки земной коры, консолидированные в докембрии или раннем палеозое, иногда пережившие платформенную стадию и затем подвергшиеся тектоно-магматической активизации в результате развития мезозойского Тихоокеанского пояса. К ним относятся: Чукотский остаточный массив на крайнем северо-востоке Азии; группа средних и остаточных массивов между Яно-Колымской и Чукотской складчатыми системами — Колымский, Омолонский и более мелкие — Яблонский (или Аллермаутский) и Тайгоносский; Охотский остаточный массив в южной части Яно-Колымской системы; Хавкайский массив на юге Сихотэ-Алинской складчатой системы. Для большинства этих структур характерно развитие мезозойского магматизма, в краевых частях зон во многом сходного с магматизмом мезозойских складчатых областей: в центральных частях поднятий проявления мезозойского магматизма в ряде случаев отличаются по составу от синхронных комплексов складчатых областей (например, возрастает роль щелочных разновидностей).

Для палеозойско-мезозойских складчатых областей характерно также наличие структур, сформированных в среднепалеозойское (герцинское) время; таковы Куульское и Алярмаутское поднятия в Чукотской системе; Полоусненское, Тасхяхтасское, Омулёвское и Сеттэ-Дабанское поднятия в Яно-Колымской системе*; структуры Гродековской зоны в Сихотэ-Алинской системе. Магматизм этого времени проявлен в Сихотэ-Алинской и Яно-Колымской системах, но его развитие резко уступает развитию позднемезозойского магматизма.

* Ряд исследователей включают Полоусненское, Тасхяхтасское и Омулёвское поднятия в состав Колымского среднего массива.

Далее в мезозойских складчатых областях выделяются структуры-консолидированные в раннемезозойское время: Аляско-Чуанское поднятие и Чукотской системе; Западно-Верхоянское, Нельгехипское, Аля-Уряхское, Балыгычанское поднятия в Япо-Колымской системе; Кукавское, Пиланское и Центрально-Сихотэалинское поднятия в Сихотэ-Алиинской системе. Магматические проявления этого времени (основного состава в некоторых геосинклинальных прогибах и гранитоидного в районе Бурейнского массива) не пользуются широким развитием.

Для зон ранней консолидации наиболее характерны проявления позднеюрского и мелового магматизма, локализованные в наложенных структурах.

Во второй половине мезозоя происходит общая инверсия во внешней зоне подвижного пояса. Структуры, сформированные в это время, обычно выступают в виде прогибов или синклинорий: Олойский синклинорий в Чукотской системе; Иньяли-Дебинский, Верхне-Индибирский и Южно-Верхоянский синклинории в Япо-Колымской системе. В Сихотэ-Алиинской складчатой системе выделяются зоны позднеюрской консолидации — Южно-Приморская и Даубихинская, раннемеловой консолидации — Нижне-Бикинская, Горинская, Северо-Сихотэалинская и позднемеловой консолидации — Амурская, Тумнинская и Восточно-Сихотэалинская. Магматизм поздней юры и мела, преимущественно кислого состава, наиболее развит в пределах всей внешней зоны Тихоокеанского подвижного пояса.

Структура внутренней зоны Тихоокеанского подвижного пояса образована на земной коре, имеющей «мозаичное» строение, с чередованием участков континентального, океанического и промежуточного типов. Они сформированы кайнозойскими движениями и характеризуются широким развитием подводного вулканизма основного состава (включая спилит-кварцевые формации), появлением офолитовых интрузивных формаций и незначительной ролью интрузий среднего, умеренно кислого и щелочного состава. К структурам внутренней зоны относится Корьяско-Камчатская складчатая область, в которой выделяются четыре структурно-формационные зоны: Пекульнейская, Западно-Корьяско-Камчатская, Центрально-Корьяско-Камчатская и Восточно-Камчатская; продолжением последней является Курильская островная дуга. К внутренней зоне относятся структуры о. Сахалин, а также прилежащие окраинные моря Восточной Азии.

Структуры внешней и внутренней зон Тихоокеанского пояса разделяются планетарной структурой, получившей название Восточно-Азиатского вулканического пояса; в пределах СССР выделяются два его звена — Охотско-Чукотское и Восточно-Сихотэалинское.

Для структур характерно широкое развитие магматических формаций мелового — палеогенового возраста, состав которых меняется от андезит-гранодиоритового до липарит-гранитового, а затем, обычно через щелочные разновидности, до толеитовых базальтов.

Сихотэ-Алиинская складчатая система

В Сихотэ-Алиинской складчатой системе и Ханкайском древнем остаточном массиве известны магматические образования (рис. 81), предположительно относящиеся к трем тектоно-магматическим циклам: раннепалеозойскому (позднебайкальскому), палеозойскому (герцинскому) и мезозойско-кайнозойскому (табл. 26).

Схема развития магматизма в Сихотэ-Алинской складчатой системе

Возраст	Стадия развития	Вулканические образования	Интрузивные комплексы
Четвертичный — неоген	<i>Мезозойско-кайнозойский тектоно-магматический цикл</i>		
	Стабилизация	Базальт-трахибазальтовая и базальтовая формации	
Палеоген — поздний мел	Постинверсионная	Двайт-липаритовая («порфировая») формация; палеогеновый вулканический комплекс позднемеловой (маастрихт-датский) вулканический комплекс	Прибрежный, верхне-уломинский, мяо-чанский и баче-лазский Габбро-диорит-гранитовые
Севон — готерлв	Инверсионная	Андезитовая формация	Нижнеамурский габбро-диорит-гранодиорит-гранитовый Хунгарийская серия гипербазитового, габбрового и гранитового комплексов
Валааншп — поздний триас	Геосинклинальная	Сплит-диабазовая формация	
Поздняя юра	<i>Палеозойско-раннемезозойский тектоно-магматический цикл</i>		
	Стабилизация	Щелочно-базальтоидная формация	Кокшаровский — щелочных ультраосновных пород и карбонатитов
Поздняя юрмь	Постинверсионная	?	Седанский габбро-диорит-гранодиорит-гранитовый
Поздний и средний палеозой	Инверсионная и геосинклинальная	Андезитовая формация; сплит-диабазовая формация	Гродковский гранитовый, вознесенский гранитовый, шмаковский гранитовый, таудеминский плагиогранит-гранодиоритовый Ашешский — ультраосновных и основных пород
Ранний кембрий — средний протерозой	<i>Байкальский тектоно-магматический цикл</i>		
	?		Основных и ультраосновных пород

Ранний палеозой (кембрий)

Раннепалеозойским считается комплекс основных и ультраосновных пород, имеющих крайне ограниченное распространение в пределах Хан-рассланцованные серпентинизированные пироксениты, серпентиниты, амфиболиты и дайковые габбро-диабазы. Согласно интрузивности принимается на основании залегания их среди нижнекембрийских карбонатных пород и наличия гальки в конгломератах предположительно среднекембрийского возраста. Контакты интрузии четкие: вмещающие породы перекристаллизованы и скаполитизированы.

С этими интрузиями связаны мелкие проявления никелевой минерализации.

Средний и поздний палеозой

Значительные вулканические проявления подводного характера геосинклинальной стадии герцинского тектоно-магматического цикла изучены слабо. Они относятся к карбону и ранней перми. В центральной части Сихотэ-Алиня известна раннекарбонная вулканогенно-осадочная толща мощностью 1200 м, сложенная диабазовыми порфиритами, их туфами и туффитами, чередующимися с алевролитами и кремнистыми породами. В самом конце карбона или в начале перми в ряде прогибов накапливались сходные с ними вулканогенные образования, представленные диабазитами, альбитизированными диабазовыми порфиритами, их туфами и спилитами, переслаивающимися с кремнистыми породами, алевролитами и содержащими линзы и прослои известняков с фауной ранней перми. Мощность их варьирует от 600 до 3000 м. Эффузивные породы составляют 60—70% толщи. Это кремнисто-вулканогенная спилит-диабазовая формация. Интрузивными аналогами ее являются пластовые тела, сложенные амфиболитовыми габбро, габбро-норитами, габбро-диоритами, амфиболитами и серпентинитами и залегающие среди пермских отложений. Интрузии приурочены исключительно к южной части Центрально-Сихотэ-алинской структурно-формационной зоны.

В ранней перми, на восточной, южной и юго-западной окраинах Ханкайского массива и в примыкающих к нему частях Даубихинского

Рис. 81. Схема размещения магматических образований в Сихотэ-Алине и Нижнем Приамурье
1 — древние поднятия: ХБ — Хингано-Бурейский массив, П — Ханкайский массив, 2 — структурно-формационные зоны, превратившиеся в качестве поднятий в первой половине триаса: Н — Ниламенская, К — Кукальская, ЦСА — Центрально-Сихотэалинская (главный антиклинорий), Гр — Гроденковский; 3 — структурно-формационные зоны, превратившиеся из прогибов и поднятий в поздней юре (Б — Бурейская, Д — Даубихинская, П — Переходная) или в разрыве между (Ам — Амгуньская, Г — Горнская, ССА — Северо-Сихотэалинская, НБ — Нижне-Бактинская); 4 — структурно-формационные зоны, превратившиеся на прогибах в поднятия в сеноне: А — Амурская, Т — Туминская, ВСА — Восточно-Сихотэалинская (главный синклинорий); 5 — вулканический Баркальский (Ба); 6 — Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс (ВСАВ); 7 — Амурская; 8 — Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс (ВСАВ); 9 — Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс (ВСАВ); 10 — даубихинский вулканический комплекс; 11 — миоценовый вулканический комплекс; 12 — палеогеновый вулканический комплекс; 13 — средневерхнеюрский вулканический комплекс; 14 — ранний раннеюрский осадочно-вулканический (нижне-средний) комплекс; 15 — средне- и позднепалеозойские вулканогенно-осадочные образования основных, средних и кислых эффузивов и туфов, интрузивные образования; 16 — прерывный позднепалеогеновый комплекс; 17 — миоценовый, бачелазский и верхне-удоминский позднепалеогеновый комплекс; 18 — нижнеамурский позднепалеогеновый комплекс; 19 — хунгарийский раннепалеогеновый комплекс; 20 — южноурский юрский комплекс; 21 — позднепермский комплекс (седаньинский и габроиты Центрального Сихотэ-Алиня); 22 — гроденковский позднепалеозойский комплекс; 23 — среднепалеозойские комплексы (ашенский, таудемитский, пмаковский, вознесенский)

прогиба, в обстановке прогрессирующих восходящих движений накапливались осадочно-вулканогенные образования. Низы их представлены андезитовыми порфиритами (афировыми и гналофировыми), лито-кристаллокластическими и пепловыми туфами с подчиненными прослоями туфокогломератов, песчаников и алевролитов с раннепермской флорой. Мощность этой части разреза 650 м. Верхи раннепермской толщи состоят из пирокластических и вулканомиктовых пород. В западной части Даубихинского прогиба они имеют кислый состав: фельзиты, фельзит-порфиры и туфы, переслаивающиеся с туфокогломератами и алевролитами. По химическому составу раннепермский вулканический комплекс, по данным Ю. Н. Размахвина, обладает заметно выпяченной щелочностью, связанной с интенсивной альбитизацией.

В поздней перми, в обстановке все возрастающей дифференциации геосинклинальной области, в бассейнах рек Монгулая, Суифуна, Сидемп накапливались осадочные, туфогенно-осадочные и эффузивные образования. Нижняя толща представлена чередующимися мидалекаменными и афировыми плагиоклазовыми и пироксеновыми андезитовыми порфиритами и их туфами с известняками, песчаниками, туфопесчаниками; верхняя — образования туфами и туфолавами фельзитовых порфиров, фельзитов, туффитами и туфопесчаниками с флорой. Общая мощность этих образований около 3000 м. Наземный вулканизм смешанного состава более мощно проявился в периферических частях Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы, примыкающей к Ханкайскому древнему массиву. Подводный же вулканизм среднего и в меньшей мере кислого состава более развит в ее центральных частях. Позднепермские и частично раннепермские (Даубихинский прогиб) вулканогенные образования относятся к формации базальтовых и андезитовых порфиритов, дацитовых и липаритовых порфиров.

Интрузии средне- и позднепалеозойского возраста распространены в Приморье в зонах сочленения Сихотэ-Алинской геосинклинали с жесткими массивами и в пределах последних. Выделяется несколько пространственно разобщенных комплексов, отличающихся друг от друга составом пород и частично — возрастом. Последнее, вероятнее всего, обусловлено неодновременной герцинской активизацией Китайской платформы и прилегающих к ней территорий. К среднему палеозою относятся интрузивные комплексы: анненский, таудеминский, شماковский и вознесенский, к позднему — гродековский и седанкинский.

Анненский комплекс является наиболее ранним проявлением среднепалеозойского интрузивного магматизма. Породы его распространены в южной части Центрально-Сихотэалинской структурно-формационной зоны и приурочены к стыку Сихотэ-Алинской геосинклинали с гипотетическим выступом Сивокорейского шпта широтного направления (скрытого под водами Японского моря) и отчасти к Даубихинскому глубинному разлому.

Размеры интрузивных тел колеблются от 2—3 до 30—40 км². Массивы вытянуты в широтном и северо-восточном направлениях. Контакты с вмещающими породами обычно тектонические. Среднепалеозойский возраст принимается условно. По данным Б. И. Васильева, они прорывают терригенно-вулканогенные образования предположительно силурийско-девонского возраста и перекрываются отложениями нижней перми. Абсолютный возраст пород, определенный аргонным методом (Н. И. Полевая, ВСЕГЕИ), равен 315 млн. лет.

В составе комплекса выделяются прроксениты, габбро-пориты, пироксеновые и пироксен-амфиболовые габбро, габбро-диориты, кварцевые

диориты. Дайковые породы представлены габбро-диабазами, диабазовыми и диоритовыми порфиритами. Характерными признаками пород являются неоднородность, полосчатые текстуры, интенсивный катаклаз и бластез, интенсивные наложенные изменения (амфиболитизация, эпидотитизация, карбонатизация, скаполитизация и пр.).

К этим породам чрезвычайно близки так называемые «сергеевские габброиды», слагающие крупный массив, по-видимому, межформационное сергеевские габброиды» считают позднепермскими (Иванов, Надежкина, 1962) и даже раннемеловыми.

С габброидами анненского комплекса связаны мелкие рудопроявления магнетита.

Гранитоиды таудеминского комплекса пространственно тесно связаны с габброидами анненского комплекса. Они сложены массивы средних размеров и неправильной формы, размещающиеся цепочками широтного и северо-восточного направлений и сформировавшиеся на умеренных глубинах. Комплекс представлен биотитовыми и биотит-роговообманковыми плагногранитами, гранодиоритами, плагноклаз-микроклиновыми гранитами, в редких случаях лейкократовыми гранитами и связанными с ними пегматитами и гранит-порфирами. Петрохимически эти гранитоиды близки к среднему граниту. Характерны для комплекса умеренно кислый состав по род, богатство их апатитом и сфеном, обилие пегматитов.

Среднепалеозойский возраст таудеминского комплекса принимается также условно. Гранитоиды имеют эруптивные контакты с отложениями силура—девона и анненскими габброидами и перекрываются нижнепермскими отложениями. Абсолютный возраст их равен 310—350 млн. лет; одно определение дало 460 млн. лет.

На контактах с гранитоидами во вмещающих породах в некоторых случаях проявлены мигматизация, микроклинизация и кварцевый метасоматоз. Рудной минерализации, связанной с этим комплексом, не установлено.

К шмаковскому комплексу относится крупный плутон (Шмаковский) в зоне сопряжения Сихотэ-Алиньской геосинклинали с Ханкайским массивом, приуроченный к Западному структурному шву. Плутон резко вытянут в северо-восточном направлении; площадь его более 3500 км². Он имеет эруптивные взаимоотношения с допалеозойскими кристаллическими породами и эффузивно-терригенно-карбонатными отложениями кембрия. На контактах во вмещающих породах отмечаются незначительная мигматизация, ороговикование и скарнирование. Верхний возрастной предел плутона считается допермским по наличию галек гранитов, сходных со шмаковскими, в базальных конгломератах верхов верхней перми. Данные абсолютного возраста (Н. И. Полевая, ВСЕГЕИ) весьма разноречивы: 460, 310, 250—180 млн. лет. Первое значение заставляет допускать более древний возраст гранитов (ранний палеозой), последние, вероятнее всего, указывают на «омоложение» их под влиянием позднепалеозойских и мезозойских интрузий, широко проявленных в зоне Западного глубинного разлома.

Шмаковский комплекс представлен кислыми микроклиновыми гранитами и в эндоконтактах граноспелитами, повсеместно катаклазпроваиваемыми и перекристаллизованными с развитием порфиробластовых структур. Характерными чертами их являются преобладание калиевого полевого шпата над плагноклазом, значительное количество кварца, бедность цветными и акцессорными минералами, пересыщенность кремнеземом,

гливоземом и щелочами при преобладании калия над натрием, резко пониженное содержание железа, магния, титана. Жильная фация гранитов (аплиты, пегматиты) проявлена крайне слабо. Граниты шмаковского комплекса являются типичным представителем формации батолитовых гранитов. Рудоносность комплекса не установлена.

Интрузии Вознесенского комплекса имеют ограниченное распространение в пределах Ханкайского массива (Вознесенское рудное поле). Они размещаются в разрывных нарушениях, секущих древние допалеозойские структуры. Массивы небольшие (до 20 км²), вытянутые в северо-западном и субмеридиональном направлениях. Контакты их крутые и резкие; в аэкоконтактах развиты роговики, грейзены и скарны.

В составе комплекса, по данным М. Г. Руб, выделяются породы двух интрузивных фаз. Первая фаза представлена породами, близкими к габбро-габбро-диоритам, диорито-монцитам, сненитами, сненито-монцонитами и др., т. е. породами, образовавшимися в результате глубинной ассимиляции гранитной магмой железо-магнезиальных пород. Ко второй фазе относятся биотитовые микроклиновые и турмалинсодержащие аляскиновые граниты. По химическому составу породы второй фазы близки к среднему граниту с несколько большей щелочностью и кислотностью и повышенным содержанием фтора, лития, олова.

Среднепалеозойский возраст комплекса принят условно; некоторые исследователи считают его более древним. Массивы его прорывают образования позднего протерозоя и кембрия и в свою очередь прорываются, по данным Ю. Г. Иванова, гранитоидами гродековского позднепалеозойского комплекса. Абсолютный возраст равен 300—340 млн. лет (аргоновый метод; Н. И. Полева, ВСЕГЕИ).

С породами первой фазы связаны мелкие скарновые железорудные проявления, а с гранитоидами — редкометалльная (олово, вольфрам) и флюоритовая минерализация.

Гранитоиды гродековского комплекса развиты в пределах Ханкайского массива и Гродековской структурно-формационной зоны и, вероятнее всего, являются позднескладчатыми. Они образуют крупные батолитовые тела, сформировавшиеся на средних глубинах. Контакты с вмещающими породами резкие; терригенные отложения превращены на контактах в роговики, а карбонатные породы — в скарны. Гранитоиды интродуруют в отложения силурийско-каменноугольного возраста, а галька их содержится в пирокластических образованиях низов верхней перми. Абсолютный возраст гранитоидов равен 240—280 млн. лет, что согласуется с геологическими данными и позволяет считать их раннепермскими.

Породы комплекса представлены нормальными биотитовыми, крупнозернистыми, иногда порфиroidными гранитами, характеризующимися несколько пониженным содержанием окислов кальция, магния и титана и наличием аксессуарных фтора, бериллия. С гранитами связаны аплиты, гранит-порфиры в пегматиты.

Гродековский комплекс сопровождается железорудной (скарновой), молибденовой и олово-вольфрамовой минерализацией, не имеющей промышленного значения.

К этому же комплексу, вероятно, относится часть массивов в зонах влияния Западного и Даубихинского структурных швов — Вакский, Кабарганский. Анучинский и другие массивы. Формирование их произошло позже, чем микроклиновых гранитов Гродековской зоны, — ими прорваны эффузивные образования условно раннепермского возраста. По данным

3. В. Сидоренко, наиболее крупный Вакский массив является двухфазным. Первая фаза представлена гранитами, содержащими большее количество калиевого полевого шпата, чем гродековские граниты, а вторая — еще более кислыми лейкократовыми гранитами, в которых широко проявлены пневматолито-гидротермальные процессы грейзенизации, альбитизации, кварцевого метасоматоза, флюоритизации.

Седакпский интрузивный комплекс выделяется впервые. Он широко развит на территории Южного Приморья, преимущественно в краевых прогибах Ханкайского массива. Вероятнее всего, он является послескладчатым, сформировавшимся на небольших глубинах в условиях консолидации палеозойских складчатых зон. Интрузия его приурочена к тектоническим нарушениям субмеридионального и широтного направлений и тесно связана с позднепермскими эффузивами среднего и кислого состава. Небольшие, вытянутые в одном направлении массивы располагаются дискордантно по отношению к складчатым структурам палеозоя.

Комплекс многофазный. К наиболее ранней интрузивной фазе относятся пироксен-амфиболовые диориты, кварцевые габбро, кварцевые диориты, слагающие самостоятельные тела. Характерными особенностями их является наличие ортоклаза и кварца (до 10%), игольчатая форма роговой обманки и повышенные содержания кремнезема и щелочей. Поздние фазы представлены гранодиоритами, двуполошпатовыми гранитами (адамеллитами), плагногранитами, гранитами. Гранитоиды характеризуются графическими структурами, преобладанием плагноклаза над ортоклазом, а в отношении химизма пониженным содержанием кремнекислоты и преобладанием натрия над калием. Они сопровождаются многочисленными дайками гранодиорит-порфиритов. Гранитоиды седакпского комплекса интродуцируют породы ранней фазы комплекса, гранитоиды гродековского комплекса, терригенные и вулканогенные образования пермского возраста и перекрываются базальными конгломератами нижнего триаса. Абсолютный возраст их равен 170—220 млн. лет (Н. И. Полева, ВСЕГЕИ).

С седакпским интрузивным комплексом предполагается связь золотой и вольфрамовой минерализации.

Мезозой и кайнозой

Триас, юра

В начале мезозойской эры Сихотэ-Алинь является областью устойчивого воздымания. Лишь в позднем триасе в восточной ее части вновь закладываются геосинклинальные прогибы начала мезозойско-кайнозойского тектоно-магматического цикла. В то же время западная и центральная части области (Центрально-Сихотэалинская зона) еще и в поздней юре находятся в относительно стабильном состоянии. Свидетельством этого являются покровы авгититов и пикритовых порфиритов правобережья Бикина, щелочных базальтоидов бассейнов рек Фудзина и Улахе (р. Лога) и кокшаровский интрузивный комплекс.

Вулканические образования юры представляют собой своеобразный щелочно-базальтоидный комплекс пикритовых порфиритов, авгититов, vitro- и кристаллокластических туфов и туфобрекчий субщелочных базальтоидов. Мощность их 120—200 м. Геологическое положение комплекса определяется залеганием на морских терригенных отложениях

перми и средней юры и перекрыт валажипскими осадочными образованиями. Повышенная щелочность базальтоидов (Еременко, 1962) обусловлена наличием свойственных щелочным породам баркевикта, лепидомелапа, апальцима. Для химизма пород характерно также повышенное содержание титана.

Интрузивным аналогом этого комплекса является кокшаровский комплекс ультраосновных и щелочных пород, относящийся к формации щелочных ультраосновных пород и карбонатитов.

Примером наиболее хорошо изученных интрузий его являются массивы вблизи с. Кокшаровки и в верховьях рек Малой Поги и Синеи Поттиской, которые описываются по данным Б. Л. Залыцака и А. А. Толока (1962).

Кокшаровский массив ультраосновных и щелочных пород представляет собой трещиновую интрузию, залегающую внутри сложно построенного тектонического блока, сложенного палеозойскими отложениями. Массив вытянут в северо-восточном направлении, полого погружается отдельными выступами на северо-запад и круто обрывается на юго-восток. Форма его грубосерповидная, площадь около 15 км². Большую часть массива составляют пироксениты, в той или иной мере биотитизированные и содержащие в переменном количестве роговую обманку, сидеритовый пльменит, титаномагнетит и иногда гранат и сульфиды. Реже встречаются титан-авгитовые и эгирин-авгитовые якуширавгиты.

К более поздним образованиям относятся щелочные породы, слагающие дайки нефелиновых спенитов, спенит-порфиров, эвдиалитовых лувритов и спенит-пегматитов. Мощность даек нефелиновых спенитов колеблется от нескольких сантиметров до 2 м; прослеженная длина достигает 60 м.

Вокруг массива ультраосновных и щелочных пород развивается прерывистая зона фенитизации. Внутри массива выделяются участки карбонизированных амфиболовых пироксенитов и карбонатитов.

Массив верховьев р. Малой Поги представляет собой согласное межпластовое тело размером не более 5 км², также вытянутое в северо-восточном направлении. Он сложен нефелиновыми спенитами типа фойитов, которые под влиянием поздних эндогенных процессов существенно изменены: щелочные полевые шпаты и нефелин замещены альбитом, различными цеолитами, канкринитом и либнеритом. В нем установлены маломощные жилы спенит-порфиров, бостовитов, нефелиновых спенит-пегматитов, альбититов, также интенсивно измененные.

Контактный метаморфизм вмещающих палеозойских вулканогенно-осадочных отложений проявлен очень слабо.

Для ультраосновных и щелочных пород принимается юрский возраст; они приравниваются к верхнепалеозойским отложениям и являются комагматическими со щелочными и субщелочными базальтоидами погской свиты (Еременко, 1962). Абсолютный возраст нефелиновых спенитов, определенный Н. П. Полевой (ВСЕГЕИ) аргонным методом, равен 135—145 млн. лет, пироксенитов — 159 млн. лет.

С Кокшаровским массивом связано значительное по запасам месторождение вермикулита. Нефелиновые спениты массива верховьев р. Малой Поги сопровождаются рассеянной инопий-циркониевой минерализацией.

В восточной части описываемой области (Северо-Сихотэалинская и Горинская структурно-формационные зоны) в позднем триасе закладывается новый геосинклиальный трог. Здесь в триас-юрское время на-

капливаются кремнисто-терригенные образования, чередующиеся со спилитами, диабазовыми порфиритами, их лавобрекчиями и туфами. Мощивания относятся к спилит-диабазовой формации.

Мел

К раннему мелу (готериву) относятся хунгарийская интрузивная серия, состоящая из трех комплексов: гипербазитового, габбрового и сопряжены пространственно и структурно и приурочены к короткому интервалу времени. Они распространены только в Северо-Сихотэалинской структурно-формационной зоне, время консолидации и питегсивного воздымания которой относится к готериву. Гранитовые массивы установлены также в Нижне-Бикинской зоне.

Интрузивные тела серии образуют цепочки вдоль Центрального структурного шва и оперяющих его разломов, создавая гигантскую региональную трещинную структуру типа «конского хвоста». Они сочетают в себе признаки как складчатых, так и послескладчатых интрузий, что стоит в связи с умеренными и малыми глубинами их становления. Время внедрения, по-видимому, близко ко времени первой крупной складчатости, сопровождавшейся активизацией глубинных разломов и поднятием крупных блоков земной коры.

Гипербазиты слагают мелкие (до 10 км²) тела, согласные и дискордантные, сложенные большей частью однородными гарцбургитами, полностью (реже частично) серпентинизированными. Это типичные представители самостоятельной гарцбургитовой формации (Пинус и др., 1958; Ю. А. Кузнецов, 1964). Связанных с ними рудных концентраций неизвестно.

Габбро образуют более крупные тела (до 50 км²), как секущие, так и согласные. Они сильно варьируют по облику и составу; преобладают сильно амфиболитизированные диалитовые габбро, но встречаются обогащенные оливином и ромбическим пироксеном. Массивы заметно дифференцированы, возможно грубо расслоены. Дифференциатов, сравнимых с гипербазитами предыдущего комплекса, нет. Предполагается возможность находок в габбро повышенных концентраций пльменита.

Граниты хунгарийской серии образуют массивы от мелких до очень крупных, типа батолитов (1000 км² и более), согласных или отчетливо дискордантных. В Алюйской и Хорской зонах смятия граниты образуют рассеянные пньекции; мигматитовые участки сопровождаются метасоматической гранитизацией. Они формировались в условиях сильного динамометаморфизма. В других местах массивы гранитов сопровождаются лишь незначительными проявлениями приконтактовых пньекций и магматического замещения. Массивы окружены обширными ореолами роговиков и биотитизированных пород. Эпидоконтактовые ассимиляционные фации повышенной основности отсутствуют.

Граниты богаты биотитом, постоянно содержат кордиерит, иногда гранат, андалузит, силлиманит. Широко распространены двуслюдяные граниты с позднемагматическим мусковитом. Граниты не рудоносны.

Интрузии всех трех комплексов рвут отложения валавжина (бассейн р. Хунгар). Галька габброидов и гранитов содержится в конгломератах сепомаша на обрамлении Северо-Сихотэалинской зоны. В Нижне-Бикинском районе галька кордиеритовых двуслюдяных гранитов обнаружена в заведомо баррем-альбских конгломератах. Абсолютный возраст гранитов

определен Н. Н. Полевой (ВСЕГЕИ) аргонным методом в пределах 145—110 млн. лет, чаще 130—120 млн. лет, что согласуется с геологическими данными.

Хунгарийская серва — типичный представитель особого гипербазит-габбро-гравитового (высокоглиноземистого) ряда магматических формаций, проявляющегося с той или иной полнотой во многих других регионах мира. Происхождение ее считается результатом быстрой вертикальной миграции фронта глубинного магнообразования из верхней мантии в базальтовый и гранитовый слои земной коры (Изох, 1962, 1965).

К раннемеловому магматизму принадлежат незначительной мощности покровы андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов, которые вместе с пачками туфогенно-осадочных пород слагают уктурускую свиту баррем-альба, занимающую значительные площади мезозойского прогиба на восточном склоне Сихотэ-Алиня и широко развитую в Северном Сихотэ-Алине и Нижнем Приамурье. Вулканизм этого периода изучен слабо, так же как и последующие проявления его в начале позднего мела. Ареной сеноман-туронского (?) вулканизма служила Нижне-Викинская структурно-формационная зона, где сформировалась 1600-метровая толща смектанного состава, в низах которой преобладают фельзитовые порфиры, кварцевые альбитофиры и их туфы, реже ортофиры, а в верхах — авгитовые порфириты, лавобрекчии и туфы. Не исключена возможность, что последние проявились уже в сеноне. Возраст толщи определяется по резко несогласному залегаю на ней на всех более древних образованиях, включая и раннемеловые, и по сеноман-туронскому флористическому комплексу, содержащемуся в туфогенно-осадочной пачке в основании толщи.

В туроне и в первой половине сенона осадочные и туфогенные породы с редкими покровами андезитовых порфиритов и туфов (турон-сенона) постепенно сменяются толщей, в которой преобладают андезитовые порфириты и их туфы, переслаивающиеся с вулканомиктовыми песчаниками, конгломератами, туффитами, содержащими сенонскую флору.

Сенонская толща средних эффузивов и туфов прослеживается вдоль зоны сопряжения мезозойских терригенных толщ с эффузивами и туфами Восточно-Сихотэалинского звена Восточно-Азиатского вулканогенного пояса. Более широкое развитие получили они в Северном Сихотэ-Алине и Нижнем Приамурье, где мощность ее достигает 500—800 м. Породы представлены авгитовыми и роговообманковыми, реже двушпроксеновыми андезитовыми и андезито-базальтовыми порфиритами.

Вулканогенные образования сеноман-туропа и начала сенона принадлежат андезитовой формации.

Нижнеамурский интрузивный комплекс (сенон) распространен в Амурской, Туминской и Восточно-Сихотэалинской структурно-формационных зонах. Формирование его и сопряженных с ним средних и кислых эффузивов происходило вслед за проявлением главной складчатости, в результате которой замкнулись указанные прогибы, активизировались разломы, и вся Сихотэ-Алинская складчатая система превратилась в область устойчивого воздымания. Размещение интрузий контролировалось Центральными структурным швом и оперяющими его разломами, а также субширотными глубинными расколами фундамента, которые в настоящее время проектируются на дневной поверхности протяженными цепочками интрузий, дайковых полей, надиятрузивных контактных ореолов, зонами повышенной трещиноватости.

Размеры интрузий различны — от мелких до первых сотен квадратных километров. Форма их изометричная или неправильная, сильно вытя-

нутая по направлению разломов. Массивы расположены дискордантно по отношению к складчатым структурам; контакты крутопадающие. Строение массивов, как правило, простое и однофазное, но имеются и сложно построенные многофазные тела. Ширина контактовых ореолов достигает 2 км; непосредственно у контактов с интрузией распространены кварцполевошпат-слюдяные роговики, сменяющиеся к периферии Мигматизация в экзоконтактах и ассимиляционные породы отсутствуют. Интрузии формировались на незначительных глубинах и в отдельных случаях вмещающие их породы представлены покровными эффузивами.

Возраст комплекса, по геологическим данным, сенонский. Массивы, сложенные породами ранних фаз (до лейкократовых гранитов), прорывают отложения сеноман-турона и перекрываются сенонскими эффузивами. Интрузии лейкократовых гранитов имеют эруптивные взаимоотношения с сенонскими эффузивами и перекрыты эффузивами конца позднего мела (даний).

Абсолютный возраст гранитов и гранодиоритов, определенный аргонным методом Н. И. Полевой (ВСЕГЕИ) и Т. К. Ковальчук, равен 85—90 млн. лет, что в целом согласуется с геологическими данными.

В составе комплекса в порядке возрастной последовательности выделяются габбро-диориты, кварцсодержащие диориты, кварцевые диориты, богатые плагиоклазом гранодиориты, существенно плагиоклазовые граниты и лейкократовые биотитовые граниты. Послегранитовые дайки, завершающие формирование комплекса, представлены гранит-порфирами, аплитовидными гранитами, плагиопорфирами, спессартитами, диоритовыми и диабазовыми порфиритами.

Нижнеамурский комплекс относится к диорит-плагиогранит-гранитовой формации; происхождение его объясняется гипотезой вертикальной миграции магматического очага (Иаох и др., 1957; Ю. А. Кузнецов, 1964). Характерными особенностями, отличающими его от других интрузивных комплексов и серий региона, являются известково-щелочной тип пород и преобладание натрия над калием; повышенное содержание во всех породах кварца и преобладание плагиоклаза над ортоклазом; невысокая железистость биотитов и их зеленовато-коричневый цвет; практически полное отсутствие пироксенов (за исключением небольшого количества в габбро-диоритах); специфический набор аксессуарных минералов — сфен, зональный серый апатит, циркон, ортит, ильменит, магнетит, золото, молибденит, минералы вольфрама, сульфиды железа, свинца, мышьяка, висмута (Русс, 1964).

В Сихотэ-Алпне и Нижнем Приамурье с этим комплексом связан сложный редкометалло(вольфрам, молибден)-золоторудный комплекс, практическое значение которого определяется промышленными концентрациями золота (Кунаев, Русс, 1964).

Со второй половины сенона, когда Сихотэ-Алиньская геосинклиналь превратилась в складчатое сооружение и началось его сводовое поднятие, широко проявился наземный вулканизм на границе областей мезозойской (Сихотэ-Алинь) и кайнозойской (Сахалин, Япония) складчатости, создавший особую структуру — Восточно-Сихотэалинское звено Восточно-Азиатского вулканического пояса.

Формирование вулканогенного комплекса происходило в нем многостадийно и тесно связано с жизнью глубинных разломов. Залегающие в основании комплекса авгитовые и роговообманково-авгитовые андезиты

имеют незначительное развитие и, как правило, пространственно тяготеют к полям средних эффузивов и туфогенно-осадочных толщ начала позднего мела. Взгляды на взаимоотношение толщ андезитов с вышележащей толщей кислых эффузивов разноречивы. По данным Е. В. Быковской, сенонская толща кислых эффузивов и туфов несогласно залегает на осадочных породах палеозоя, мезозоя, а также на равнин осадочно-вулканогенных образованиях позднего мела. Наибольшее развитие кислая вулканогенная толща имеет на восточном склоне Южного и Среднего Сихотэ-Алия (Востоchno-Сихотэалинское звено вулканического пояса), где мощность ее достигает 1000—1200 м. В Северном Сихотэ-Алии и в Центрально-Сихотэалинской структурно-формационной зоне она слагает небольшие по площади покровы, мощность которых не превышает 500—600 м. Представлена она преимущественно туфами фельзитов и фельзит-порфиров и туфоланами и игнимбритами липаритовых порфиров.

Следующая вверх по разрезу вулканогенная позднемеловая (маастрихт-датский ярус) толща в Северном Сихотэ-Алии и в Нижнем Приамурье, по данным З. И. Потаповой и С. А. Салуна, имеет четкое двучленное строение. В низах ее развиты авгитовые, реже роговообманково-авгитовые андезиты, андезито-дациты, дациты, туфы и туфогенно-осадочные образования, включающие в себе сенон-датские и цагаянские флористические комплексы. Мощность ее 800—1500 м. Вышею толщу туфы и игнимбриты полифировых липаритов, реже липариты и фельзиты. Мощность их 500—800 м. В Южном Сихотэ-Алии обе толщи конца позднего мела тесно связаны друг с другом и состоят из чередующихся дацитовых и липаритовых пирокластических пород со значительным преобладанием среди них туфолан и игнимбритов, с линзами и прослоями туффитов и туфогенно-осадочных пород, содержащих флору сенон-датского возраста. Лавы присутствуют в резко подчиненном количестве и представлены дацитами, полифировыми липаритами и значительно реже андезитами. Мощность этой толщи 1000—1200 м.

В Центрально-Сихотэалинской структурно-формационной зоне позднемеловой комплексе вулканических пород имеет сенон-датский возраст, что подтверждается и определениями абсолютного возраста в 85—65 млн. лет (аргоновый метод; Н. И. Полевая, ВСЕГЕИ).

Для вулканогенного комплекса конца позднего мела характерен центральный тип извержений, нередко сопровождавшихся крупными кальдерными проседаниями в результате извержения игнимбритов, занимающих большие площади. Известны многочисленные кислые экструзии, представленные сериями даек, куполам, лакколитоподобными и иной формы телами. Кроме того, в этом комплексе интенсивно проявлен диагенез (девитрификация основной массы, упорядоченность полевых шпатов). Для химической характеристики комплекса необходимо указать постоянство суммы щелочей и возрастающую по мере его формирования роль калия. Эффузивы и туфы близки средним составам дацита—латита—липарита по Дали и отличаются резкой пересыщенностью глиноземом и недосыщенностью щелочными алюмосиликатами (рис. 82).

Вулканогенный комплекс конца позднего мела в Сихотэ-Алии относится к дацит-липаритовой («порфировой») формации.

Бачелазский и мяо-чанский интрузивные комплексы конца мела, а также верхне-удоминский комплекс начала палеогена относятся к габбро-диорит-гранитовому ряду интрузивных формаций. Они очень сходны по последовательности образования интрузий разного состава, их петро-

графическим особенностям и рудоносности и поэтому рассматриваются совместно. Различаются они районами распространения, причем первые два комплекса более или менее одновозрастны, а третий более поздний, но лишь в немногих случаях его можно уверенно отличить от бачелазского.

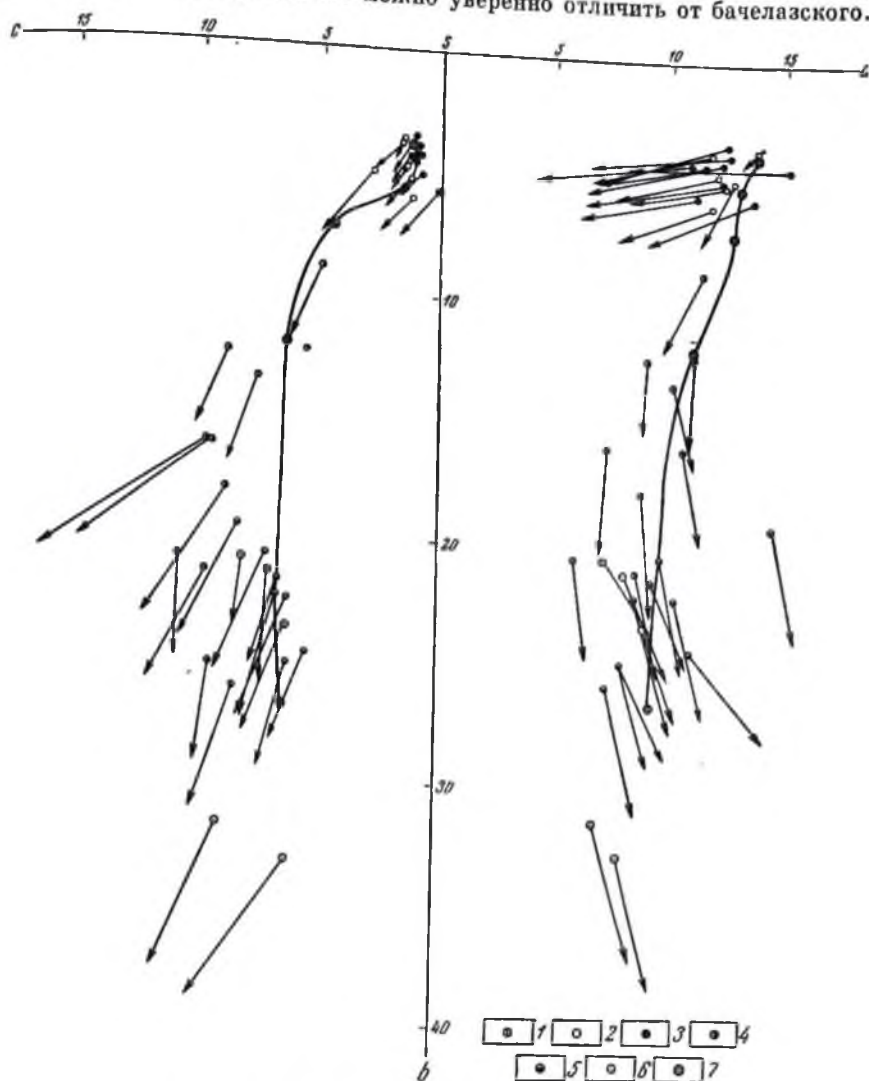


Рис. 82. Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс:

1 — меловые средние эффузивы и туфы, 2 — меловые кислые эффузивы и туфы, 3 — палеогеновые кислые эффузивы и туфы, 4 — палеогеновые средние эффузивы и туфы, 5 — неогеновые основные эффузивы, 6 — четвертичные основные эффузивы, 7 — средние типы пород по Дали

Бачелазский комплекс развит в Центральном Сихоте-Алине (Изох и др., 1957); севернее он, по-видимому, распространен лишь в районах, примыкающих к структурному шву. Верхне-удоминский комплекс занимает преимущественно более восточные районы; Интрузии обоих комплексов образуют цепочки, оперяющие Центральный структурный

шов, а местами приурочены к самому шву. Мяо-чанский комплекс распространен на левобережье Амура, главным образом в Куканской и Горинской зонах. Здесь интрузивные тела также располагаются в виде цепочек, служащих оперением Хинганно-Бурейского глубинного разлома. Таким образом, два крупных ареала распространения рассматриваемых интрузивов соответствуют областям влияния двух крупнейших глубинных разломов.

Интрузивные массивы, несомненно, послескладчатые. Внедрение их приурочено ко времени активизации разломов глубокого заложения в связи с общим воздыманием складчатой области. По форме это большей частью трещинные (разломные) тела. Размеры их варьируют от мелких штоков и даек до крупных плутонов площадью до 1000 км². Они практически всегда дискордантны и преимущественно многофазны.

Породы первых фаз представлены битовниевыми или апортитовыми габбро, габбро-диоритами и диоритами, часто кварц-ортоклазовыми, близкими к мондионитам. После них следуют кварцевые диориты и моцонит-диориты, затем гранодиориты и умеренно кислые граниты с основным плагиоклазом (вплоть до лабрадора и даже битовнита). Последними внедрились тела гранитов и лейкократовых гранитов. В районах, примыкающих к структурным швам, комплексы нередко имеют неполный, существенно гранитовый состав. Формирование комплексов завершается послегранитовыми дайками, развитие которых направлено от кислых к основным.

Интрузивные породы характеризуются повышенной ролью калия, с чем связано широкое развитие моцонитоидов, для которых характерен устойчивый парагенезис основного или среднего плагиоклаза с калиевым полевым шпатом, а также амфибола (реже пироксена) с биотитом. Характерны также постепенно возрастающая до максимума от габбро к гранитам железистость биотита, бурые цвета плеохромазма биотитов и повышенное содержание в них олова; аксессуарные — ортит, бурый циркон, фергусонит и торит (последние только в гранитах).

Внедряющимися породами служат песчанико-сланцевые и терригенно-кремнисто-вулканогенные отложения мезозоя, а также эффузивы, близкие по возрасту к интрузиям. Приконтактная ассимиляция незначительна. Интрузивные комплексы сохраняют характерные черты и в весьма удаленных районах и в разной геологической обстановке. Существует мнение о важной роли в формировании основных и средних пород явлений глубинной ассимиляции и гибридизма (Руб, Онихимовский и др., 1962). Однако более верным нам кажется происхождение упомянутых пород путем синтексиса, т. е. магмообразования в пограничной зоне между базальтовым и гранитовым слоем при условии постоянно высокого интрателлурического привноса калия. Происхождение габбро-диорит-гранодиорит-гранитовых интрузивных комплексов хорошо объясняется гипотезой вертикальной миграции верхних частей магматических очагов с переходом области магмообразования из базальтового слоя в гранитовый (Изох и др., 1957; Изох, 1962; Кузнецов, 1964).

Возраст массивов мяо-чанского и бачелазского комплексов примерно датский. Они прорывают сепоные и датские эффузивы в хребте Мяо-Чаи и во многих районах Сихотэ-Алиня, теснейшим образом ассоциируя с основными и кислыми эффузивами датского возраста. Верхняя их граница до сих пор не определена. Значения абсолютного возраста, по данным Н. И. Полевой (аргоновый метод), варьируют от 100 до 70 млн. лет. Верхне-удоминский комплекс считается более молодым, так как известны случаи прорывания заведомо палеоценовых эффузивов его массивами (район Кузнецовского перевала на ж. д. Комсомольск — Советская

Гавань). Абсолютный возраст пород комплекса 55—60 млн. лет (Полевая, Изох, 1960).

Интрузии окружены обширными ореолами роговиков и биотитизированных пород, ширина которых возрастает с увеличением роли гранитных и разнообразной рассеянной минерализацией, в том числе грейзеновой, редкометалльно-кварцевой, турмалиновой, хлоритовой, галенит-сфалеритовой. В случае концентрированного проявления этих типов минерализации возникают многочисленные оловянные и олово-полиметаллические рудопроявления и месторождения соответствующих генетических типов, чаще всего сложные, многостадийные. Вследствие тесной генетической связи между интрузиями и оловорудными месторождениями главным типом структурно-металлогенетических зон являются цепочки интрузий.

Палеоген

Начавшиеся в позднем мелу интенсивные извержения преимущественно кислых вулканогенных пород продолжались в палеогене и дали своеобразный комплекс лав и пирокластических пород, пестрый по цвету, составу и характеру проявления. Общая мощность его толщ 2800 м, из которых на долю кислых пород приходится 2300 м, на долю средних — 500 м.

Раннепалеогеновые образования представлены дацитами, реже андезитами, в большинстве своем витро- и фельзолипаритами, сферолитовыми липаритами, перлитами, игнибритами и туфами, позднепалеогеновые — андезит-базальтами, андезитами и туфами, вулканическими и лахаровыми брекчиями.

Одновременно с извержениями в отдельных вулканотектонических грабенах и кальдерных депрессиях накапливались угленосные и осадочно-вулканогенные отложения мощностью не более 250—300 м с комплексами флор дат-палеоцена, эоцена и олигоцена. Абсолютный возраст палеогенового комплекса, по определению Н. И. Полевой (ВСЕГЕИ), равен 45—55 млн. лет. Палеогеновый вулканогенный комплекс несогласно залегает на меловых образованиях и перекрывается неогеновыми базальтами.

Раннепалеогеновые эффузивы и туфы широко развиты в южной части Восточно-Сихотэалинского звена вулканического пояса. В средней и северной частях его и в Нижнем Приамурье более распространены вулканические породы позднего палеогена.

Для палеогенового комплекса характерны слабый диагенез и наличие кулисообразно залегающих потоков и линз вулканических стекол, широкое развитие туфовых и лахаровых брекчий, центральный тип извержения и локализация в зонах кальдерных опусканий и тектонических нарушений северо-западного, субмеридионального и широтного простираний.

Кислые эффузивы сравнительно меланократовые за счет постоянного присутствия биотита и гиперстена, встречающихся в ассоциации с кварцем, андезитом, низким санидином — высоким ортоклазом.

По сравнению с комплексом конца позднего мела они несколько богаче щелочами с ведущей ролью натрия. По химизму близки среднему липариту по Дэли и характеризуются пересыщенностью полевошпатовой известью.

Палеогеновый вулканогенный комплекс Сихотэ-Алиня также принадлежит дацит-липаритовой формации.

Интрузии прибрежного эоцен-олигоценового комплекса распространены почти исключительно в Восточно-Сихотэалинском звене вулканического пояса, где они образуют цепочки преимущественно субмеридионального направления, трансирующие зону крупного глубинного разлома, большей частью скрытого покровами различных эффузивов. Формирование интрузий относится к последним этапам развития региона. Прибрежный комплекс, как и описанные выше, относится к габбро-диорит-гранитовому ряду магматических формаций.

Размеры интрузий измеряются несколькими десятками квадратных километров, нередко достигая 150—200 км². Эти гипабиссальные тела тесно ассоциируют с эффузивами. Породы первых фаз комплекса представлены кварцевыми диоритами и габбро-диоритами, с отклонениями в сторону сипсито-диоритов. После них следуют гранодиориты, в том числе близкие к граносипситам, затем биотитовые граниты и аляскиты. Местами появляются щелочные граниты с арфведсопитом. Породы характеризуются высоким содержанием щелочей при некотором преобладании калия. В их составе отмечается кислый или умеренно кислый плагноклаз, постоянное присутствие позднего и постмагматического эпидота, а в гранитах высокожелезистый биотит, содержащий примесь свинца и цинка.

Контактовый метаморфизм выражается в широком развитии роговиков и биотитизированных пород. Рассеянная постмагматическая минерализация очень обильна: в гранитах — грейзены с молибденитом, эпидотом, гематитом, в контактовых ореолах — существенно эпидотовая минерализация с галенитом и сфалеритом. В некотором удалении от интрузивных тел распространены галенит-сфалеритовые рудопроявления с повышенным содержанием серебра. Перспективы металлоносности выяснены недостаточно.

Возраст комплекса позднепалеогеновый. Типичные для него тела гранитов прорывают в районе бухты Гроссевица андезито-базальты эоцена (данные Л. Б. Кривницкого). Во многих местах интрузии перекрыты миоценовыми базальтами. Надежных определений абсолютного возраста нет.

Неоген

Неогеновый период в Сихотэ-Алине ознаменовался основным вулканизмом, обусловленным все возрастающей стабилизацией области и более глубокими расколами земной коры, по которым основная магма поступала на поверхность.

Крупные проявления вулканической деятельности отмечаются в миоцене и в конце плиоцена, продолжаясь и в четвертичное время. Вулканогенные образования миоцена протягиваются непрерывной полосой вдоль берега Японского моря, захватывая среднюю и северную части Восточно-Сихотэалинского звена вулканического пояса (мощность 500—1000 м) и фиксируются в восточной части Амуру-Сунгарийской кайнозойской впадины. Незначительной мощности покровы отмечаются в Центрально-Сихотэалинской, Нижне-Бикинской и Даубихинской структурно-формационных зонах. Миоценовый вулканический комплекс залегает на осадочных породах мела и на сенов-датских вулканических и эоценовых туфогенно-осадочных образованиях. В ряде мест Восточно-Сихотэалинского звена вулканического пояса он перекрывает осадочно-вулканические отложения олигоцена.

По данным М. А. Ахметьева, миоценовый комплекс подразделяется на две части, что, по всей вероятности, обусловлено смесью центрального

типа извержений (стромболианского, вулканского, пелейского) в начальной части комплекса преобладают оливковые и авгит-гиперстеновые и авгитовые базальты и пирокластические образования: туфоагломераты, крупно- и мелкообломочные туфы с пачками и линзами туфогенно-оса-андезиты, андезиты-дациты и в подчиненном количестве туфы. Среди каналов покровов, жилы и дайки, а также экструзивные купола трахнандезитового, дацитового, реже липаритового состава, принадлежащие завершающему этапу вулканической деятельности миоцена.

Вулканогенный миоценовый комплекс Сихотэ-Алиня принадлежит базальт-трахбазальтовой формации. По химизму в нем намечаются две серии пород: 1) от базальтов через андезит-базальты к андезитам и дацитам; 2) от базальтов к трахбазальтам, шоннитам и трахитовым разновидностям. Характерны центральный тип извержения, резко дифференцированный химический состав пород и значительная мощность пирокластических образований.

В конце плиоцена * — начале четвертичного периода в стадию стабилизации области возобновились вулканические извержения основного состава. В результате трещинных излияний накопился плиоцен-раннечетвертичный вулканогенный комплекс, слагающий крупные слабо-расчлененные плато: Совгаванское, Самаргинское, Бикинское, Шкотовское, Шуфанское. Для этого комплекса, относящегося к базальтовой формации, характерен однородный состав из оливин-пироксеновых или пироксеновых базальтов, андезит-базальтов, реже лагнобазальтов. Мощность его непостоянна и колеблется от 0 до 400 м, достигая максимальной величины в пониженных участках древнего рельефа.

Раннечетвертичные интрузивные породы Сихотэ-Алиня, по Г. М. Гапеевой, представлены дайками, сплами и жерловыми образованиями щелочных базальтоидов или габброидов, среди которых отмечены анкартиты, лимбургиты, пикриты, лейцититы, фергуситы, габбро-монциты и др. Они пользуются небольшим распространением в области Хавкайского массива и в Гродековской структурно-формационной зоне.

Верхояно-Чукотская складчатая область

Кольмский и Омолонский срединные и Охотский остаточный массивы

В истории геологического развития срединных и остаточных массивов Северо-Востока СССР выделяются докембрийский, ранне-среднепалеозойский и мезозойско-кайнозойский тектоно-магматические циклы (рис. 83). Древнейшие докембрийские породы изучены слабо и подразделяются только на архейские и протерозойские.

Архей

Архейские образования Омолонского и Охотского массивов представлены преимущественно магматическими породами.

Д. С. Коржинский считал «гранито-гнейсовый» комплекс Омолонского массива стратиграфическим эквивалентом алдано-слюдянского

* По И. И. Берсеневу, проявления основного вулканизма в Сихотэ-Алине закончились в плиоцене.

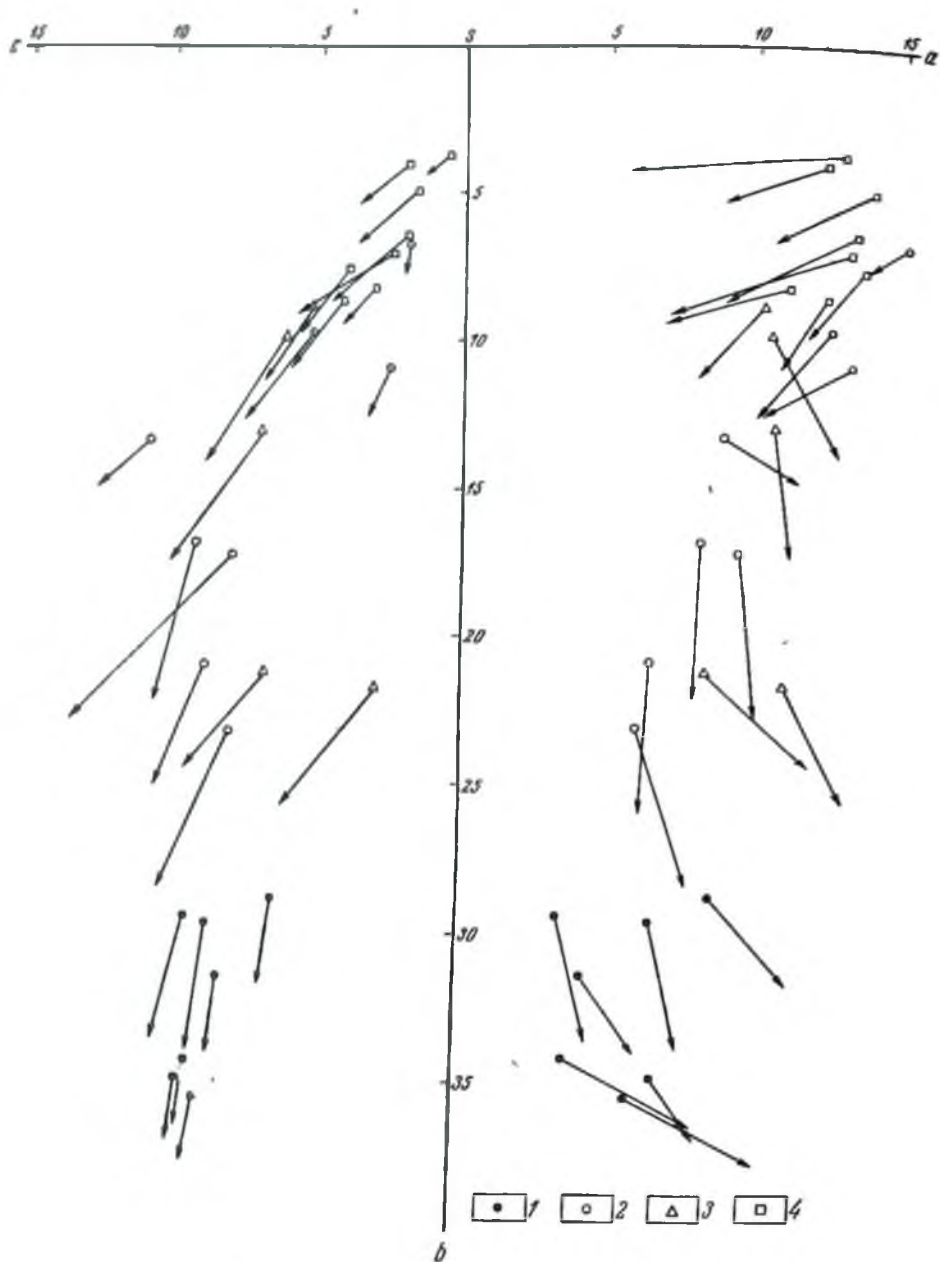


Рис. 83. Верхояно-Колымская складчатая система мезозоя:

1 — диабазы и габбро-диабазы (Западно-Верхоянье), 2 — ильли-дебинский комплекс малых интрузий, 3 — морджотский гранодiorитовый комплекс, 4 — колымский гранитовый комплекс

архейского комплекса, но оснований для такой параллелизации недостаточно. В составе этого комплекса преобладают ортогнейсы и связанные с ними мигматиты и граниты; редко встречаются амфиболиты.

Наиболее ранними магматическими породами на Омолонском массиве являются ортогнейсы; они секутся амфиболитами в виде дайкоподобных амфиболитов несомненно: они состоят из приблизительно равных количеств плагиоклаза и роговой обманки и обнаруживают реликты диабазовой и габбровой структур. Граниты, прорывающие ортогнейсы и амфиболиты, принадлежат двум фазам: ранней — серых и поздней — красных гранитов. Форма залегания гранитов неясная; вероятно, они слагают как относительно крупные тела (более 1—2 км в поперечнике), так и совсем мелкие интрузивные жилки.

Для комплекса гнейсовидных гранитов Омолонского массива характерны красные граниты, состоящие из каликатрового полевого шпата, кварца, олигоклаза и биотита. Структура их гранитовая и blastsгранитовая, иногда катакlastическая. Акцессорные минералы — апатит, циркон, ортит и сфеп. Аляскитовые и пегматовидные граниты являются их фациальной разновидностью. Среди аляскитовых гранитов встречаются породы с крупными (до 3—8 см) фенобластами каликатрового полевого шпата.

Архейский возраст омолонских гранитов, ортогнейсов и гнейсовидных гранитов радиологическими данными не подтверждается. Около 10 проб в лаборатории Северо-Восточного комплексного НИИ-1 (г. Магадан) аргоновым методом дали разноречивые результаты — от 184 до 797 млн. лет.

В составе архейской толщи Охотского массива Г. А. Гринберг (1965 г.) различает три свиты. Нижняя и верхняя сложены преимущественно амфиболитами, основными кристаллическими сланцами и амфиболовыми гнейсами, возникшими, по мнению автора, за счет изверженных пород. Другие исследователи архейскими считают также перидотиты, пироксениты и красные микроклиновые граниты, залегающие дайками и линзовидными телами. По Ф. Ф. Вельдякову, широко распространены также гнейсовидные граниты с blastsгранитовой структурой.

Протерозой

Магматические породы протерозоя с наибольшей определенностью устанавливаются в Колымском массиве. В восточной части его, в Приколымском окраинном поднятии, они представлены гранитами, порфиroidами и амфиболитами.

Граниты слагают в бассейне р. Шаманихи два небольших массива общей площадью немногим более 60 км². В их экзоконтактных зонах раннепротерозойские породы только интрузивны гранитом. По внешнему виду и составу шаманихинские граниты сходны с омолонскими микроклиновыми гранитами архейского возраста. В ассоциации с микроклиновыми гранитами встречаются плагиограниты.

Порфиroidы Приколымского поднятия залегают силлами, а возможно, и покровами среди допозднепротерозойских образований. Это рассланцованные породы с реликтовыми фенокристаллами кварца или полевого шпата и микрогранобластовой основной массой.

Протерозойский возраст гранитов и порфиroidов устанавливается по находкам галек в позднепротерозойских конгломератах (Б. В. Пепеляев).

Абсолютный возраст гранитов (аргоновый метод, лаборатория Северо-Восточного комплексного НИИ-1, г. Магадан) равен 210 млн. лет, а порфиroidов — 135, 174 и 193 млн. лет. Л. В. Фирсов (1962) считает граниты ранне-среднетриасовыми, а порфиroidы рэт-лейасовыми, но его представления, основанные на определениях абсолютного возраста пород, вероятно, неверны.

Широко распространены на Шаманьихо-Столбовском междуречье амфиболиты, залегающие согласными и секущими жилами в протерозойских образованиях и содержащие реликты изверженных структур. Гальки амфиболитов в позднепротерозойских конгломератах неизвестны.

В Полоусном поднятии Колымского массива О. Г. Эпов и О. А. Иванов различают два позднепротерозойских этапа магматизма. С первым связывают внедрение силлов, даек и других тел основного состава, а также излияния лав, со вторым — внедрение габбро, габбро-диоритов, перидотитов, дунитов и гранитов, слагающих штоки и факолитоподобные тела размером до 15—18 км².

Позднепротерозойские интрузивные породы повсеместно превращены в амфиболиты, но эффузивы, образующие покровы в тирэхтээхской свите, менее изменены и представлены порфиритами и отчасти спилитами.

Выходы позднепротерозойских пород сосредоточены в бассейне р. Уляцшина. С основными породами И. Я. Некрасов (1962) связывает проявления хромита, талька, титаномагнетита, а также никель- и кобальт-содержащих сульфидов. В алякувия водотоков, дренирующих один из гранитовых массивов, обнаружено олово и золото.

Предположительно позднепротерозойскими И. Я. Некрасов считает в основные эффузивы, превращенные в хлоритовые сланцы, описанные Л. П. Дубовиковым в хребте Тас-Хаяхта.

На Охотском и Омолонском массивах протерозойскими считаются дайки и штоки габброидных пород, иногда измененных в амфиболиты.

Ранний и средний палеозой

Магматические породы ранне-среднепалеозойского цикла играют важную роль в строении Омолонского массива; менее широко они распространены в Колымском и особенно в Охотском массивах. В Омолонском массиве они составляют два комплекса — абкитский и кедошский.

Абкитский комплекс, по А. П. Шпетному, охватывает разнообразные гранитовые и сиенитовые породы щелочноземельной и щелочной серии. Они слагают относительно крупные батолитоидные интрузии, пространственно тесно связанные с выходами докембрийских образований. Крупнейшей интрузией является Абкитская в бассейне р. Коркодона площадью свыше 850 км². Образование абкитского комплекса приходится на конец ордовика или на силур, что определяется активными контактами его интрузий с ордовикскими отложениями и наличием обломков гранитоидов и других пород комплекса в базальных слоях девонской вулканогенной толщи. Некоторые исследователи сомневаются в раннепалеозойском (каледонском) возрасте комплекса: Л. А. Снятков считает более вероятным его докембрийский возраст, а Л. В. Фирсов (1962), под руководством которого в лаборатории СВ КНИИ-1 (г. Магадан) сделано около 20 определений абсолютного возраста пород, относит их к позднему палеозою или даже к раннему триасу. Полученные автором значения (245—275 млн. лет) с геологическими данными не согласуются.

И. Я. Некрасов считает томмотский комплекс пермо-карбовым, основываясь на определениях абсолютного возраста аргоновым методом (206—231 млн. лет), по следует иметь в виду, что приблизительно такими же данными охарактеризован и абкитский комплекс, додевонский возраст которого сомнений не вызывает. Возраст пегматита из пегматитовых жил Томмотского массива по определению свинцовым методом равен 368 млн. лет.

Наиболее крупный Томмотский массив имеет концентрическое строение: центральная часть его складается габбро и подчиненными им гориблендитами и пироксенитами, а внешняя состоит из прерывистых облодок, образованных последовательно (от центра к периферии) сиенит-диоритами и граносиенитовыми породами. Среди последних описаны биотитовые и эгиритовые граниты, граносиениты и щелочные сиениты. В гранитах иногда отмечается гнейсовидная текстура и линзовидные скопления и порфиробласты микроклива размером до 3 см.

Породы томмотского комплекса характеризуются крайне непостоянными структурами соотношениями, количественно-минералогическим составом и химизмом. Химические анализы пород Томмотского массива, приведенные И. Я. Некрасовым, с трудом параллелизуются с соответствующими типами пород по Дэли. Удивляет, например, содержание щелочей в эгиритовых гранитах и граносиенитах: в ряде случаев оно меньше, чем в породах щелочпоземельного ряда.

С породами томмотского комплекса связана редкоземельная и ниобиевая минерализация.

Локальные проявления раннепалеозойского магматизма известны в Тас-Хаятахском окрайном поднятии Колымского массива. В составе биеритической свиты, предположительно относимой к ордовику, Н. А. Богданов (1963) описал не выдержанные по простиранию горизонты кислых эффузивов и туфов мощностью до 200 м.

В Булукутском блоке Момского поднятия (Колымский массив) ордовикские отложения, по В. М. Мерзлякову (1964), представлены осадочно-вулканогенными толщами общей мощностью около 1800 м. На долю вулканогенных пород, производных андезитовой и отчасти базальтовой магм, приходится около двух третей мощности разреза.

В Охотском массиве раннепалеозойский возраст, возможно, имеют гранит-порфиры, гранодiorит-порфиры и граносиениты, слагающие плагинообразные(?) гипабиссальные тела. Самые крупные интрузии имеют значительные размеры — Джаламканская около 30 км² и Правую-Кухтуйская 8 км². Гранит-порфиры и гранодiorит-порфиры в мелкозернистой основной массе содержат многочисленные (нередко свыше 50%) порфиroidные выделения беловатого плагиоклаза и реже красного калиевого полевого шпата размером до 1—2 см в длину. Они прорывают ордовикские отложения и содержатся в виде галек в конгломератах среднего — верхнего карбона. Являются ли они раннепалеозойскими или, что не менее вероятно, среднепалеозойскими, судить трудно.

С мощными проявлениями магматической деятельности в девоне связано формирование кедонского комплекса в Оломонском массиве и некоторых вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ в Колымском и Охотском массивах.

Кедонский комплекс, по А. П. Шетному, представлен в эффузивной и интрузивной фациях. К первой относятся разнообразные по составу лавы и туфы кедонской серии девонского возраста, ко второй — близкие

по возрасту гранитоидные породы. Образования кедонской серии занимают в Омолонском массиве огромную площадь — свыше 20 тыс. км². В строении серии лавы и туфы играют первостепенную роль. Наиболее характерными являются палеотипные липариты, липарито-дациты, дациты и трахи-липариты. В северной части Омолонского массива, в границах Уш-Урэкчанской структурно-формационной зоны имеют небольшое распространение палеотипные базальты и спилиты.

От средних типов пород по Дали породы кедонского комплекса отличаются повышенной щелочностью. В дацитах роль калия в сумме щелочей относительно велика, в липаритах, напротив, мала.

По составу и краснокаменному облику (гематитизация) кедонский комплекс сопоставим с порфировыми формациями Центрального Казахстана и Тувы, формируемые которых принято связывать с инверсионной стадией развития подвижных поясов.

Наиболее распространенными интрузиями кедонского комплекса являются дайки и субвулканические тела гранодиорит-порфиров, алякитовых гранит-порфиров, кварцевых альбитофиров, палеотипных липаритов и дацитов. Относительно редки гранитоидные интрузии значительных размеров; такова, например, Лабазинская интрузия в южной части Омолонского массива, имеющая около 37 км в длину и 8—10 км в ширину. Ее широкая внешняя зона сложена кварцевыми диоритовыми порфиритами, а центральная часть — внедрившимися позднее гранодиоритами и гранодиорит-порфирами. Соотношения пород внешней и центральной зон и особенно внешней зоны и вмещающих образований неясны.

Интрузии кедонского комплекса формировались, по-видимому, в несколько фаз в течение длительного промежутка времени — от начала девона до конца раннего карбона.

В Колымском массиве вулканогенные образования, параллелизуемые Б. В. Пепеляевым и М. П. Тереховым (1962 г.) с аффузивной фацией кедонского комплекса, широко представлены на Алазейском поднятии, где они занимают площадь около 2000 км². Здесь распространены разнообразие палеотипные породы от липаритов до базальтов, при решительном преобладании производных андезитовой магмы. Особенно обильны туфы андезитов — сильно измененные и катаклазированные зеленокаменные породы.

Среди вулканогенной толщи Алазейского поднятия закартировано свыше десятка штоков размером от 1—2 до 15—20 км². Они сложены гранитами, гранодиоритами и гранит-порфирами. Породы часто катаклазированы; иногда с бластическими структурами. Соотношения гранитоидов с вмещающими образованиями не изучены. Галька и валуны гранитоидов содержатся в норийских, лейасовых и среднеюрских конгломератах. Абсолютный возраст гранит-порфиров, по данным лаборатории СВ КНИИ-1 (г. Магадан), равен 311 млн. лет. Возраст их галек в юрских конгломератах оказался несколько меньшим (244—265 млн. лет).

В Приколымском окраинном поднятии Колымского массива вулканизм проявился локально, преимущественно в левобережной части Колымы, в бассейнах рек Ясачной и Поповки. По данным Б. В. Пепеляева, здесь представлена не выдержанная в фациальном отношении толща (50—200 м), сложенная палеотипными гналобазальтами и туфоконогломератами, состоящими преимущественно из галек тех же базальтов. В одном из разрезов описывается осадочно-вулканогенная толща (400 м), в строении которой преобладают сильно измененные лавы, туфолавы и туфы — производные трахилипаритовой магмы, по внешнему виду напоминающие порфириты.

В туфах отмечаются обломки базальтов. Возраст осадочно-вулканогенных толщ в бассейнах Поповки и Ясачной определяется находками франкской фауны. Среди вулканогенно-осадочных пород позднего девона встречаются слиллы долеритов.

На большей правобережной части Приколымского поднятия вулканогенные породы исключительно редки. Имеются указания о наличии туфов кислых эффузивов в живецких отложениях Половинного Камня на Колыме.

С девонским магматизмом Б. В. Пепеляев предположительно связывает внедрение гранитоидов на правобережье Колымы. Один из массивов — Казачинский (150 км²) вскрывается в береговых обрывах Колымы, а два других, размером около 50 км² каждый, находятся в бассейне р. Сяпякине. Абсолютный возраст гранитов Казачинского массива 210 млн. лет; по данным Г. Г. Федоровича, гранитоидные массивы р. Сяпякине являются допермскими.

Неясен возраст учатского комплекса в окраинной части Момского поднятия. В составе его преобладают гнейсовидные гранитоиды, с которыми тесно ассоциируют мигматиты и кристаллические сланцы. До последнего времени (Котляр, 1957) граниты считались позднеюрскими, а пространственно связанные с ними метаморфические породы — докембрийскими. В. М. Мерзляков (1961) привел убедительные доказательства послекембрийского возраста метаморфических пород. Основываясь на определениях абсолютного возраста гранитоидов и мигматитов (180—220 млн. лет), В. М. Мерзляков и Л. В. Фирсов (1960, 1962) вначале приписывали комплексу герцинский возраст, а позднее стали считать его триасовым. По-видимому, более вероятен средне- или раннепалеозойский возраст.

О локальном проявлении среднедевонского вулканизма в Тас-Хаях-тахском окраинном поднятии упоминает И. Я. Некрасов (1962). В составе осадочно-вулканогенной толщи мощностью около 150 м описываются слои (мощностью до 3 м) туфов, туффитов, спилитов и порфиритов.

В девонских отложениях Охотского массива, по последним данным Ф. Ф. Вельдикова (устное сообщение), велика роль лпаритов и их туфов; менее распространены апдезиты.

Проявления рапнекаменноугольного магматизма известны на Приколымском поднятии. В одном из разрезов по р. Поповке Б. В. Пепеляев описывает базальты и реже их туфы, перемежающиеся с известняками.

Поздний палеозой

До недавнего времени считалось, что на средне- и позднекаменноугольное время на Северо-Востоке СССР приходится перерыв в осадконакоплении. В последние годы получены новые данные о значительном распространении отложений этого возраста. Предполагаются и разновозрастные с ними проявления вулканизма, которые одни исследователи склонны связывать с последними стадиями предыдущего палеозойского тектоно-магматического цикла, другие — с ранними стадиями мезозойского цикла.

Наиболее достоверны проявления позднепалеозойского магматизма в Колымском массиве. Средне-позднекаменноугольная осадочно-вулканогенная толща рек Поповки и Ясачной (Приколымское поднятие), по Б. В. Пепеляеву, имеет мощность около 200—400 м и образована покровами базальтов, разделенными слоями туфоконгломератов, туфов и песчаников. В нижнеермской толще (400 м) этого района на долю туффитов, туфов и лав гналобазальтов приходится около половины разреза.

Пермо-триасовый возраст Б. В. Пепеляев приписывает небольшим сложноподифференцированным интрузиям, имеющим вид штоков или залежей (мощностью до 100 м) и характеризующимся непостоянным составом. В их строении принимают участие тиланты (содержащие до 80% цветных нефелиновые сyenиты и аляскиты, кварцсодержащие натровые сyenиты, неясна; нижняя граница определяется их положением среди дотриасовых отложений).

Широко распространены вулканогенные породы в нижнепермских отложениях Алазейского плоскогорья. Туффиты и туфы андезитов в разрезе нижней перми преобладают над осадочными отложениями.

Локальные проявления позднепалеозойского магматизма известны также в Тас-Хаяхтахском и Полоусном (хребет Улахан-Сис) подвятиях Колымского массива.

В Омолонском массиве позднекаменноугольный возраст, возможно, имеет маломощная (около 100 м) локально развитая спилитовая толща. Пермские лавы здесь неизвестны, но туффиты и туфогенные песчаники, а крайне редко и туфы среднего состава нередко отмечаются в разрезах некоторых восточных районов массива.

В Охотском массиве кислые и средние лавы и их туфы указываются среди терригенных отложений нижней перми.

Мезозой и кайнозой

Туфы палеотипных андезитов отмечаются в среднетриасовых отложениях Момского подвятия Колымского массива (бассейн р. Зырянки), но особенно широко они представлены в отложениях позднего триаса Алазейского плоскогорья.

В южной части Омолонского массива М. И. Терехов (Пепеляев, Терехов, 1963 г.) описал несколько некков, выполненных агломератовыми лавами базальтов предположительно позднепермского возраста.

В ранне- и среднеюрскую эпохи подводные извержения небольшой интенсивности происходили в Колымском массиве. С ними связано появление туффитов и туфов андезитов в отложениях нижней и средней юры Алазейского плоскогорья. В нижнеюрских отложениях Омолонского и Охотского массивов иногда отмечается примесь пирокластического материала, а исключительно редко и туфы андезитового состава.

В позднеюрскую эпоху, в период инверсии в Яло-Колымской геосинклинали, широко проявился вулканизм в Колымском массиве. В южной части массива, в бассейнах Поповки, Омулёвки и Зырянки, большие площади занимают выходы плинйатасской свиты, сложенной в нижней части (500—600 м) туфоконгломератами и туфами, а иногда и лавами андезитов. Реже в составе свиты указываются туфы дацитов, липаритов, трахитов и базальтов. Осадочно-вулканогенная толща Алазейского плоскогорья образована туффитами и туфами андезитов (редко базальтов), перемежающимися с осадочными породами.

С вулканогенными образованиями среднего и основного состава нередко сочетаются субвулканические тела андезитов, андезито-дацитов, кварцевых диоритов, диоритов, диоритовых порфиритов, диабазов и габбро.

С плинйатасской свитой Колымского массива сопоставима вулканогенно-осадочная карбасчанская толща Омолонского массива, для которой характерны туфы андезитов и базальтов. Выходы этой свиты занимают небольшую площадь в северной части массива.

Обширные поля эффузивов, сочетающихся с осадочными морскими и континентальными отложениями, прослеживаются вдоль окраинных поднятий в границах так называемой Туостях-Дебинской и Полоусиенской вулканической дуг (Красный, 1958). В первой преимущественно распространены кислые эффузивы и их туфы, во второй отчетливо преобладают производные андезитовой и базальтовой магм. В разрезе по речке Эрикит (левобережье Момы) липариты, дациты и их туфы составляют вместе с осадочными отложениями толщу около 4000—5000 м; приблизительно такова же мощность вулканогенной толщи (среднего и основного состава) на междуречье Селеняха и Уяидины (Некрасов, 1962).

На левобережье Момы находится один из крупнейших на Северо-Востоке СССР Буордахский субвулкан, занимающий площадь свыше 850 км². Он сложен липаритами. Лишь в нижней части субвулкана, вскрытого речными долинами на глубину до 1000 м, представлены граниты и гранит-порфиры.

Разнообразные по составу и форме залегания интрузии позднеюрского возраста описаны Н. Я. Некрасовым (1962) в Полоусном поднятии. Они сформированы в три фазы: в первую внедрились габброиды и диориты, во вторую — диориты и гранодиориты и в третью — граниты и связанные с ними гранодиориты и кварцевые диориты. Размеры интрузий невелики (менее 15 км²), но некоторые, например Салтага-Тасская гранитоидная интрузия, имеют около 22 км в длину при ширине от 5,5 до 10—15 км. Возраст интрузий основывается на геологических соотношениях. Абсолютный возраст гранитов, по данным лаборатории ЯФАН СССР, равен 150—175 млн. лет.

С позднеюрскими породами в хребтах Тас-Хаяхта, Салтага-Тасс и Селеняхском кряже пространственно и, вероятно, генетически связано ртутное, золотое и колчеданное оруденение.

Небольшие штоки позднеюрских гранитов и гранодиоритов известны на Алазейском плоскогорье.

В Омолонском и Охотском массивах интрузивные породы позднеюрского возраста не установлены.

Меловое время характеризуется массовыми извержениями наземных лав и образованием многочисленных интрузий преимущественно граптоидного состава.

В Омолонском массиве — это время формирования плагиолипаритового, андезитового, липарито-дацитового комплексов и двух граптоидных комплексов — ранне- и позднемелового. Особое положение занимает разнообразная в петрографическом отношении группа пород, объединяющая субвулканические интрузии, связанные с эффузивными покровами, и небольшие интрузии, не обнаруживающие видимой связи с граптоидными и эффузивными комплексами. В эту группу пород, которой условно дано собирательное название группы малых интрузий, входит и так называемый омолонский комплекс, образованный преимущественно щелочными породами.

Небольшие лавовые поля, сложенные породами плагиолипаритового комплекса — плагиолипаритами, дацитами и их туфами, встречаются в юго-восточной окраинной части Омолонского массива. На основании геологических соотношений, в известной мере предположительно, принят равнемеловой возраст комплекса.

Андезитовый комплекс сложен преимущественно андезитами и их туфами; общая мощность его до 800—1000 м. Лавовые поля измеряются

обычно сотнями квадратных километров, и только в окраинной части пояса, они слагают значительно большие площади. До конца 50-х годов выделялись два андезитовых комплекса — ранне- и позднемеловой, но теперь есть основания полагать, что здесь имеется только один поздне-к меловой комплекс, начало формирования которого, возможно, относится к самому концу раннего мела.

Липарит-дацитовый комплекс распространен широко и представлен преимущественно липаритами и дацитами, сопровождающимися обильными туфолавами, игнимбритами и туфами. Небольшое значение в составе комплекса имеют андезиты и их туфы. Мощность комплекса превышает 450—500 м. В размещении его пород иногда ясно намечается связь с разрывными структурами.

Гранитоидные породы Омоловского массива до недавнего времени относились к раннему мелу и параллелизовались с интрузиями охотского типа, широко представленными на Северо-Востоке. В последние годы выяснилось, что многие охотские интрузии смежных с Омоловским массивом регионов имеют позднемеловой возраст, а не раннемеловой, как считалось раньше. Поставлен под сомнение и раннемеловой возраст многих интрузий Омоловского массива, так что разделение гранитоидных пород на два комплекса — ранне- и позднемеловой — носит условный характер.

К раннемеловому комплексу принято относить разнообразные по составу и величине интрузии — от совсем мелких, имеющих менее 1—2 км в поперечнике, до весьма крупных, площадью в несколько сот квадратных километров. Наиболее распространенными породами являются гранодиориты и граниты; им подчинены субщелочные и щелочные граниты, кварцевые монцититы, граноспеллиты, сиенито-диориты, монцититы, кварцевые диориты, диориты и габбро. Многие интрузии в петрографическом отношении неоднородны, что обусловлено как фациальными переходами одних пород в другие, так и многофазным становлением интрузий, с обычной последовательностью от основных пород к кислым.

Крупнейшими в Омоловском массиве являются Олойская (1500 км²) и Талалахская (600 км²) интрузии в северной части массива на границе с Олойским синклинорием и Березовской складчатой зоной; они сочленяются друг с другом посредством регионального Уш-Урэкчанского разлома. В строении Олойской интрузии граниты несколько преобладают над гранодиоритами, а Талалахская интрузия сложена преимущественно субщелочными и отчасти щелочными гранитами.

С раннемеловым(?) гранитоидным комплексом пространственно тесно связаны жильные породы — гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, аплиты и др. Очень редко в связи с интрузиями описываются лампрофилы и пегматиты. В экзоконтактной зоне Талалахской интрузии среди мраморизованных известняков встречены маломощные (5—6 см) жилки эвдиалитсодержащих пегматитов.

Вокруг интрузий раннего гранитоидного комплекса наблюдаются небольшие ореолы контактовых роговиков и реже скарнов — гранатовых, протексен-гранатовых, гранат-амфиболовых и т. п.

С кварцевыми монцититами в Медьгорской интрузии связано молибденовое оруденение, с щелочными гранитами комплекса — тантал-ниобиевая минерализация. Породы комплекса сопровождаются рассеянными скоплениями золота, вольфрама, молибдена и олова; кое-где с ними связан вынос железа, свинца, цинка и меди.

Надежные геологические, петрографические и другие критерии, на основании которых гранитоидные интрузии массива могли бы относиться к ранне- или позднемеловому комплексу, отсутствуют. Не проводились пока и массовые определения абсолютного возраста.

К позднемеловому гранитоидному комплексу вполне определенно могут быть причислены только интрузии, размещающиеся среди верхнемеловых пород. Таковы, в частности, интрузии Коркодоп-Кедовского междуречья, сложенные гранодиоритами, монцонитами и кварцевыми сyenитами. В строении других интрузий юго-восточной окраинной части массива участвуют также кварцевые диориты, диориты и габбро. Возможно, что позднемеловыми являются и упомянутые выше интрузии субщелочных гранитов.

Малые интрузии в Омоловском массиве чрезвычайно многочисленны; это штоки, силлы, дайки, лакколиты и субвулканы. Особенно характерны силлы, образующие многоэтажные пластовые интрузии и в ряде случаев, по-видимому, связанные переходами с лакколитами.

В состав малых интрузий входят разнообразные кислые, средние и основные породы щелочноземельного ряда, в одних случаях мало или совсем не отличающиеся от эффузивов, в других — представленные хорошо раскристаллизованными разновидностями. Соотношения между породами сложны и недостаточно изучены; ясно лишь, что их внедрение связано с большим числом фаз (и субфаз) интрузивной деятельности. Несомненно, имеются аналоги добазальтовых малых интрузий Яно-Колымской геосинклинальной системы.

С основными и средними породами даек и силлов часто ассоциируют лампрофиры — спессартиты и значительно реже единиты и породы, близкие камигонитам. Лампрофиры, как и другие породы комплекса, неоднородны. Самые юные из них рассекают позднемеловые эффузивы.

Омоловский комплекс впервые описан Ю. А. Билибиным (1940) под названием эссексит-тешенитового комплекса Омолонского района. В соответствии с данными последних лет он представлен двумя контрастными сериями пород — щелочных габброидов и щелочных сyenитов. Наиболее характерными членами серии щелочных габброидов являются крипаниты, тешениты и эссекситы, в ассоциации с которыми встречаются гленмуяриты, камптовиты, тералиты, трахидолериты, эссексит-диабазы и некоторые другие породы. Щелочные сyenиты и бостониты вместе с тингуанитами, сёльвсбергитами, нордмаркитами, грорудитами и другими менее распространенными породами составляют сyenитовую серию омоловского комплекса.

Формирование комплекса предположительно связано с тремя фазами интрузивной деятельности: в первую произошло внедрение пород габброидной серии, во вторую — сyenитовой и, в заключение, вероятно уже в палеогене, внедрение крипанитов, трахидолеритов и трахибазальтов, отличающихся значительной свежестью. Производные третьей фазы в Омолонском массиве многочисленны.

Омоловский комплекс является уникальным для Северо-Востока СССР. Он обнаруживает много общих черт с трахибазальтовой формацией Прибайкалья.

В Колымском массиве в раннем мелу образовались батолитоподобные интрузии, эффузивные толщи и тесно связанные с ними субвулканические интрузии и, наконец, малые интрузии. Возраст гранитоидных интрузий, образующих гранодиоритный батолитовый пояс, обрамляющий массив с юго-востока и севера, считается позднеюрским — раннемеловым.

Неясны и масштабы раннемелового вулканизма. К раннему мелу И. Я. Некрасов (1962) относит полоусненскую толщу (150—450 м) липаритов, дацитов и их туфов. Возможно, что аналоги этой толщи имеются среди полей, локализованных в Туостах-Дебинской вулканической дуге. Эффузивная деятельность сопровождалась внедрением субвулканических тел фельзитов, кварцевых порфиров, гранит-порфиров. Породы липарит-кварцевые грейзены, в которых отмечаются кассетерит, флюорит, молибденит, вольфрамит и гётит.

В окраинных поднятиях Колымского массива и в Алазейском поднятии редко встречаются дайки и другие тела небольшого размера, сложенные гранит-порфирами, кварцевыми порфирами, диоритами, диоритовыми порфиритами, габбро-диоритами и диабазами. В генетическом отношении эта группа неоднородна и объединяет жильные дериваты интрузий, субвулканические тела и породы, не связанные по происхождению с гранитовыми батолитами и эффузивами.

В поздне меловую эпоху в Колымском массиве происходило извержение наземных лав и образование интрузий — субвулканических и реже гипабиссальных. На Алазейском плоскогорье вулканогенная толща занимает относительно большую площадь и сложена трахитами, трахиллипаритами, липаритами, дацитами и отчасти их пирокластолитами. Общая мощность толщи 300—350 м. Разрозненные поля вулканогенных пород поздне мелового — палеогенового возраста известны в Полоусном поднятии Колымского массива.

В бассейне р. Джахтардах поздне меловая — палеогеновая толща образована, по Е. М. Шестеренкину (1962), калиевыми андезитами, калиевыми базальтами, трахиандезитами, базанитами, щелочноземельными андезитами и базальтами общей мощностью около 960—980 м. На примере вулкана Большого Джахтардаха Е. М. Шестеренкин (1962) показал тесное сочетание эффузивных пород с интрузивными — гранитами, граптодиоритами, снититами. Подобные соотношения между эффузивными и интрузивными породами наблюдаются в вулканах гор Хара-Сис (Некрасов, 1962) и Полевой (Озюлевская, Некрасов, 1962). Субвулканическими интрузиями считает И. Я. Некрасов шток монзонитов горы Кандидатской и Арга-Юряхскую хонолитоподобную интрузию субщелочных и щелочных снититов.

В окраинных поднятиях Колымского массива имеются и аналоги ололанского комплекса. Таковы тешениты Половинного Камня на Колыме и анальцимовые камптониты Омүлүвских гор; в Момском поднятии широко распространены поздне меловые — палеогеновые габбро-пикриты, тешенит-пикриты, эссекситы и кришаниты. Анальцимовые базальты и кришаниты упоминает И. Я. Некрасов (1962) в разрезе эффузивной толщи горы Большого Джахтардаха. Сопоставимы с тешенитами и кришанитами и приводимые автором химические анализы андезитов (хребет Полоусный) и габбро-диабазов (хребет Улахан-Тас).

Гранитоидные интрузии, не связанные с эффузивными комплексами, в Колымском массиве, вероятно, редки. Можно упомянуть Ярхочанскую гранитовую интрузию (Приколымское поднятие), поздне меловую по данным абсолютного возраста (65—80 млн. лет).

Широко и многообразно проявился меловой магматизм в Охотском массиве, входившем с начала мела или даже конца поздней юры в состав особой структурной зоны — Охотско-Чукотского вулканического комплекса. Меловые вулканогенные толщи — существенно андезитовая

и липарит-дацитовая — вместе с крупными батолитоподобными интрузиями гранитоидного состава занимают в общей сложности более трех четвертей всей территории массива. В осадочных отложениях чехла описываются многочисленные силлы грапит-порфиров.

С последней стадией мезозойско-кайнозойского цикла связаны пароксизмы вулканической деятельности в палеогене и четвертичном периоде.

На Алязейском плоскогорье к палеогену относятся покровы, потоки и субвулканические тела двупироксеновых, оливинных и анальцимовых базальтов, трахибазальтов и отчасти андезито-базальтов. Возможно, палеогеном должны датироваться и некоторые другие вулканогенные толщи Полоусного поднятия, в частности вулканогенная толща бассейна р. Джахтардаха. В Омолонском массиве представлены дайки и субвулканические интрузии базальтов, трахибазальтов, кринаитов и близких к ним по составу пород. Дайки палеогеновых базальтов имеются, по-видимому, и в Охотском массиве.

Локальные проявления четвертичного базальтового вулканизма известны в Омолонском и Колымском массивах (вулкан Балаган-Тас). В химическом отношении четвертичные базальты отличаются высоким содержанием щелочей и титана, что в известной степени сближает их с щелочными габброидами омолонского комплекса.

Яно-Колымская складчатая система

В развитии Яно-Колымской складчатой системы выделяются три стадии: ранняя — доинверсионная (пермь, триас, первая половина юры), средняя — инверсионная (вторая половина юры — начало мела), поздняя — постинверсионная (мел) и четвертая наложенная, постконсолидационная (кайнозой). Первая стадия характеризуется слабыми проявлениями магматизма основного и среднего состава, вторая и третья стадии — интенсивным развитием преимущественно кислого магматизма, четвертая — слабыми проявлениями магматизма основного состава (табл. 27).

Магматизм геосинклинальной стадии (пермь — первая половина юры) локализуется преимущественно в окраинных частях геосинклинальной системы или же в районах ранних поднятий.

В пермское время происходит излияние основных лав на ограничивающих геосинклинальную систему жестких участках земной коры — Колымском срединном и Охотском остаточном массивах. В примыкающих к массивам частях геосинклинальной системы в терригенных толщах появляется значительная примесь пирокластического материала. Широкое развитие туфогенных пород основного и среднего состава наблюдается на западном склоне Охотского массива, а также на его северном погружении, в бассейнах рек Сувтара, Алаякова, Куйдусуна (Гавриков, 1958). В зоне сочленения геосинклинальной системы с Колымским массивом, в хребте Тас-Хаяхта, изредка отмечаются дотриасовые дайки и силлы диабазов мощностью до 50 м (Некрасов, 1962). Общая мощность туфогенных пород в этих районах не превышает 600—800 м.

В начале поздней перми в районах ранних антиклинальных поднятий — Аян-Уряхского и Балыгычавского (рис. 84) — развивается интенсивная эксплозивная деятельность и накапливается терригенная толща мощностью более 1000 м, в составе которой существенную роль играют туфогенные сланцы и песчаники. Пирокластический материал принадлежит андезитам, реже фельзитам, витрофирмам, кварц-альбитовым порфирам.

Схема развития магматизма Яно-Кольмской системы

Возраст	Стадия развития	Эффузивы	Малые интрузии	Интрузии средних глубин
Четвертичный	Постколлоциальный	Гналобазальты, щелочные липариты, щелочные базальтоиды Толептовые базальты, андезитобазальты		
Неоген				
Палеоген				
Поздний мел	Постиверсионная	Липариты, липарито-дациты (эвенский комплекс) Андезиты, андезитобазальты (охотский комплекс)	Гранодиориты, графиты, гранитпорфиры, кварцевые порфиры, кварцевые диориты, диоритпорфириты (янский комплекс) — Sn, Pb, Zn, Co, Ag, Mo	Субщелочные и аляскитовые граниты, биотитовые граниты (омсукчанский комплекс) Гранодиориты, плагиограниты, кварцевые диориты, диориты (охотский комплекс) — Sn, Pb, Zn, W
Ранний мел				
Поздняя юра	Инверсионная	Липариты, дациты, андезитодациты, андезитовые и базальтовые порфириты (уяццо-ясачепский комплекс)	Диоритпорфириты, диоритоспешиты, кварцевые диориты, кварцевые порфиры (ниьял-дебинский или добатолитовый дайковый комплекс) — As, W, Sb, Ag	Высокоглиноземистые аляскитовые граниты, биотитовые граниты, гранодиориты (кольмский комплекс) — Sn, W. Гранодиориты, биотитроговообманковые граниты, диориты (мордотский комплекс) — Pb, Zn, Co, Au
Средняя юра	Довинверсионная	Туфы андезитов, дацитов, андезитовые порфириты Туфы андезитов, базальтов	Габбро-диабазы Диоритпорфириты	
Ранняя юра				
Триас				
Пермь				
	Средний			
Поздняя карбон				
	Ранняя			

Магматические проявления пермского времени относятся к формации базальтовых и андезитовых порфиритов.

В раннем триасе магматизм также локализуется преимущественно в рифах ранних антиклинальных поднятий, в частности в районе Западно-Верхоянского антиклинория. По А. В. Вихерту (1957, 1961), на западном склоне Верхоянского хребта на протяжении 1500 км (от р. Собола на севере до р. Баран на юге) прослеживается полоса диабазовых покровов и силлов, связанная с зоной разломов, отделявшей раннетриасовое поднятие от расположенного западнее прогиба. Диабазы образуют в терригенных породах от одной до трех залежей мощностью от 5 до 90 м каждая. В средних частях залежей они более раскристаллизованы с пойкилофитовой и гиалофитовой структурой и сложены плагиоклазом (андезит, лабрадор) и пироксеном (пикроит, авгит). В подошве и кровле покровов пироксен исчезает, увеличивается количество стекла и рудного минерала, структура переходит в интерсертальную с участками сидеритовой; интенсивно проявлена хлоритизация и кальцитизация; в верхней части покровов широко развиты миндалекаменные разновидности. Триасовые диабазы Верхоянья относятся к габбро-диабазовой формации. Химизм их характеризуется резким преобладанием натрия над калием и существенным преобладанием железа над магнием; от среднего типа диабазов по Дэли они отличаются пониженной щелочностью и пониженным содержанием кремнезема.

Среднетриасовая эпоха и карнийский век, по-видимому, характеризовались ослаблением вулканической деятельности; с новой силой она возобновляется в самом конце триаса. Позднетриасовый и раннеюрский вулканизм наиболее интенсивно проявился в районе современного северного побережья Охотского моря, где его развитие контролировалось структурным швом, отделявшим геосинклипальную систему от северных склонов Охотского массива (Спранская, 1965). В этом районе на карнийских песчано-сланцевых отложениях несогласно залегают осадочно-вулканическая толща общей мощностью около 6,5 км, в составе которой резко преобладают андезиты, андезито-базальты, базальты, их туфолавы, лптокристаллокластические и лепловые туфы, переслаивающиеся с морскими осадками верхнего триаса (норийский и рэтский ярусы), нижней, средней и верхней юры (Якушев, 1959). Состав лав несколько меняется в конце средней юры, формируются покровы и скопления туфов дацитов, липарито-дацитов, андезито-дацитов, переслаивающиеся с лагуно-континентальными отложениями. В начале поздней юры эффузивы умеренно кислого состава снова сменяются толщей миндалекаменных базальтов и андезито-базальтов, которые состоят из фенокристаллов плагиоклаза (андезит, лабрадор), пироксена, роговой обманки и гиалопилитовой, пилотакситовой или интерсертальной основной массы. Мощность отдельных покровов обычно десятки метров. Триас-юрская эффузивная серия Северного Приохотья относится к формации базальтовых и андезитовых порфиритов.

И. М. Спранская (1965) отмечает в них повышенное содержание железа и преобладание натрия над калием.

Проявления позднетриасового — раннеюрского вулканизма распространяются далеко к северу от описываемого района, захватывая и ранние антиклинальные поднятия — Балыгычанское и Аян-Уряхское; интенсивность вулканизма в этом направлении убывает и проявляется он преимущественно в эксплозивной, реже эффузивной фации (формация андезитовых порфиритов). В районе Балыгычанского поднятия на карнийских породах с перерывом залегают толща норийских туфитов и туфов

среднего состава мощностью до 1200—1500 м. В ворийских отложениях туфов, а также межпластовые залежи и покровы габбро-диабазов и диабазовых порфиритов в бассейнах рек Ардахастах (Г. А. Курганов) и Туора-Юрях (К. К. Левашов). На северном продолжении Охотского массива,

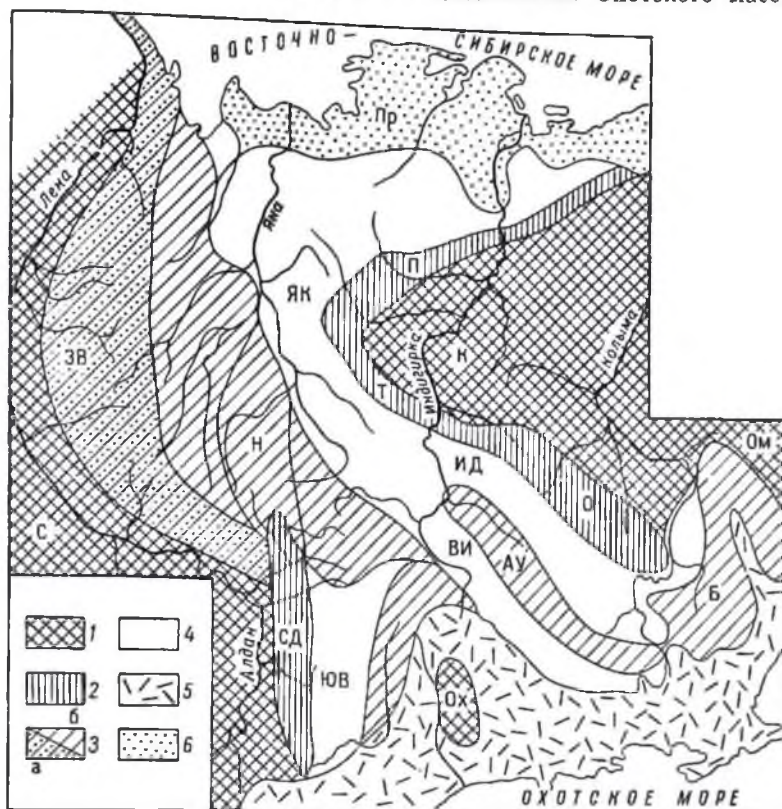


Рис. 84. Схема главных структурных элементов Яно-Колымской складчатой области

1 — структуры платформенного типа: С — Сибирская платформа, К — Колымский, Ом — Омлюговский, Ох — Охотский массивы; 2 — глыбовые поднятия палеозойских порог: СД — Сетта-Дабасское, П — Полоусинское, Т — Тас-Халхасское, О — Омудьское; 3 — ранние антиклинальные поднятия: а — Западно-Верхоянский мегантиклизорий (ЗВ), б — Нельчихинский (Н), Аля-Уряхский (АУ) и Балыгачанский (Б) антиклизории; 4 — синклиории XII — Яно-Колымский мегасинклиорий, ИД — Иньди-Дабинский, ВИ — Верхне-Индигирский, ЮВ — Южно-Верхоянский синклиорий; 5 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, б — Приморская депрессия

в бассейнах рек Кюбие и Кюенте, толща литокластических туфов, андезитов и мпдалекаменных диабазов мощностью до 600 м относится к нижней части разреза лейаса (Гавриков, 1958).

Магматизм инверсионной стадии (поздняя юра — келловей — оксфорд — ранний мел — неоком) проявляется развитием четырех комплексов, близких по составу и времени формирования, но отличающихся по геотектонической позиции, морфологии тел, структурно-текстурным особенностям пород и их металлогенической специализации: а) уядино-ясачненский вулканогенный комплекс андезитовых порфиритов, дацитовых и лшаритовых порфиритов, в составе которого находятся эффузивные

я субвулканические образования; б) иньяли-дебинский комплекс малых интрузий диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиров; в) морджотский гранодиоритовый комплекс интрузий умеренных глубин; г) колымский гранитовый комплекс интрузий умеренных глубин; д) янский комплекс гипабиссальных интрузий «секущих поперечных рядов».

Уяндино-Ясаченский комплекс вулканических и субвулканических образований развит преимущественно в краевых частях геосинклинальной системы, в районе ее сочленения с Колымским массивом (Уяндино-Ясаченский вулканический пояс, по Матвееву, 1960), а также у северо-восточного и западного ограничении Охотского массива.

Начало вулканической деятельности характеризуется накоплением пирокластических образований и излиянием лав преимущественно андезитового состава, реже мипдалекаменных долеритов и кварцевых порфиров. В западной части хребта Полоусного (северное окаймление Колымского массива) на некоторых участках излияния лав основного и среднего состава сопровождаются внедрением небольших штоков и силлов габбро-диабазов, диоритов, диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиров (Некрасов, 1959).

Во второй половине позднеюрской эпохи во впадинах формируется вулканогенная толща мощностью до 1—1,5 км и более преимущественно кислого состава. Она складывается липаритами, дацитами, фельзитами, их туфами и туфолавами, которые переслаиваются с лагуно-континентальными или реже морскими осадками. Местами в средней части толщи отмечаются более основные породы. Для этих участков М. Л. Гельман предлагает такую схему последовательности излияний: лейкократовые рiolиты → андезиты и андезито-базальты → биотитовые невадиты. Невадиты часто слагают субвулканические интрузии, весьма многочисленные в вулканогенных впадинах.

Субвулканические интрузии — или линейновытянутые (трещинные), или грубоизометричные, различных размеров. К наиболее крупным субвулканам ареального типа относится Буордахский массив кварцевых порфиров в Дарпирской впадине; площадь его около 1500 км². В хребте Полоусном также выделяются остатки аппаратов центрального типа (Куобахский, Тирехтяхский и др.), связанных, по-видимому, с этим этапом вулканизма и приуроченных к линейным зонам (Некрасов, 1959). В центральных частях аппаратов развиты графит-порфиры, а в краевых — кварцевые порфиры, нередко подвергавшиеся гидротермальным изменениям с привнесом Р, As, Mo, Pb.

В южной части Яно-Колымской складчатой системы, у сочленения ее с Охотским массивом, вулканическая деятельность инверсионной стадии начинается в конце средней юры. В южной части Верхне-Индигирского (см. рис. 84) синклиория толща липаритов, их туфов и туфопесчаняков мощностью 780 м охарактеризована бат-келловейской фауной (Рудич, 1959). В восточной части Южно-Верхоянского синклиория описана вулканогенная толща мощностью 450 м, нижние горизонты которой представлены лито-кристаллокластическими туфами и бомбовыми туфолавами андезитов, содержащими силлы гиперстеновых андезито-базальтов; верхние горизонты толщи сложены дацитами, липаритами, их туфами, с отдельными пластами андезитов.

В обоих районах вулканогенные толщи прорваны крупными субвулканическими телами ареального типа, сложеными биотит-гиперстеновыми дацитами (Тарынский субвулкан площадью около 180 км²) или дацитами и кварцевыми монзонит-порфирами (Верхне-Аллахский субвулкан пло-

щадью 711 км²). Абсолютный возраст дацитов Гарынского субвулкана 135 млн. лет (аргоновый метод; Фирсов, 1960). Субвулканическое тело субвулкана прорваны дайкоподобными телами гранодiorит-порфиров и гранит-порфиров.

Возрастные взаимоотношения описываемого комплекса с другими магматическими комплексами инверсионной стадии неясны.

Иньяли-дебинский комплекс малых интрузий диоритовых порфиров и гранодиорит-порфиров различными исследователями рассматривается различно. Ю. А. Билибин (1948) выделил добатолитовый колымский дайковый комплекс, считая его самостоятельным типом магматизма, образующего диоритовую формацию золотоносных малых интрузий. Ф. Р. Апельцин (1959, 1964) относит малые интрузии к нескольким разновозрастным «формациям», приуроченным к одной тектонической зоне. Им выделено шесть «формаций»; одну из них — третью он сопоставляет с формацией Ю. А. Билибина, но в отличие от последнего считает, что дайки этой «формации» частично предшествуют батолитовым интрузиям, частично секут их.

Малые интрузии связывают с батолитовыми интрузиями (Харкевич, 1955; Гельман, 1964) или с верхнеюрскими эффузивами (Устиев, 1949).

Очевидно, малые интрузии в основном образом дайки имеют широкое распространение и связаны с различными комплексами интрузивных и эффузивных пород. На существование самостоятельного комплекса имеют право добатолитовые малые интрузии, характеризующиеся своей геологической позицией, составом, постмагматическим проявлением и золотой металлогенией.

Добатолитовый комплекс широкое развитие получил во внутренней части Яно-Кольмской складчатой системы, где он образует громадный пояс протяженностью свыше 1000 км в юго-западной части Иньяли-Дебинского синклинория. Интрузии этого комплекса тяготеют к центральной части геосинклинального прогиба, к синклинориям Иньяли-Дебинскому Верхне-Пидигирскому, Южно-Верхоянскому и, как исключение, к Аян-Уряхскому антиклинорию.

По времени образования добатолитовый комплекс близок к проявлению главной фазы складчатости.

Преобладающей формой тел являются дайки различной мощности (от десятков до сотен метров) и протяженности, прослеживающиеся на десятки километров и слагающие рои (свиты), которые в северо-западной части области располагаются перпендикулярно Иньяли-Дебинскому синклинорию (см. рис. 84), в юго-восточной — параллельно. Менее распространены небольшие штоки площадью от 0,1—0,3 до 5, реже до 15 км². Силлы встречаются еще реже. Штоки и силлы имеют аналогичный с дайками состав и появляются в той же геологической обстановке.

Контактовое воздействие на вмещающие породы проявлено очень слабо, по-видимому, в силу морфологических особенностей (дайки).

Геологический возраст этого комплекса определяется тем, что слагающие его интрузии прорывают отложения бат-байоса и срезаются и метаморфизуются позднеюрскими — раннемеловыми интрузиями Колымского гранитового комплекса.

Абсолютный возраст дайковых пород северо-западной части зоны 165—150 млн. лет (позднеюрский, по определению лаборатории Якутского филиала АН СССР; Ненашев, 1962).

Для юго-восточной части области абсолютный возраст пород определен в 135—130 млн. лет (лаборатория ВНИИ-1; Фирсов, 1962), что не соответствует ни геологическим наблюдениям, ни общим геологическим построениям.

Породы Иньяли-Дебинского комплекса очень разнообразны. Наиболее ранние имеют габбро-диорит-порфириновый, диорит-порфириновый или лампрофировый, преимущественно спессартитовый состав. Они иногда интенсивно дислоцированы и превращены в сланцы. Более поздние образования имеют грабодиорит-порфириновый и гранит-порфириновый состав.

Характерно развитие, главным образом в диоритах, постмагматических процессов — альбитизации, эпидотизации, окварцевания и последующих серицитизации, хлоритизации и сульфидизации. Довольно часто первичнодиоритовый состав пород сильно изменяется и они химически соответствуют грабодиоритам и гранитам с пойкилобластовым и пойкилитовыми структурами.

С добатолитовым комплексом малых интрузий, по мнению одних исследователей, структурно, по мнению других — парагенетически, а по мнению третьих — генетически, связаны рудопроявления и месторождения золота.

Контаминация пород выражена наличием в них обломков вмещающих пород и повышенным содержанием цветных минералов. Кристаллизационная дифференциация создала такую последовательность их образования: габбро-диорит-порфириды, диорит-порфириды, грабодиорит-порфиры, гранит-порфиры.

Петрохимически породы добатолитового интрузивного комплекса не отличаются существенно от средних типов диорит-грабодиоритовых пород. Для северо-западной части Яно-Колымской складчатой области (по П. Я. Некрасову, 1962 г.) они характеризуются повышенной основностью, частой переослабленностью глиноземом и преобладанием калия над натрием.

Петрохимические особенности малых интрузий третьей формации, по Ф. Р. Апельцину (1959), показывают определенные комагматические связи с близкими им по возрасту вулканогенной или интрузивной фацией.

Морджотский грабодиоритовый и колымский гранитовый комплексы, так же как и добатолитовые малые интрузии, размещены главным образом во внутренней части Яно-Колымской складчатой системы. Большинство интрузий тяготеет к сочленению Колымского массива с геосинклинальным прогибом, где развиты глубинные разломы, окаймляющие массив с запада и севера. Интрузивные тела сгруппированы в три крупных пояса: 1) Главный пояс протяженностью 1100—1200 км — по северо-западной и юго-восточной окраинам Колымского массива; в юго-восточной части он разветвляется на ряды интрузий, диагонально секущие складчатые структуры; 2) Северный пояс — по северной окраине Колымского массива, вдоль осевой части Центрально-Полуостровского антиклинория (хребет Полоуенный) на протяжении 250 км; 3) Таскастабытский пояс — по восточной окраине Охотского массива; в северном конце он разветвляется на две части — одна продолжается по северо-восточной окраине Эльгинского района слабых дислокаций, другая, резко меняя направление, пересекает диагонально Иньяли-Дебинский синклинорий.

Батолитовые интрузии, так же как и добатолитовые, относятся к субсквентным. Формирование их связано с разрывными нарушениями, возникшими во время завершения складкообразования. Многие интрузии являются секущими, хотя в центральных частях складчатой зоны они

вытянуты в направлении складчатых структур. Некоторые исследователи (Яблоков, Иванов, 1964; Фирсов, 1962) считают интрузии этих комплексов поздескладчатыми. Размеры интрузий колеблются от 100 до 1000 км², иногда достигают 1400 и 7000 км² (Хадарыньинская, Чибаразно-возрастных структурных элементов. Примером может служить Улахан-Тасский массив — громадная пластовая залежь, вклиненная между палеозойскими и мезозойскими образованиями и падающая под мезозойские складчатые структуры. Влияние разломов выразилось в линейновытянутой, лепточной форме интрузий. Сателлитовые интрузии разломам, отходящим под острым углом от основных. Некоторые интрузии обладают типичной, расширяющейся кверху формой батолита (Бакынский массив и др.), другие же на поверхности имеют овальную форму, а на глубине образуют клин (Тенкелинский массив).

Контактные зоны при пологих ограничениях интрузии имеют ширину 3—4 км, при крутых — ширина контактового ореола не превышает 600—700 м. Во внутренней контактовой зоне развиты турмалиновые, мусковитовые и биотитовые роговики, во внешней — андалузитовые и кордиеритовые породы, которые по мере удаления от интрузии сменяются пятнистыми и узловатыми сланцами. Глубина формирования батолитового интрузивного комплекса 2—3 км в некоторых случаях до 5 км (Некрасов, 1962).

Геологический возраст батолитовых интрузий поздняя юра — ранний мел; нижняя возрастная граница определяется их контактным воздействием на позднеюрские эффузивы (верховья рек Урультуна и Таскана), а в северо-западной части Яно-Колымской складчатой системы они метаморфизуют фаунистически охарактеризованные верхнеюрские терригенные отложения. Большинство исследователей возраст батолитовых интрузий связывает со временем завершения главной складчатости и считает их субсеквентными, сформированными в конце юры — начале мела (Харкевич, 1955; Матвиевко, Шаталов, 1958).

Абсолютный возраст морджатского и колымского интрузивных комплексов определялся в лаборатории ВСЕГЕИ (Н. И. Полевая), во ВНИИ-1 (Фирсов, 1960), в лаборатории Якутского филиала СО АН СССР (Ненашев, 1962) и в лаборатории ИГЕМ АН СССР (Иванов, 1964). Определения проводились аргонным методом по валовым пробам гранитоидов, по слюдам и полевым шпатам. Почти все определения совпадают, и возраст устанавливается в 120—140 млн. лет, что соответствует концу поздней юры — началу раннего мела. По определениям Л. В. Фирсова (1962), наряду с интрузиями указанного возраста существуют интрузии в 150—130 млн. лет, что соответствует концу средней и началу поздней юры.

Возраст морджатского комплекса 140—130 млн. лет, колымского 120—110 млн. лет. Эти комплексы различаются по размерам, составу интрузий и характеру металлогени. Интрузиям морджатского комплекса свойственны небольшие размеры (100—300 км²) и более основной состав. Практически они безрудны, если не считать незначительных рудопроявлений полиметаллов и золота. Интрузии колымского комплекса имеют площадь 200—1000, иногда 7000 км² и более кислый состав. Для них характерны оловянные и вольфрамовые рудопроявления различной концентрации.

Взаимоотношения интрузий этих комплексов могут быть иллюстрированы следующим примером. Северо-Порожноцепицкий (р. Индигирка) гранодиоритовый массив морджатского комплекса площадью

70 км², имеющий свой набор дайковых и жильных образований, срезан и метаморфизован крупной Порожноцепинской интрузией колымского комплекса, сложенной биотитовыми и двуслюдяными высокоглиноземистыми ультраквасными гранитами.

В составе интрузий морджотского комплекса принимают участие габбро-диориты, диориты и главным образом гранодиориты и породы, переходные от гранодиоритов к гранитам. Цветная часть этих пород состоит преимущественно из роговой обманки и в меньшей степени из пироксена и биотита.

В колымском комплексе выделены следующие породы: биотитовые гранодиориты, биотитовые и двуслюдяные граниты, мелкозернистые аплитовидные граниты, гранит-порфиры, кварцевые порфиры. Д. С. Харкевич (1955) как самостоятельную фацию выделяет двуслюдяные высокоглиноземистые граниты, которые, по мнению других исследователей, являются автотасоматически переработанными гранитоидами (Грачева, 1960; Котляр, 1961).

Наиболее типичными породами морджотского комплекса являются порфиридные гранодиориты, в состав которых входят плагиоклаз-аццезит, калинатровый полевой шпат — апортоклаз и микроклин, кварц, биотит, роговая обманка; акцессорные — ортит, циркон, апатит, рутил, рудные минералы, постериорные — альбит, хлорит, серицит, эпидот, цопаит и др.

Минеральный состав гранитоидов колымского комплекса отличается резким преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазом, большим содержанием кварца и незначительным количеством биотита; акцессорные минералы — циркон, апатит, ортит, касситерит, монацит и ксенотим; постериорные — мусковит, турмалин, топаз, нередко андалузит.

Наряду с известково-щелочными гранитами встречаются и щелочные эгиритовые граниты, являющиеся фацальной разновидностью нормальных гранитов и залегающие среди карбонатных толщ палеозоя (Хяулчанский и Арангасский массивы).

В краевых и апикальных частях интрузий морджотского комплекса наблюдаются коцтампированные породы повышенной основности — диориты, монациты, гранодиориты. Гибридизация проявлена в обогащении пород цветными минералами, преимущественно биотитом, наряду с повышенным содержанием кварца, а также в шпировом обособлении цветных минералов.

Петрохимически породы морджотского комплекса существенно не отличаются от пород гранодиоритового и гранитового (известково-щелочного) ряда. Гранитоиды колымского комплекса пересыщены кремнекислотой и глиноземом, характеризуются нормальным и в некоторых случаях повышенным содержанием щелочей, преобладанием железа над магнием и повышенным содержанием олова.

С гранитоидами морджотского комплекса связаны незначительные рудопроявления золота и полиметаллов, с гранитами колымского комплекса, главным образом с метасоматически переработанными разновидностями его, — оловянное и вольфрамовое оруденение, которое в ряде случаев сопровождается золотом (Индигрский район и др.).

Явский комплекс гипабиссальных гранитоидных интрузий развит преимущественно в районах ранних антиклинальных поднятий, особенно в районе Нельгехинского антиклинория. Интрузивные тела располагаются цепочками (Дербек-Нельгехинская, Эгехайская, Тирехтяхская и др.)

длиной до 50—100 км и более, которые отчетливо секут складчатые структуры и контролируются расколами фундамента. Форма тел изометричная или слабо вытянутая вдоль цепочки, размеры от 1—2 до 150—200 км²; многочисленны также дайки. Цепочки тел более или менее отчетливо прилежат к поясам батолитовых интрузий Колымского комплекса и по мере удаления от последних глубина формирования интрузий янского комплекса уменьшается и, по данным В. В. Еловских (1961), гипабиссальные тела (глубина формирования 1—2 км) сменяются близповерхностными образованиями (глубина 0,5 км и менее).

Интрузивные тела прорывают и метаморфизуют собранные в складки позднеtriasовые отложения, что определяет их нижнюю возрастную границу; верхняя граница неясна. Определения абсолютного возраста (Невашев, 1963) указывают на весьма длительный процесс формирования комплекса — от поздней юры и, возможно, до позднего мела или палеогена (140—90 ± 20 млн. лет). Формирование комплекса происходило в несколько фаз (три или четыре), причем последовательность пород в различных районах различна.

Породы комплекса относятся к гранодиорит-гранитовой формации. В Нельгехинском антиклинории, где интрузии янского комплекса незначительно удалены от Главного пояса батолитовых тел, В. В. Еловских (1961) выделяет в них четыре фазы внедрения магмы: 1) диорит-гранодиоритовую, иногда с переходом к монзонитам, 2) субщелочных калиевых гранитов, 3) аплитовидных гранитов и гранит-порфиров, 4) диорит-порфиров и лампрофиров. Для пород первой фазы абсолютный возраст колеблется от 110 до 130 млн. лет, для пород третьей фазы 70—90 млн. лет.

В Западно-Верхоянском антиклинории, где интрузии янского комплекса находятся на значительном удалении от батолитовых тел, Ю. П. Ивсен (1961) выделяет следующие четыре фазы: 1) диорит-гранодиоритовую, с переходом в краевых частях штоков к аляскитовым гранитам, 2) лампрофировую (преимущественно керсантиты, реже спессартиты, минетты), 3) аплитовидных гранитов, аплитов, пегматитов, 4) плагиопорфиров и кварцевых порфиров с переходом к породам липаритового облика.

Для пород янского комплекса характерны признаки гибризма — повышенная основность плагиоклаза (андезин-лабрадор) и высокое (до 30—35%) содержание цветных — биотита, амфибола. Для химизма их характерно преобладание калия над натрием, часто более резко выраженное, чем в породах Колымского комплекса, пересыщенность глиноземом и полевошпатовой известью, повышенная щелочность. Н. И. Невашев (1963) отмечает меньшее по сравнению с породами Колымского комплекса содержание рубидия.

С янским комплексом связано олово-полуметаллическое и свинцово-цинковое оруденение.

Магматизм постинверсионной стадии (мел) тесно связан с магматизмом пиверсионной стадии, но области преимущественного развития их пространственно разобщены.

Широкое проявление магматизма постинверсионной стадии в районах, граничащих с более молодой Корякско-Камчатской геосинклинальной областью, создало Охотско-Чукотский вулканический пояс, который рассматривается ниже как самостоятельная геотектоническая единица.

Продукты сенон-датского кислого магматизма отмечаются в центральных частях складчатой системы, а также у ее сочленения с Колымским

массивом. Так, интрузии омсукчанского комплекса распространены в районах раянх антиклинальных поднятий — Балыгычанского (Верхне-Ортыуканская, Курадахская и другие интрузии), возможно Аян-Уряхского. Не исключено, что аналогами омсукчанского комплекса являются и наиболее молодые представители янского интрузивного комплекса в районах Нельгехиянского и Западно-Верхоянского антиклинорий.

Сенон-датский кислый вулканизм проявился у юго-западного окаймления Колымского массива в районе Уядинско-Ясачпенского вулканического пояса. Так, в районе Лыглыхтахской впадины отмечены цепочки дайкоподобных и штокообразных субвулканических тел кварцевых порфиров, которые протягиваются через всю впадину параллельно ограничивающим ее разломам; кварцевые порфиры субвулканических тел образуют постепенные переходы к кварцевым порфирам и фельзитам покровов.

Позднемиеловые кислые вулканогенные образования отмечены и у северного окаймления Колымского массива, на правом берегу нижнего течения р. Индигирки, в хребте Улахан-Тас, где установлены остатки аппаратов центрального типа, приуроченных к пересечению разломов субмеридионального и близширотного простираний (Хара-Тас, гора Полевая).

Магматизм постконсолидационной стадии наиболее ярко проявился в районах развития магматизма предшествующей постинверсионной стадии, в частности в районе Охотско-Чукотского пояса, где выделена палеогеновая толща, отнесенная к формации толентовых лейкократовых плато-базальтов (Сперанская, 1965). В пределах Яно-Колымской складчатой системы петрографические и возрастные аналоги этой толщи весьма редки; возможно, что большая часть их уничтожена эрозией. Остатки базальтовых покровов сохранились в некоторых районах Уядинско-Ясачпенского пояса, в частности в Лыглыхтахской впадине, где они залегают на позднемиеловых кварцевых порфирах. На правом берегу нижнего течения р. Индигирки, в районе Ковдаковского плоскогорья, известны аппараты центрального типа, каналы которых заполнены «пробками» андезито-базальта (гора Котел; Некрасов, 1961). В смежных районах (Колымский массив, Чукотская складчатая система) известны лавы трахибазальтового состава, извергнутые раннечетвертичными вулканами (Балаган-Тас, Анойский и др.).

Чукотская складчатая система и сопредельные районы

Среди магматических образований, известных в Чукотской складчатой системе и прилегающих районах, различаются породы протерозойского, пермского, триасового, юрского, мелового, палеогенового, неогенового и четвертичного возраста. В южных районах возможны также девонские вулканические образования, аналогичные развитым на Омолонском массиве.

Распределение важнейших вулканических и интрузивных комплексов приводится в табл. 28. История формирования крупных структур Чукотки понимается разными исследователями различно, как по-разному принимаются и границы Чукотской складчатой системы. Поэтому представления о тектоническом положении интрузивных и эффузивных комплексов и о тектоно-магматических циклах имеют спорный характер.

Вопрос о докембрийских тектоно-магматических циклах совершенно не разработан.

Магматические комплексы Чукотской складчатой системы и сопредельных районов

Возраст	Статус развития	Чукотская складчатая система (без Олойского прогиба)	Чукотский массив	Олойский прогиб	Яблонский массив и его обрамление
Автропоген — палеоген	Поздние		Восточно-чукотский щелочных базальтов		Монинский базальтовый
Палеоген					
Мел	Средние	Чукотский комплекс гранитоидов с полчи-ненными эффузивами		Базальтовый	
Поздняя юра	Ранние			Пежемский базальтовый	Вукваменский липарит-андезит-базальтовый
Средняя юра — поздний триас					Вулканогенно-осадочный с пироксеновыми андезитами и базальтами
Средний и ранний триас		Алюйский интрузивный диабазовый			
Пермь					Возможны девонские вулканические толщи типа медвежьего комплекса на Олойском массиве
Карбон — кембрий					
Протерозой		Гнейсы и граниты			

В. Т. Матвпенко и др., считая, что мезозоида Северо-Восточной Азии проходят обычный тектоно-магматический цикл геосинклипального развития, относят пермские, триасовые и юрские изверженные породы, среди которых преобладают основные, к ранней стадии развития цикла, меловые — к средней, а кайнозойские — к поздней стадии. Пространственное разобщение магматических комплексов объясняется существованием на территории Чукотки нескольких структурно-формационных зон.

С. М. Тильман пермские изверженные породы относит не к основанию Олойского прогиба, а к Яблонскому (Алярмаутскому) остаточному массиву палеозойской консолидации и к поздней стадии герцинского цикла, который в работах других исследователей не рассматривается.

В. А. Вакар еще в тридцатых годах показал, что в истории магматической деятельности Чукотки могут быть выделены три самостоятельных «цикла»*. Учитывая современную датировку рассматривавшихся В. А. Вакаром образований, это раннемезозойский (главным образом интрузивные диабазы), позднемезозойский (гранитоидные вулканические породы кислого — среднего состава и связанные с ними субвулканические тела), кайнозойский (главным образом базальтоиды) «циклы».

М. Л. Гельман в общем поддерживает мнение В. А. Вакара о выделении этих трех «циклов». Олойский прогиб и Яблонский массив относятся, по его мнению, к особой петрографической области, простирающейся от южных окраин Чукотки в районы среднего течения р. Колымы. Эта область широкого распространения основных изверженных пород граничит с Чукотской областью позднемезозойских гранитоидов по водоразделу Большого и Малого Анюев. К ней относятся также Чукотский массив и северная часть Охотско-Чаунского вулканогенного пояса, в которой резко преобладают вулканы кислого состава.

Протерозой

К протерозою относятся небольшие гранитоидные тела в метаморфических породах Чукотского массива восточной оконечности Чукотки; метаморфические породы также считаются протерозойскими. Они перекрыты ордовикскими отложениями.

Определение абсолютного возраста не подтверждают принадлежности пород к протерозою, фиксируя, как считают Л. В. Фирсов и др., время повторного (мезозойского) метаморфизма. В 1965 г. Н. А. Загрузина (Шило, Загрузина, 1965) определила возраст некоторых образцов своей специально собранной коллекции гнейсов в 1,6 млрд. лет.

Протерозойские гранитоиды, как правило, слагают согласные пластовые тела среди метаморфических толщ и образуют с ними единые складчатые структуры. Среди гранитоидов преобладают биотитовые и двуслюдяные граниты, иногда гнейсовидные. С ними связаны пегматитовые жилы с турмаллином.

Девон(?)

В основании разреза вулканических толщ на Яблонском массиве Ю. М. Довгаль, В. Я. Радзивиц и А. А. Житецкий условно выделяют толщу, сложенную лавами и туфами преимущественно кислого, но также и среднего состава. Ее мощность 180—200 м. Петрография и возраст пород,

* Лучше — стадии или этапы. — *Прим. ред.*

вскрывающихся на очень небольших площадях выходов фундамента, сближают их с кедонским вулканическим комплексом Омолонского массива (Жигтецкий и Радзивил, 1964) предположительно девонского возраста.

Пермь

В Алучинском поднятии, которое входит в систему поднятий на Яблонском массиве, к перми относится спилит-диабазовый комплекс и комплекс сложной постросных интрузивных тел основных и ультраосновных пород, сопровождающихся плагиогранитами. Эти формации, относящиеся к офиолитовому ряду, изучал Ю. М. Довгаль (1964).

Вулканогенный комплекс делится на нижнюю лавовую и верхнюю осадочно-вулканогенную толщи. В составе нижней толщи сложно и закономерно чередуются зеленовато-серые и черные спилиты и диабазы, отличающиеся друг от друга по структуре, а также подчиненные им зеленовато-бурые кварцевые кератофиры и кератофиры. В верхней толще к этим породам присоединяются, все увеличиваясь количественно вверх по разрезу, литокластические туфы спилитов, диабазов и реже кератофиров, а также вулканомпктовые песчаники, конгломераты и кремнистые сланцы. Осадочно-вулканогенные породы содержат фаунистические остатки, характерные для сакмарского яруса.

Интрузивные тела тесно пространственно связаны со спилит-кератофировой толщей раннепермского возраста. Галька этих интрузивных пород обнаружена в конгломератах норрийского возраста. Есть сведения, что породы пермского комплекса с холодным контактом перекрываются среднетриасовыми отложениями. Абсолютный возраст плагиогранитов 231 млн. лет. *

Некоторые исследователи (В. Т. Матвиевко и др.) сопоставляют этот комплекс Алучинского поднятия с раннетриасовыми диабазами Чукотки и склоны считают его также раннетриасовым. Автор вслед за Ю. М. Довгалем принимает пермский возраст интрузивных пород, имея в виду их тесную связь с датированными фауной вулканогенными породами.

Ультраосновные тела относятся к трещинному типу и вытянуты в меридиональном направлении более чем на 30 км при ширине до 3 км. Габбровые и плагиогранитовые тела имеют форму, более близкую к штокам, площадь их — несколько десятков квадратных метров. Передки полигенные тела, в которых имеются породы всех трех групп. Контакты их резкие, в плагиогранитах отмечается гибризм.

Габбро и ультраосновные породы тесно связаны друг с другом. Среди гипербазитов различают серпентинизированные гарцбургиты, аподунитовые серпентиниты, лердолиты, оливковые диалагиты, чередующиеся друг с другом в виде полос мощностью до 10—15 м с резкими, а иногда постепенными переходами друг к другу. Габбро сложены битовнитом и авгитом с примесью ортоклаза, роговой обманки, апатита и титаномагнетита. Отмечены переходы от габбро к габбро-диоритам и габбро-спенитам. В эндоконтактах габбро переходит в габбро-диабазы.

Плагиограниты представляют собой более позднюю группу и вызывают отчетливый метаморфизм габбро, рассекая их в виде жил.

Петрохимически породы пермской офиолитовой группы формаций близки к соответствующим средним типа и отличаются в общем натровым характером, хотя некоторые габбро обнаруживают ненормально высокие

* Определения абсолютного возраста здесь и дальше выполнены аргонным методом в лаборатории Северо-Восточного комплексного НИИ под руководством Л. В. Фирсова и И. А. Загрушиной.

содержащая окиси калия (1—1,3%). Особенности ультраосновных пород — высокое содержание магнезии, отсутствие щелочей, малое количество глинозема, большие потери при прокаливании — указывают, как принято считать, на связь образования гипербазитов с глубинной перидотитовой магмой. Геохимические особенности пород изучены еще недостаточно.

Триас

Триасовые интрузивные диабазы апюйского комплекса представляют собой наиболее древние из послепротерозойских магматических образований в Чукотской складчатой системе и на Чукотском массиве. Они очень широко распространены и обнаружены практически всюду, где имеются выходы нижнетриасовых отложений. Относительно реже диабазовые интрузии заключены в палеозойских отложениях, в тех участках их развития, где они обрамляют раннетриасовый прогиб.

Тесно связанные с нижнетриасовыми отложениями, интрузивные диабазы не встречаются в более высоких частях разреза. В исключительно редких случаях в раннетриасовых толщах отмечены спилиты, возможно являющиеся эффузивными аналогами диабазов. В западных районах территории в нижнетриасовых толщах отмечается примесь (местами очень заметная) туфогенного материала. По этим данным возраст диабазов считается раннетриасовым. Галька диабазов обнаружена в конгломератах позднеюрского возраста во многих местах: в известной степени предположительно с диабазами может сопоставляться галька, которую Ю. М. Довгаль обнаружил в позднеурасовом конгломерате на правом берегу р. Большого Аюя.

Триасовые диабазы в большинстве случаев представляют собой пластовые тела, сильно деформированные в меловую эпоху дислокаций. В результате складчатости и тектонического разлизования первичная форма тел часто сильно изменена. Большая часть залежей приурочена к границе палеозойских и триасовых отложений. Мощность залежей здесь достигает первых сотен метров, а площадь — сотен квадратных километров. Меньше мощные и прерывистые залежи заключены в нижнетриасовых отложениях и в палеозойских толщах.

В зависимости от структуры изверженные породы могут быть подразделены на диабазы и габбро-диабазы, состоящие из пикрит-ангита и андезит-лабрадора. В середине наиболее мощных залежей обнаруживаются габбро.

В нескольких местах наблюдались пересечения диабазов жильными телами ультраосновных пород. Некоторые исследователи считают, что эти ультраосновные породы связаны с формированием диабазового комплекса и завершают его. По мнению автора, это существенно более молодые позднемезозойские породы. Состав триасовых пород очень однообразен.

Петрохимически неизменные диабазы соответствуют обычным базальтам (Гельман, 1963).

Диабазы нередко вмещают золото-кварцевые, а местами оловяносные жилы мелового возраста; с разрушением диабазов связано повышенное количество шльменита в некоторых россыпях. В диабазах обнаружены небольшие минералогического значения скопления самородной меди.

Поздний триас — середия юра

В верховьях р. Большого Аюя обнаружена мощная толща песчанков, алевролитов, глинистых сланцев и редких гравелитов, состоящих из однообразного кристаллокластического и реже литокластического

материала авгитовых андезитов и базальтов. По фаунистическим остаткам толщи и ее природа плохо изучены. Верхнеюрские и валанжинские осадочно-вулканогенные породы могут быть сопоставлены с вулканическим комплексом основного состава того же возраста, развитым в Олойском прогибе. Происхождение более древних вулканогенно-осадочных пород выяснено. Возможно, что их накопление связано с вулканической деятельностью на окраинах Яблонского массива или вдоль южной границы Аюйской зоны чукотских мезозойд, где проходят глубинные разломы. Аналогичные туфогенные образования поздненорийского возраста обнаружены в бассейне р. Рауча, где они приурочены к глубинному разлому северо-западного простирания. Роль спилитовых лав и тесно с ними связанных кремнистых сланцев очень ограничена; не вполне ясно также их стратиграфическое положение.

Поздняя юра

К поздней юре относятся вулканогенные комплексы — пеженский в Олойском прогибе и вукваамский в Яблонском массиве.

Широко распространение в Олойском прогибе верхнеюрские толщи включают лавовые покровы оливинных и пироксеновых базальтов мощностью до 200—300 м. Подчиненное значение имеют андезиты (в средней части толщи). Приблизительно в равных количествах с лавами находятся литокластические и кристаллокластические туфы базальтов. В них обнаружены многочисленные остатки аугелловой фауны поздненорийского возраста. Не охарактеризованная фауной верхняя часть толщи, где среди вулканогенных пород в относительно большем количестве появляются андезиты, возможно, относится к мелу.

Помимо щелочномезельных базальтов этот вулканогенный комплекс включает также щелочные разности. Ю. М. Довгаль обнаружил здесь эгирин-авгитовые базальты. В. Я. Радзвил и др. считают, что поздненорийский возраст имеют лейцитовые базальты и лейцититы, обнажающиеся вместе с шшонитами и оливинными базальтами в обрыве правого берега р. Большого Аюя. Ю. А. Билибин (1958), подробно описавший эти породы, считал их палеогеновыми.

С поздненорийскими базальтами пространственно тесно связаны штоки габбро-диабазов, габбро и габбро-диоритов. В поперечнике они достигают 5—6 км. Вероятно, это субвулканическая фация базальтов.

Поздненорийские вулканогенные толщи (вукваамский комплекс на Яблонском массиве) в отличие от пород Олойского прогиба имеют значительно более кислый состав и содержат много андезитов, дацитов и липаритов. Базальты здесь находятся лишь в основании толщи, а вверх по ее разрезу состав вулканических образований становится все более кислым. Мощность толщи 3000—3500 м.

Поздняя юра — ранний мел

Вдоль границы Аюйской зоны с Олойским прогибом и Яблонским массивом протягивается полоса интрузий большеанюйского комплекса ультраосновного и основного состава. Интрузивы прорывают поздненорийские или раннемеловые отложения и пересекаются гранитоидами раннемелового возраста. Возраст габбро и ультраосновных пород обычно принимается такой же, как возраст вмещающих их спилитов и палеотипных базальтов. Тела основного и ультраосновного состава обычно вытянуты

в пиротном или северо-западном направлении и часто имеют дайкообразную форму. В вершине Большого Аюя закартировано одно из наиболее крупных тел такого рода. Эта интрузия может быть названа Большой Аюйской дайкой. Она прослежена на 85 км при ширине в несколько километров. Дайка сложена различными по структуре габбро и габбро-диабазами и включает также довольно крупные жильобразные тела ультраосновных пород. Различаются оливиновые и безоливиновые габбро.

Для петрохимии ультраосновных пород характерна повышенная железистость и высокое содержание титана, что типично для образований, связанных с габбровой магмой. Существенное отличие состава ультраосновных пород от ассоциированных с ними интрузивных диабазов состоит лишь в практическом отсутствии глинозема при одинаковом содержании кремнекислоты и других окислов. Таким образом, этот комплекс отличается от пермского, развитого в пределах Яблонского массива, относительно меньшей ролью собственно ультраосновных пород.

Позднемезозойские ультраосновные и основные породы встречаются только на Восточной Чукотке. Они не выделяются здесь в самостоятельный комплекс, т. е. генетически связаны, вероятно, с породами того же состава, широко распространенными южнее, в Корякско-Камчатской складчатой области.

Мел

Гранитоидные формации мелового возраста очень широко распространены в Аюйско-Чаунской складчатой зоне, занимая около 15% ее территории. Гранитоидные образования очень характерны и для Чукотского массива, но здесь, кроме того, имеются щелочные породы, в частности нефелиновые сиениты, входящие в одни тела с гранитоидами.

Большая часть гранитоидов Чукотки относится к раннему мелу. Нижнемеловые гранодиориты и породы группы диорита прорывают валажские толщи и обнаруживают тесные связи с раннемеловыми, охарактеризованными флорой и фауной вулканогенными толщами; галька соответствующих гранитоидов обнаружена в апт-альбских конгломератах. Абсолютный возраст доаптских (или аптских) гранитоидов колеблется в пределах 140—110 млн. лет, редко до 150 млн. лет.

Граниты распространены значительно меньше. Они прорывают всю раннемеловую толщу и обычно условно относятся к началу позднего мела. В бассейне р. Амгуэмы в позднемеловых эффузивах обнаружена галька этих гранитов. Абсолютный возраст гранитов 100—85 млн. лет. В восточных районах Чукотской складчатой системы имеются гранитоидные массивы, прорывающие почти всю толщу позднемеловых эффузивов. Их абсолютный возраст 70—50 млн. лет; отчасти они могут относиться к палеоцену.

Условия и форма залегания гранитоидных пород очень разнообразны. На большей части территории они зависят от глубинности гранитоидов, что особенно подробно изучено в Аюйском районе (Гельман, 1963). В палеозойском основании складчатой области широко распространены пластовые тела гранитоидов мощностью до нескольких сот метров. Трещиноватые толщи, слагающие складчатый комплекс, прорваны резко дискордантами потоками и батолитами. Горизонтальные размеры тел колеблются от 700—800 до 100—200 км² и, наконец, до 10—20 км² и еще меньших.

В трещиноватых толщах многочисленны дайки и пластовые интрузии составляют пояса протяженностью до нескольких сот километров. Некоторые массивы, прорывающие аюйскую серию, тесно пространственно

генетически связаны с небольшими эффузивными полями (Гельман, 1963₉). Дайки также обнаруживают связь с эффузивными толщами.

В послепериодических впадинах, выполненных меловыми песчаниковыми толщами, широко развиты пластовые интрузии мощностью в несколько метров, куполообразные гранитоидные массивы и лакколиты.

Доаптские и аптские гранитоиды петрографически очень разнообразны. Среди них важнейшее место принадлежит пироксен-биотитовым и амфибол-биотитовым гранодиоритам с довольно большим содержанием (до 15—20%) цветных минералов. С этими породами тесно связаны кварцевые диориты, габбро-диориты, монцититы и сиецит-диориты. Все они содержат одинаковый зональный плагиоклаз андезит-лабрадор и одни и те же цветные минералы, а также кварц и щелочной полевошпат в количествах, соответствующих названиям пород. В глубинной фации роль гранодиоритов относительно более скромная, и на первый план выступают породы группы диорита, имеющие здесь резкие контакты друг с другом.

С гранодиоритами и диоритами тесно связаны дайки амфиболовых и биотит-амфиболовых диоритовых порфиритов, лампрофиров, сиецит-диоритовых порфиров, микродиоритов и родственных пород. В большинстве случаев подобные дайки могут рассматриваться как апофизы горизонтальных массивов, размещенных в палеозойском основании; нередко они являются апофизами штоков, прорывающих анъюскую серию. Более молодую группу даек составляют амфибол-биотитовые гранодиорит-порфиры, кварцевые диорит-порфириты и биотитовые гранит-порфиры. Они пересекают массивы гранодиоритов, но химически и петрографически очень близки к гранодиоритам и кварцевым диоритам этих массивов, а гранодиорит-порфиры в центральных частях наиболее мощных даек почти не отличимы от вмещающих гранодиоритов. К этим же гранитоидам по возрасту близки дайки субвулканических андезитов и андезито-дацитов. Среди вулканических пород, сопровождающих доаптские и аптские гранитоиды, важнейшее место принадлежит андезитам, трахиандезитам и дацитам.

Послеаптские, среднемеловые интрузии сложены главным образом биотитовыми гранитами, местами щелочноземельными, а в некоторых массивах — субщелочными, существенно калиевыми. Тела такого состава построены просто; лишь в эндоконтактных зонах отмечается появление аплитов и пегматитов. В редких случаях в эндоконтактах увеличивается основность, возрастает содержание биотита, иногда к нему присоединяется пироксен. С этой фазой гранитоидного магматизма связано образование многочисленных даек и пластовых тел пироксен-биотитовых лампрофиров. Еще более позднюю группу малых интрузий, но часто тесно связанную с лампрофирами, составляют гранит-порфиры с крупными вкрапленниками ортоклаза, графосиенит-порфиры, микросиециты и т. п. Обычно они образуют дайки, а также мелкие штоки в пределах массивов калиевых гранитов и в осадочных породах. В некоторых породах этой группы являются щелочной пироксен и щелочной амфибол. Среди вулканических пород, сопровождающих граниты этой фазы, главная роль принадлежит пгнимбрикам.

Специфическую особенность щелочноземельных гранитов составляет присутствие в них плагиоклаза—андезина наряду с преобладающим существенно калиевым полевым шпатом.

Из гранитоидов, прорывающих верхнемеловую толщу (Восточная Чуколка), более древнюю группу составляют биотит-роговообманковые

с примесью пироксена кварцевые двориты и гранодиориты, а более молодую — биотитовые и биотит-роговообманковые граниты. В эдноконтактах гранитовых массивов отмечается переход к мелкозернистым и аплитовидным разностям. Кроме того, имеются сиенитовые массивы.

Гранитоидные и эффузивные образования мелового возраста составляют единую петрохимическую ассоциацию щелочноземельного типа. Очень характерны для нее высокие содержания щелочей в сравнительно основных породах и относительно высокое содержание калия. В этом выражается монцитовидный (трахидолеритовый) характер изверженных пород, что отражается не только в химическом составе, но и в минеральных парагенезисах (калиевый полевой шпат с андезитом и лабрадором, биотит с пироксеном и т. д.).

Меловые метаморфические явления в Чукотской складчатой системе имеют очень большое значение, и будучи тесно связанными со становлением гранитоидного комплекса, нередко приобретают не только контактовый, но и региональный характер. Особенно отчетливо это проявляется в раннюю фазу равномелового магматизма — середина раннего мела является эпохой регионального метаморфизма на Чукотке. В более позднее время метаморфические процессы носили четко выраженный контактовый характер. Намечается вертикальная зональность в явлениях регионального метаморфизма.

В пределах палеозойского основания развиты породы амфиболитовой (вблизи раннемеловых гранитоидов) и эпидот-амфиболитовой (на удалении от них) фаций метаморфизма (Гельман, 1961). Метаморфические породы здесь широко распространены и по своему облику напоминают докембрийские образования. В некоторых районах Центральной и Восточной Чукотки породы амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма подвергаются фельдшпатизации. В породах триасового возраста широко распространены метаморфические преобразования фации зеленых сланцев. Они наиболее интенсивны в так называемых зонах смятия, протягивающихся на десятки километров при ширине 5—10 км. Вблизи гранитоидных массивов ранней фазы становления зеленые сланцы через узловые сланцы постепенно сменяются контактными роговиками (биотитовыми, андалузит-кордиеритовыми и др.). Меловые породы изменены, как правило, только в узких контактных ореолах, где песчаники ороговикуются, эффузивы подвержены изменениям типа среднетемпературной пропилитизации. Ороговикование эффузивов на контакте с массивами ранней фазы обнаруживается только в исключительно узких зонах, ширина которых, как правило, не превосходит нескольких метров, редко достигая десятков и первых сотен метров.

Граниты, средне- и позднемеловые во всех фациях глубинности сопровождаются четкими ореолами контактных роговиков, редко наложенными на более древние метаморфические породы.

С меловым гранитоидным комплексом связаны важнейшие полезные ископаемые Чукотки: золото, олово и вольфрам (Лугов, 1962).

Мел — ранний палеоген

Охотско-Чукотский вулканический пояс приурочен к глубинным разломам, ограничивающим Корякско-Камчатскую складчатую область. По строению и петрографическому составу вулканические комплексы Центрально-Чукотского пояса сильно отличаются от расположенных южнее; здесь резко преобладают породы кислого состава.

Большая часть вулканогенных пород слагает моноклинальную структуру, что сильно облегчает изучение разреза, выполненное В. Ф. Белым (1961). В нескольких местах эффузивы налегают на морские отложения, содержащие остатки асуделловой фауны валанжинского возраста. В нижней части разреза собраны обильные флористические остатки раннемеловые для позднего мела. Самая верхняя часть разреза условно относится к палеогену. Несколько определений абсолютного возраста кислых вулканических стекол дали значения, соответствующие мелу и палеогену.

Разрез вулканического комплекса «цикличен». Первые два «цикла» относятся ко второй половине раннего и к началу позднего мела, третий (и последний) «цикл» охватывает вторую половину позднего мела и начало палеогена. Развитие каждого «цикла» начинается извержениями кислого материала, а заканчивается извержениями более основных продуктов. Содержание кремнекислоты в породах первого «цикла» меняется от 77 до 60%, в породах второго «цикла» от 73 до 50% и третьего — от 72 до 46%. Внутри циклов местами выявляются более дробные последовательности гомодромного типа (с постепенным возрастанием кислотности). Такой процесс вулканизма привел к формированию игнимбритовых и базальтовых плато; между платообразными поверхностями заключены толщи андезитового состава.

Мощность самой нижней алькаквуньской свиты игнимбритов достигает 1000 м. Дацинты, андезиты и их туфы следующей вверх по разрезу калень-муваамской свиты имеют мощность до 800 м. Пыкарваамская свита игнимбритов, которой начинаются отложения второго цикла, имеет мощность до 1000 м, средней части этого цикла соответствует вороньинская свита (в среднем андезито-дацитового состава) мощностью 500 м. Заканчивается этот цикл андезито-базальтами коэквиуньской свиты мощностью около 800 м. Мощности игнимбритов эргываамской и базальтов эминьваамской свит, составляющих третий цикл, соответственно 800—700 м. Каждая свита состоит из отдельных покровов различной мощности.

Ареалы наземного вулканизма, соответствующие каждому циклу, последовательно смещаются с северо-запада на юг и юго-восток. Площадь каждого из них измеряется 40—50 тыс. км².

Наземные извержения имели эффузивный и эксплозивный характер; коэффициент эксплозивности, по подсчетам В. Ф. Белого, в среднем очень высок и колеблется от 40 до 100%.

Несмотря на свежий облик пород и сохранность структуры основной массы, они часто несут следы гидротермального изменения: окварцевания, адюляризации, цеолитизации и т. д.

Химические черты вулканических пород этого комплекса не отличаются от петрохимии позднемезозойских гранитоидных комплексов Чукотки. Здесь также характерна трахидолеритовая тенденция. Частое высокое содержание калия в породах среднего состава определяет своеобразие их минерального состава (наличие вкрапленников калинатового полевого шпата, биотита). Возможно, с повышением щелочности связано и своеобразие способа извержения (игнимбриты среднего состава).

Близкое строение имеет вулканический комплекс в районах, расположенных юго-восточнее, в Беринговской ветви вулканогенного пояса. Однако здесь большое значение приобретают андезитовые толщи в составе нижнего мела. На западном берегу залива Креста на геологических картах выделяются игнимбриты и базальты миоценового возраста.

Такая датировка имеет условный характер и базируется на далеких аналогиях. Более вероятен палеогеновый возраст этих пород.

Вулканические покровы северной части Охотско-Чукотского вулкано-генного пояса вмещают золото-серебряные рудопроявления эпitherмального типа и месторождения ртути.

Палеоген

Палеогеновые базальты могут рассматриваться как неотъемлемый член вулканического комплекса Центрально-Чукотского района, но они, кроме того, выделяются как самостоятельные образования в чукотских мезозоидах, слагая здесь горизонтально залегающие покровы площадью в несколько десятков квадратных километров.

Плиоцен-четвертичное время

Как и в северной части Корякско-Камчатской складчатой области, на жестком массиве в восточной части Чукотки довольно широко распространены щелочные базальтоиды, более или менее условно относящиеся к плиоцен-четвертичному возрасту. На Чукотском полуострове они составляют несколько изолированных потоков, приспособленных к рельефу местности. Лавовые потоки имеют длину до 10 км и мощность до 60 м. В их составе обнаружены лимбургиты, биотит-оливиновые, нефелиновые, лейцитовые и анальцимовые базальты (Рабкин, 1954). Эти субщелочные и щелочные породы соответствуют петрохимически лавам Восточно-азиатской провинции, но отличаются от них, а также и от средних типов соответствующих пород подчеркнуто натровым характером.

В верховьях р. Большого Анюя в обрамлении Яблонского среднего массива обнаружены трещинные потоки базальтов и небольшие стратовулканы, состоящие из базальтовых лав и туфов. Это моннинский комплекс базальтов. Связь этих образований с разломами фиксируется очень четко как в их общем расположении вокруг северных и западных границ Яблонского массива, так и в ориентировке трещинных потоков и в приуроченности вулканических центров к участкам пересечения разрывных нарушений. Четвертичный возраст подтверждается прекрасной сохранностью постройки Анюйского вулкана, расположенного в истоках р. Монни (правый приток Большого Анюя). Этот вулкан и сопровождающий его трещинный поток первыми из описываемой группы четвертичных вулканов были открыты при наблюдениях с самолета и затем, в 1953 г., подробно исследованы Е. К. Устиевым (1961).

Несколько хуже сохранились, но также отчетливо различимы детали строения вулкана Вилибина (Часовитин, 1963), открытого Ю. М. Довгалем в 1957 г. на правом берегу р. Чмччемель (левый приток Большого Анюя).

Вулканические потоки приспособлены к самым молодым элементам рельефа долины, занятых ими, не залесены и почти не эродированы. Несмотря на отсутствие радиохронологических данных, считается, что возраст Анюйского вулкана и трещинного потока Монни измеряется несколькими сотнями лет. Возраст трещинных потоков и аппаратов центрального типа на левобережье Большого Анюя, возможно, несколько больший.

Алунинский и Моннинский трещинные потоки вытянуты вдоль одноименных долин, первый на 70 км, второй на 52 км при ширине 2—4 км.

Мощность подробнее наученного потока Монни в среднем составляет 30 м. Поверхность потоков составлена волнистыми и канатными лавами, у краев большого значения приобретают глыбовые лавы. Аппараты центрального согня метров. Они построены чередующимися лавами и туфами базальтов и сопровождаются потоками длиной 3—12 км.

Четвертичные оливковые базальты очень свежие, стекловатые, отличаются повышенной щелочностью и, в частности, относительно высоким содержанием калия.

Охотско-Чукотское звено Восточно-Азиатского вулканического пояса

Охотско-Чукотский вулканический пояс является звеном планетарного Восточно-Азиатского вулканического пояса и имеет протяженность более 3000 км. Его юго-западная часть охватывает северное побережье Охотского моря и отделяет Яно-Колымскую складчатую систему области мезозойской складчатости от структур, скрытых водами Охотского моря (предполагается северный склон гипотетического Центрально-Охотского массива). Северо-восточная часть пояса проходит в пределах материка (через бассейны Пепжины и Анадыря до Чукотского полуострова) и отделяет Омолонский массив и Чукотскую систему области мезозойской складчатости от Анадырско-Корякского района области кайнозойской складчатости и Тайгоносского массива.

Впервые вулканический пояс всей Охотско-Чукотской части был установлен еще в 1934 г. С. В. Обручевым. Согласно представлениям Н. С. Шатского (1957 г.), Е. К. Устьева (1959), В. Т. Матвиенко (1960), В. Ф. Белого (1963), этот пояс представляет собой самостоятельную структуру, связанную с развитием областей кайнозойской складчатости. Л. А. Снятков и Б. А. Снятков (1958) считают, что он связан с мезозойскими Колымо-Чукотского складчатого пояса; как самостоятельную структуру авторы выделяют Охотско-Чукотскую гирлянду вулканических дуг, образованную в позднем меле и палеогене.

И. М. Сперанская (1964) полагает, что магматизм Охотско-Чукотского пояса отражает взаимосвязь двух складчатых областей — мезозойской и кайнозойской, т. е. он принадлежит поздним стадиям мезозойского тектоно-магматического цикла, испытавшего активизацию под влиянием кайнозойских процессов.

В большинстве районов Охотско-Чукотского звена выделяются ранние (апт—турон), средние (сенон—дат) и поздние (ранний палеоген) стадии магматизма, как интрузивного, так и эффузивного.

На ранних стадиях в юго-западной (охотской) части пояса образовались андезитовая и гранодиоритовая формации. Гранодиоритовая формация (или формация охотских гранитоидов) распространяется и в северо-восточную (чукотскую) часть пояса, однако здесь вулканические толщи, вмещающие интрузии, отличаются от андезитовой формации Охотского побережья. По данным В. Ф. Белого (1963), в чукотской части пояса выделяется несколько различных районов, где вулканизм апт-сеноманского времени имел разный состав. Например, в Средне-Анадырском районе в апт-альбе происходили извержения андезито-базальтов, сменявшиеся в сеномане преимущественно кислыми эксплозивными проявлениями, чередующимися с извержениями основных лав; в Центрально-Чукотском районе в это же время резко преобладал вулканизм кислого состава;

в Восточно-Чукотском районе в апт-альбе возникла андезитовая формация, подобная таковой Охотского побережья; в Пенжинском районе рапчевые эффузивы имеют кислый состав.

В средние стадии магматической активности в конце позднег мела на всем протяжении Охотско-Чукотского звена происходили мощные эксплозивные извержения кислых магм и формирование близповерхностных гранитовых интрузий. Эти взаимосвязанные магматические образования в охотской части пояса выделены под названием липарит-гранитовой группы формаций (Сперанская, 1964).

На поздних стадиях, в раннем палеогене, также в пределах всего звена пояса, имели место излияния плато-базальтов. Лишь в Восточно-Чукотском районе в начале палеогена вулканизм имел кислый состав.

Наиболее подробно изучены магматические образования охотской части пояса и Центрально-Чукотского района.

В области Охотского побережья выходы пород, составляющих андезит-гранодиоритовую группу формаций, отчетливо контролируются крупными глубинными разломами, параллельными общему простиранию вулканического пояса и поперечными к нему. Наиболее типичные интрузии охотских гранитоидов образуют два четко выраженных параллельных пояса, протягивающихся в виде пологих дуг вдоль Охотского побережья; их протяженность превышает 1000 км. Наиболее крупные поперечные пояса интрузий наблюдаются в пределах Охотского остаточного массива и у западной границы Омолосского массива; протяженность поперечных поясов измеряется сотнями километров.

Андезит-гранодиоритовая группа формаций включает андезитовую вулканическую формацию и формацию охотских гранитоидов. Время образования вулканогенной толщи по палеофлористическим данным апт-турон. В этот же промежуток времени формировались охотские гранитоиды, внедрение которых происходило, по-видимому, не одновременно. Начало формирования охотских гранитоидов относится к допозднемеловому времени (вероятно, к концу раннего мела), о чем свидетельствует наличие гальки охотских гранитоидов в конгломератах сеноман-туронского возраста (Устиев, Сперанская, 1949). Многие интрузии гранодиоритов вместе с тем прорывают толщи всей андезитовой формации с возрастными пределами апт-турон, их обломки встречаются в кислых пирокластических отложениях липаритовой формации сенон-датского возраста. Таким образом, время образования андезитовой формации и интрузий охотских гранитоидов имеет одни и те же пределы.

Определения абсолютного возраста гранитоидов аргоновым методом, произведенные в лаборатории ВНИИ в Северо-Восточного комплексного НИИ под руководством Л. В. Фирсова, не всегда совпадают с геологическими данными, чаще всего получаются значения 103—125 млн. лет.

Площади выходов пород андезитовой и гранодиоритовой формаций примерно равны и составляют 45 700 км² для вулканических пород и 50 250 км² для интрузивных (Венчугова, 1956).

Породы андезитовой формации залегают с угловым несогласием на глубоко размытой поверхности сильно дислоцированных морских отложений пермского — позднеюрского возраста. Андезитовый вулканизм проявился в эпоху, следующую за преобразованием мезозойской геосинклинали в складчатый пояс (конец поздней юры — начало раннего мела); извержения происходили в наземных условиях. Мощность вулканогенной толщи (охотская серия) нередко превышает 1000 м. Главными породами являются палеотипные андезиты; сопутствующие — дациты, липариты,

андезито-базальты и базальты. Большая роль принадлежит пирокластическим образованиям, объем которых превышает объем лав (эксплозивный индекс равен в среднем 65). Мощность отдельных потоков лав и горизонтов туфов колеблется от нескольких метров до десятков, а иногда и сотен метров. Андезитовая формация находится в парагенезисе с континентальными осадочными толщами, сформировавшимися в межгорных впадинах синхронно с вулканизмом, преимущественно за счет перетолжения вулканических продуктов. В составе осадочных толщ преобладают туфогенные песчаники, иногда существенную роль играют конгломераты и сланцы; встречаются месторождения каменного угля промышленного значения.

Строение вулканогенных толщ и состав вулканических продуктов свидетельствуют о преимущественной роли в их формировании извержений центрального типа. Этому соответствует и характер залегания вулканических потоков с наклоном в $20-30^\circ$ и постоянно меняющаяся, иногда радиальная ориентировка, очевидно обусловленная отложением на склонах вулканических конусов.

Важным признаком андезитовой формации являются значительные поствулканические изменения, отчетливо выраженные во внешнем облике горных пород и существенно влияющие на их минеральный состав. Изменения низкотемпературной фации (парагенезис хлорит—кальцит—серпикит иногда в ассоциации с альбитом) имеют региональный характер; в особых случаях (в экзоконтактах пьитрузий, в зонах разломов и пр.) наблюдается среднетемпературная фация пропилитизации с эпидотом, иногда с актинолитом.

Главная особенность минерального состава андезитов заключается в сочетании амфибола и авгита. Среди туфов преобладают средне- и мелкообломочные разновидности; нередко встречаются туфолавы андезитового состава. Пирокластические породы дацитового и ллпаритового рядов чаще относятся к игнимбритам.

Интрузии охотских гранитоидов размещены преимущественно среди покровов андезитовой формации. Они принадлежат к типу «трещинных» интрузий, формировались в условиях малых глубин (от нескольких сот метров до 1—3 км); форма их разнообразна и определяется структурой, механическими свойствами и мощностью вмещающих пород. Например, в области неглубокого залегания кристаллического фундамента (Охотский массив) интрузии имеют четкую линейную форму, соответствующую положению крупных разломов и повторяющую все изменения их направления (Нижне-Ульбейский, Нют-Ульбейский, Асиберганский массивы). Контакты интрузий в этом случае крутые (до вертикальных). Интрузии, залегающие в мощной толще складчатых осадочно-вулканогенных отложений домелового возраста (п-ов Кони), имеют форму лакколлитов и приурочены к осевым частям синклиналиных складок; интрузивные массы отчетливо приспособляются к структурам вмещающих пород; падение плоскостей контактов во всех случаях направлено под интрузивные тела. Верхние части интрузий, прорывающие покровы меловых эффузивов, имеют характер куполов, форма которых, по-видимому, не зависит от структуры вулканогенной толщи.

Размеры интрузий варьируют в очень широких пределах — от нескольких квадратных километров до сотен (преобладают), а иногда и тысяч квадратных километров. Наиболее крупные массивы сложены гранитами (Нют-Ульбейский, Туманский), но их немного. Преобладают массивы средних размеров (500—1000 км²), они принадлежат

преимущественно грабодiorитам (Магаданский, Средне-Янский, Нижне-Ивский и др.). Подавляющее большинство массивов имеет сложное строение и включает горные породы разного состава (от габбро до гранитов), между породами разной основности обычно наблюдаются резкие контакты, но иногда они связаны постепенными переходами.

Интрузии нередко сопровождаются широкими (до 1—2 км) зонами контактового метаморфизма с преобразованием вмещающих пород в амфибол-биотит-плагноклазовые роговики.

Глубина эрозивного среза различна. Наряду с глубокоэродированными интрузиями встречаются массивы, несущие на поверхности остатки кровли.

В сложных массивах обычно наблюдается следующая серия пород (в порядке их формирования от более древних к молодым): 1) габбро, габбро-диориты, диориты; 2) породы такситового сложения, составляющие непрерывный ряд от габбро-диоритов до кварцевых диоритов и моцинитов (иногда — гранодиоритов и гранитов); 3) гранодиориты; 4) граниты.

Габбро чаще всего относится к лейкократовой роговообманковой разновидности, но иногда встречаются также основные оливинсодержащие габбро-нориты. В обоих типах содержится битовнит, что сближает эти породы с эвкритами.

Диориты — наиболее распространенные в группе гибридных пород такситового сложения. Для них характерен преимущественно андезитовый состав плагноклаза, независимо от основности пород. Акцессорные — яшменит, магнетит, сфен, апатит, циркон; часто наблюдается высокое содержание сфена, иногда встречаются рутил и ортит.

Гранодиориты относятся к биотит-роговообманковым разновидностям. Полевой шпат в них — резко зональный плагноклаз (зональность рекуррентная с изменением состава от кислого лабрадора в ядре до олигоклаза в кайме зерен) и гомогенный калинатровый полевой шпат, практически лишенный пертитовых вростков. Акцессорные — апатит, циркон, магнетит, ортит, сфен.

Граниты биотитовые или роговообманково-биотитовые. Для них характерно примерно равное содержание плагноклаза, калинатрового полевого шпата и кварца, андезитовый состав плагноклаза и обилие пертитовых вростков в калинатровом полевом шпате. Широко распространены аутометасоматические изменения пород (кальцевый, натриевый и кремниевый метасоматоз). Акцессорные — апатит, циркон, магнетит, сфен, ортит.

Химический состав вулканогенных и интрузивных пород в андезит-гранодиоритовой группе формаций весьма близок, хотя в среднем интрузивная формация отличается несколько более высоким содержанием кремнезема.

Андезит-гранодиоритовая группа формаций включает серию пород с нормальным типом дифференциации. В габброидах, представляющих собой наиболее древние члены охотских интрузий, достигает максимального проявления петрохимическая тенденция Охотской провинции — резко выраженная повышенная известковистость основных членов серий. Среди кислых членов серии преобладают граниты с относительно высоким содержанием полевошпатовой извести (андезитовые граниты). Главные петрохимические особенности андезит-гранодиоритовой группы формаций отражены на векторной диаграмме (рис. 85).

Наиболее характерен для формаций охотских гранитоидов молибден. Совместно с молибденом, иногда в одних и тех же рудных узлах, встре-

чаются свинцово-цинковые, мышьяковые, железорудные, медные, вольфрамовые и другие рудопроявления. Нередко с охотскими гранитоидами связано также золотое оруденение.

Область распространения липарит-гранитовой группы формаций отчетливо смещена к северу относительно внутренней дуги, образованной более ранними меловыми магматическими породами. Пространственное распределение эффузивных полей контролируется крупными глубинными разломами, окаймляющими Охотский массив или расположенными в его пределах, субширотными глубинными разломами, параллельными

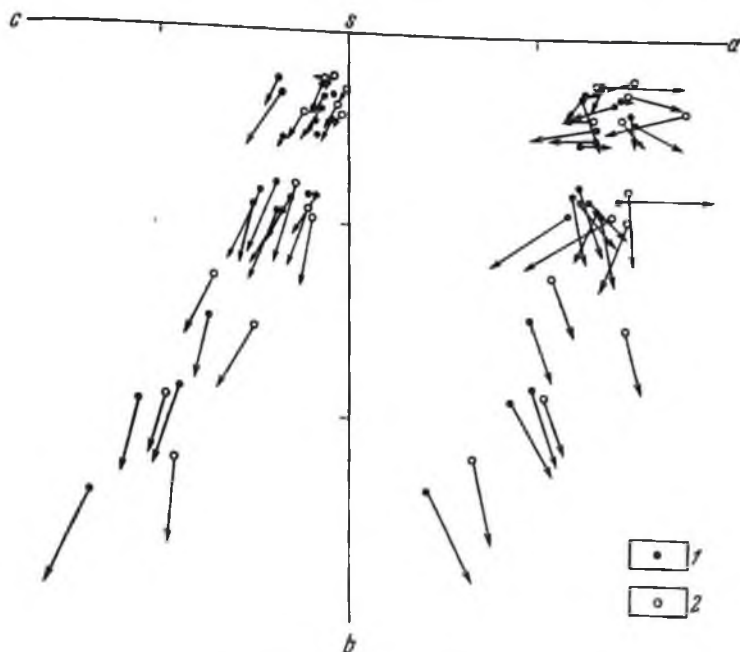


Рис. 85. Липарит-гранитоидная группа формаций Охотского побережья.
1 — вулканогенные породы, 2 — интрузивные

общему простиранию вулканогенного пояса и поперечными к нему. Наиболее крупными из последней группы являются Омсукчано-Вилгнянский и Армяно-Среднянский поперечные магмаконтролирующие разломы.

Липарит-гранитовая группа формаций включает липаритовую (ингимбритовую) формацию и формацию близповерхностных, субвулканических гранитоидов. Возраст вулканогенной толщи по палеофлористическим данным сенон-датский. Определения абсолютного возраста вулканических пород аргоновым методом (Л. В. Фирсов; Северо-Восточный комплексный НИИ) дали широкий разброс значений — от 60 до 120 млн. лет, что, возможно, связано с различной степенью изменения пород.

Интрузии близповерхностных гранитов в центральной части Охотского побережья прорывают хольчацкую свиту сенонского возраста и все более древние образования. В последние годы в различных районах Охотского побережья установлена непосредственная связь вулканических процессов с формированием гранитных интрузий (Сперанская, 1963) или последовательное неоднократное чередование интрузивных

и диффузивных процессов. В соответствии с этим возраст формации близповерхностных граптоидов в целом соответствует времени образования липаритовой формации, т. е. находится в пределах сенон-датского веков. Определения абсолютного возраста гранитов не всегда соответствуют их геологическому положению и колеблются от 56 до 116 млн. лет.

Площади выходов гранитоидов значительно уступают размерам площадей распространения вулканических формаций и составляют соответственно 12 660 км² для первых и 77 540 км² для вторых (Венчугова, 1956).

Породы липаритовой формации залегают либо на нараульпийской свите палеотипных андезитов сенон-мав-турона, либо непосредственно на морских отложениях пермского — позднеюрского возраста. Наземному вулканизму сенон-датского времени предшествовал, очевидно, длительный перерыв в вулканической активности и глубокая эрозионная переработка вулканического рельефа. Главная область вулканической активности при этом сместилась к северу относительно площади развития андезитового вулканизма, и возникли новые центры извержений, не следующие общего плана более древнего вулканизма.

Вулканогенные породы липаритовой формации имеют различный характер, что связано с различными типами извержений и с особенностями исходной магмы. Начало вулканической деятельности ознаменовалось накоплением преимущественно пирокластического материала типа ксенотуфов с существенной ролью обломков более древних коренных пород.

Со вторым этапом вулканической активности связано излияние лав — двупироксеновых андезитов и андезито-базальтов; форма лавовых покровов — плоские липовидные тела — напоминает щитовые вулканы. Главные петрографические черты двупироксеновых андезитов, которые могут рассматриваться как формационные признаки, — отчетливо выраженный кайшотинный облик, слабая степень раскристаллизации стекла в основной массе, сериально-порфировая структура пород (несколько поколений кристаллов плагиоклаза и пироксена) и принадлежность к гиперстеновой серии (совместно с гиперстеном встречается авгит).

Подземеловой вулканизм завершается формированием мощной толщи игнимбритов кислой магмы. Среди игнимбритов выделяется несколько разновидностей, различающихся по количеству кристаллокластического материала, по ассоциациям минералов интрателлурпического этапа кристаллизации, по степени сваренности и поствулканической перекристаллизации витрокластического материала и пр. И. М. Сперанской разработана петрографическая классификация игнимбритов граптоидной магмы (Сперанская, 1965), в которой выделены следующие главные разновидности:

1) гиалонигнимбриты — содержание кристаллокластического материала не превышает 10% объема породы; присутствуют только обломки плагиоклаза и редко кварца; мощность единичных потоков большая (десятьки до первых сотен метров); витрокластический материал сварен относительно слабо, но очень сильно перекристаллизован, в связи с чем преобладает светлый цвет пород; характерна плитчатая отдельность, параллельная контактам потоков;

2) порфирокластические игнимбриты — содержат 20—40% кристаллокластического материала очень разнообразного состава; встречаются андезиты, водянопрозрачный калинастровый полевошпат с малым углом оптических осей, кварц, биотит, амфибол, пироксены (моноклинные

и ромбический); мощность отдельных потоков от 2—5 до 10—50 м; при небольшой мощности потоков отложения всегда сильно сварены вплоть до образования гомогенного черного вторичного стекла; перекристаллизация стекла незначительная или не проявлена совсем, чему соответствует темная окраска пород; характерна вертикальная столбчатая отдельность;

3) кристаллокластические игнимбриты содержат более 50% объема породы обломков кристаллов интрателлурической кристаллизации — кварца, плагиоклаза, каликатрового полевого шпата, амфибола, биотита; степень сваренности витрокластического полевого шпата, амфибола, биотита; кристаллизация стекла проявлена в различной степени; игнимбриты слагают мощные толщи (до 1000 м), в которых не наблюдается стратифицированности; эти богатые кристаллами пирокластические отложения нередко содержат гомогенные включения гранитов средневезерного сложения.

Липариты, ассоциирующие с полями игнимбритов, слагают экстрезивные купола. Они характеризуются резко выраженной тонкополосчатой флюидальной текстурой.

Все описанные эффузивы слагают эвенскую серию верхнего мела. Существенную роль в формировании вулканических покровов играют проседания и куполовидные вздутия, образование которых связано с активностью магмы и быстрым извержением больших масс ее на земную поверхность. Эти тектоно-вулканические структуры, по-видимому, широко распространены в вулканическом поясе, но в настоящее время изучены лишь некоторые из них, например Ульяновский прогиб (Чертовских, 1964), Средне-Армапская тектоно-вулканическая депрессия (Сперанская, 1963, 1964), Лабныкырская кольцевая структура (Ларин, 1954) и др.

Формация близповерхностных гранитоидов, тесно связанная во времени и пространстве с липаритовой (игнимбритовой) формацией, включает как средне- и крупнозернистые породы глубинного облика, так и порфириновые породы гипабссального типа. Тела этих образований принадлежат к типам трещинных и межформационных интрузий. Для них характерно близповерхностное залегание; кристаллизация и остывание их пород происходили на глубине от нескольких сот метров до 1—2 км. Форма интрузий разнообразна — встречаются неправильные изометричные или вытянутые вдоль разломов тела с крутыми контактами и межформационные пластообразные залежи; для интрузий порфириновых пород отмечаются формы лакколитов, силлов, даек. Размеры интрузий небольшие — от нескольких квадратных километров до 200—300 км²; в этом отношении они значительно уступают охотским гранитоидам. Строение массивов различно: в пределах Омсукчанской впадины, где находятся наиболее типичные интрузии этой формации, оно простое — породы разной основности составляют обособленные тела; в центральных районах Охотского побережья массивы отличаются сложным строением и включают разные породы — от габбро-диоритов до гранитов, нередко аляскитовых, а иногда и щелочных. Широко распространены породы порфириковой структуры, слагающие обособленные интрузивные тела или широкие эндоконтактные зоны.

Глубина эрозионного среза интрузивных тел различная, но чаще небольшая, о чем свидетельствует широкое развитие в большинстве массивов эндоконтактных мелкозернистых и порфириновых фаций. Близповерхностные интрузии гранитоидов, как правило, вызывают слабые

контактные изменения в эффузивах, выраженные в развитии среднетемпературной ассоциации минералов (эпидот, хлорит, карбонат, серицит); роговиковая фация метаморфизма проявляется в значительно меньших масштабах.

В составе интрузий участвуют аляскитовые граниты, роговообманково-биотитовые граниты и гранодиориты, щелочные граниты, граносиениты, кварцевые монзониты, гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры, интрузивные липариты и трахилипариты, гиперстеновые диориты и габбро-диориты, диоритовые порфириты и др.

Аляскистыми гранитами сложены оловоносные интрузии; для них характерно наличие пологопадающих тел и даек мелкозернистых гранитов, связанных со вторым этапом формирования массива и залегающих в более ранних среднезернистых гранитах. Широко развиты пегматоидные образования и миаролы, выполненные кварцем, альбитом, флюоритом, турмалином; иногда в них встречается касситерит.

Граниты биотитовые, с высоким содержанием калинатрового полевого шпата; плагиоклаз их — альбит. Хорошо проявлены процессы калиевого метасоматоза. Калинатровый полевой шпат содержит обильные пертитовые вросстки альбита. Акцессорные минералы — апатит, циркон, ортит, монацит, ксенотим, магнетит, ильменит, пирит, арсенопирит, касситерит, анатаз, флюорит.

В щелочных гранитах содержание калинатрового полевого шпата достигает 60—70%, в подчиненном количестве содержится альбит; цветные минералы — биотит, щелочной амфибол, эгприн; характерно обилие миароловых пустот. Акцессорные — апатит, циркон, ортит, сфен, монацит, магнетит.

Граносиениты сложены преимущественно калинатровым полевым шпатом при подчиненной роли альбита и кварца (от 10 до 20%).

В кварцевых монзонитах наряду с основным плагиоклазом встречается своеобразная ассоциация цветных минералов: биотит, амфибол, моноклиновый и ромбический пироксен.

Среди порфировых пород наряду с нормальными гранит-порфирами и гранодиорит-порфирами установлены породы также с монзонитоидной тенденцией — гиперстеновые гранодиорит-порфиры, по химизму отклоняющиеся к сиенито-диоритам. В них совместно с андезитом и кварцем присутствует в существенном количестве калинатровый полевой шпат (с малым $2V$) и цветные минералы — биотит, гиперстен и амфибол. Акцессорные — апатит, циркон, магнетит, ортит, ильменит, гранат, рутил, касситерит, киноварь, пирит, арсенопирит.

Гиперстеновые диориты состоят из лабрадора (до андезина в кайме зерен), авгита, гиперстена, амфибола, небольшого количества биотита, кварца, калинатрового полевого шпата. Акцессорные — апатит, циркон, гранат, ортит, турмалин, касситерит, магнетит, ильменит.

Химический состав пород липарит-гранитовой группы формаций характеризуется рядом специфических особенностей, которые в одинаковой степени проявлены как в вулканической, так и в интрузивной сериях.

В целом эта группа формаций характеризуется трахидолеритовой тенденцией (рис. 86). Кислые породы резко пересыщены глиноземом. В аляскитовых гранитах щелочность нормальная при повышенной роли калия, а содержание полевошпатовой извести низкое. Вместе с тем в разных районах Охотского побережья, имеющих различное геологи-

ческое строение, отмечаются существенные вариации в химическом составе изверженных пород этой группы формаций. Так, в центральных районах Охотского побережья (фундаментом служат остаточные геосинклинальные прогибы) появляются монцонитоидные ряды изверженных пород с высоким содержанием полевошпатовой извести в породах среднего

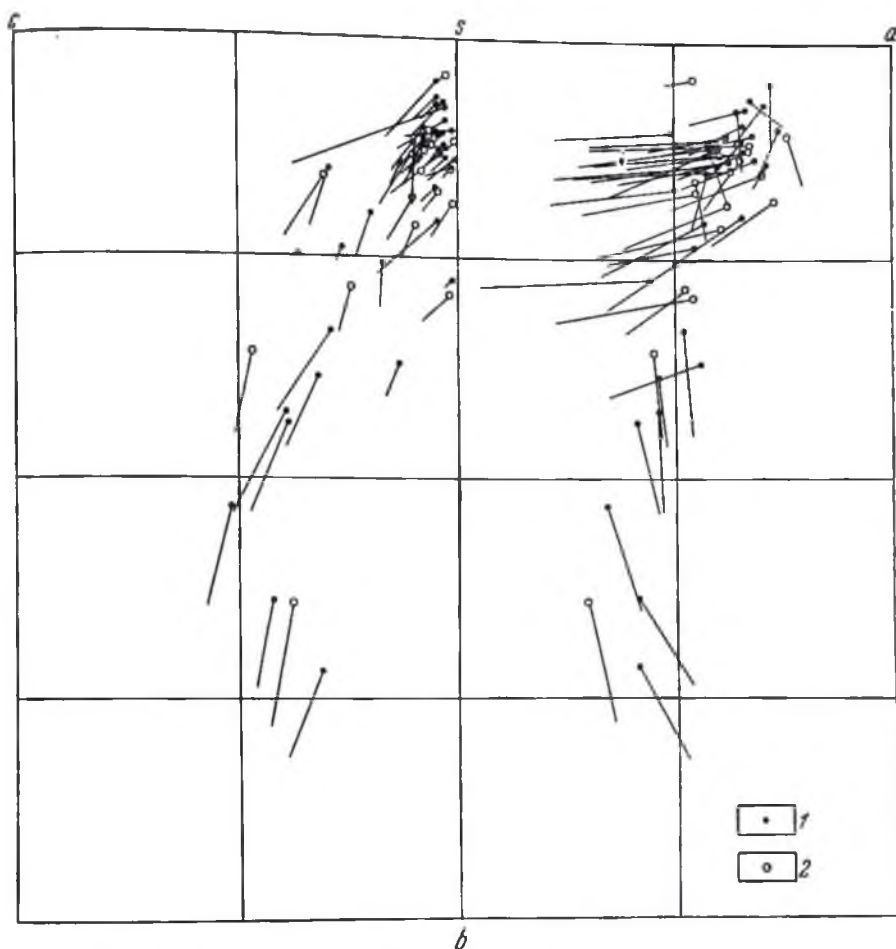


Рис. 86. Липарит-гранитовая группа формаций Центрально-Чукотского района:
1 — вулканогенные породы, 2 — интрузивные

и умеренно кислого состава, что соответствует повышенной основности плагиоклаза; щелочность в этой серии повышенная (a до 15, при значении b более 11); крайние дифференциаты этого ряда — ультракислые калиевые липариты с очень низким значением c (менее единицы). В пределах Охотского массива появляется ассоциация щелочных изверженных пород — трахибазальтов — щелочных кислых эффузивов (с эггирином и арфведсонитом) и гранитоидов, пересыщенных щелочами. В Ульяновском прогибе на западном склоне Охотского массива встречаются породы

с наиболее высокой щелочностью — трахиты и трахиандезиты, в которых *a* достигает 19.

С липарит-гранитовой группой формаций ассоциируют месторождения и рудопроявления олова, золота, серебра, ртути; помимо этого, обычны железно, вольфрам, свинец, цинк, мышьяк, медь, кобальт, висмут и др. Олово генетически связано как с гранитоидными интрузиями, так и с вулканогенными образованиями. Золото, серебро и ртуть встречаются совместно в месторождениях эпitherмального типа, связанных с покровами игнимбритов и некками липаритовой формации.

В размещении полей палеогеновых плато-базальтов (формация плато-базальтов) определяющую роль играют протяженные системы разломов преимущественно северо-восточного, широтного, реже меридионального направлений. Вдоль этих разломов расположены разобщенные поля базальтов, размеры которых колеблются от десятков квадратных километров до 3500 км². Общая площадь выходов базальтов в Охотско-Чукотском поясе 58 580 км² (Вепчугова, 1956). Возраст формации плато-базальтов определен на основании палеофлористических данных как палеоценовый. Покровы базальтов слагают горизонтальные или слабонаклонные плато, составленные сериями потоков мощностью в несколько десятков метров. Общая мощность базальтовой толщи иногда превышает 1000 м. Характер извержений — излияния лав линейного трещинного типа, подводящие каналы дают сближенные серии базальтовых даек. Геологические структуры, характерные для районов базальтовых извержений — крупные (площадью в несколько сот квадратных километров) структуры проседания, осложненные сериями разломов. Установлена вулканическая природа этих структур (Сперанская, 1962). Среди продуктов извержений резко преобладают базальты; иногда в ассоциации с ними встречаются щелочноземельные липариты или щелочные комендиты и трахиты. Породы промежуточного состава — андезиты, дациты — отсутствуют. Для базальтов характерна принадлежность к лейкократовому типу, преимущественное распространение оливиновых разновидностей при подчиненной роли двупироксеновых базальтов, обилие гялобазальтов, микропорфировое сложение, широкое развитие пузыристых и мында-лекаменных текстур и принадлежность цветных минералов к магнезиальному ряду.

Базальты обычно совершенно свежие, и лишь вокруг субвулканических интрузий и в зонах разломов в них можно наблюдать поствулканические преобразования. Описываемые базальты могут быть отнесены к толеитовому ряду, к его наиболее кислой ветви, слабо пересыщенной кремнеземом. Кислые лавы представлены натриевыми липаритами с высоким содержанием железа относительно магния. Характерно низкое значение цветного числа (*b* не превышает 20).

По данным В. Ф. Белого, геологическое строение северо-восточной части Охотско-Чукотского звена вулканического пояса существенно отличается от геологии его юго-западной части, что особенно резко проявлено в вулканизме равнин стадий (апт-сеномана). В это время происходит извержение больших объемов кислого пирокластического материала; формируются толщи игнимбритов преимущественно липаритового состава. Отмечается общая эволюция характера пирокластических потоков, выражаемая в возрастании вверх по разрезу содержания кристаллокластического материала (от 10—15% в нижних горизонтах до 30—40% в верхних частях толщи) и постепенное возрастание основности пород до дацитов и андезито-дацитов. Встречаются игнимбриты, по со-

ставу близкие к латитам, в которых сочетаются фенокристаллы андезина и калинатрового полевого шпата. Наиболее распространены игнимбриты, плагиоклазом, калинатровым полевым шпатом, биотитом и реже амфиболом.

Извержения игнимбритов сменяются излияниями лав — двупироксеновых андезито-базальтов, совместно с которыми встречаются базальты, андезиты, андезито-дациты; пирокластический материал присутствует в резко подчиненном количестве. Изредка среди основных пород встречаются покровы игнимбритов липаритового и трахилипаритового состава.

С кислыми игнимбритовыми потоками ассоциируют субвулканические интрузии — купола, дайки, силлы различных размеров — от нескольких метров до 2—3 км. Наиболее крупные дайки прослежены на несколько десятков километров. Они сложены гранитами, гранит-порфирами и липаритами, витрофирами, гранодиорит-порфирами и дацитами, андезито-дацитами, дюритовыми порфирами и др.

Известны также интрузии биотит-роговообманковых гранодиоритов, прорывающие покровы игнимбритов и перекрытые двупироксеновыми андезито-базальтами.

С андезито-базальтовым вулканизмом связаны многочисленные мелкие интрузии (площадь не более 3—5 км) диоритов, габбро, монцонитов и кварцевых монцонитов.

К поздним стадиям вулканизма относится толща игнимбритов кислого состава, по времени формирования и геолого-петрографическим чертам полностью соответствующая липаритовой формации Охотского побережья. Толща игнимбритов в Центрально-Чукотском районе залегает на фаунистически охарактеризованных нижесенонейских отложениях и перекрыта покровами базальтов ранненалеогенового возраста.

Наиболее широко распространены игнимбриты липаритового, липарито-дацитового и трахилипаритового состава. В верховьях р. Анадыри в обширных полях игнимбритов установлено несколько изометричных структур проседания, в которых кроме игнимбритов встречаются полосчатые липаритовые, трахилипаритовые и дацитовые лавы. Среди лав залегают мелкие субвулканические интрузии гранодиорит-порфиров и кварцевых диоритов. В других районах небольшие тела кварцевых диоритов и кварцевых монцонитов прорывают толщу игнимбритов.

Палеогеновые базальты северо-восточных районов Охотско-Чукотского звена пояса также однотипны с базальтами Охотского побережья и относятся к одной и той же формации плато-базальтов. В Центрально-Чукотском районе в составе этой формации преобладают оливковые и пироксеновые базальты; более редки андезито-базальты; пирокластические породы играют резко подчиненную роль. Иногда среди базальтов встречаются потоки трахитов.

По химическому составу вулканические породы Чукотки в целом близки к эффузивам Охотского побережья, однако между ними есть и некоторые различия, а именно: 1) среди чукотских эффузивов встречаются более основные базальты и более резко выражена трахидолеритовая тенденция; 2) в меловых эффузивах Центрально-Чукотского района наблюдается возрастание роли натрия относительно калия от более древних членов серии к молодым (Гельман, Белый, 1963).

В вулканогенных толщах Центральной Чукотки известны эпитермальские месторождения золота, киноваря, а также рудопроявления молибдена.

Корякско-Камчатская складчатая область

Корякско-Камчатская складчатая область охватывает на севере Пекульвейский хребет, Майнские горы, Пенжинский кряж, Корякское нагорье и п-ов Камчатка. Северо-западная граница ее проходит вдоль оси Пенжинской губы и Пенжинско-Марковской впадины до северных отрогов Пекульвейского хребта. Рассматриваемая область разделяется на следующие структурно-формационные зоны (рис. 87): о. Сахалин,

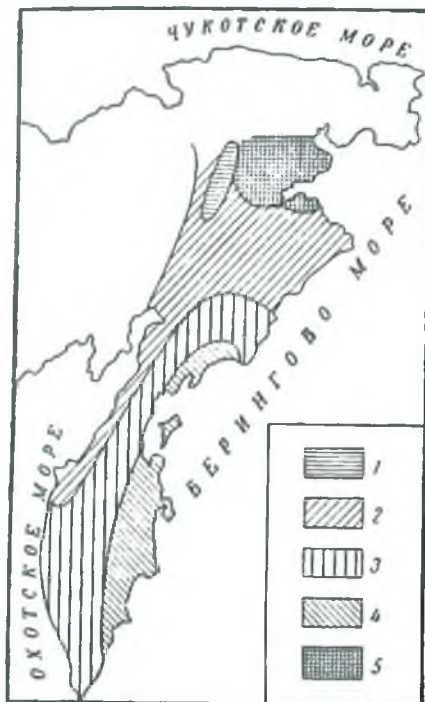


Рис. 87. Схема тектонического районирования Корякско-Камчатской складчатой области структурно-формационные зоны: 1 — Пекульвейская, 2 — Западно-Камчатско-Корякская, 3 — Центрально-Корякско-Камчатская, 4 — Восточно-Камчатская, 5 — Анадирский жесткий массив

Пекульвейскую, Западно-Корякско-Камчатскую, Центрально-Корякско-Камчатскую и Восточно-Камчатскую; к последней следует присоединить и Курильскую островную дугу. Эти структурно-формационные зоны несколько отличаются в магматическом развитии; закономерным для них является слабое проявление интрузивной деятельности и чрезвычайно интенсивное — в эффузивной. Общая площадь, занимаемая интрузивными породами, по данным В. И. Влодавца (1964), составляет 0,72—1,2%; эффузивные породы слагают около 50%.

Другой характерной чертой является широкое развитие габбисальных и приповерхностных интрузий. Все это указывает на весьма высокую проницаемость земной коры для магматических расплавов. Преобладание среди интрузивных пород основных и ультраосновных разновидностей указывает на принадлежность рассматриваемой геосинклинальной области к уральскому или фемическому типу (Харкевич, 1955).

Однако в Корякской, Камчатской, Курильской и Сахалинской областях отсутствуют крупные, батолитовые гранитные интрузии средних и поздних стадий. На основании всего вышесказанного А. Ф. Михайлов предполагал, что формирование геосинклиналей в Приохотье происходило на первичной коре океанического типа.

Остров Сахалин

Специфической особенностью Сахалина в отличие от остальных районов советского сектора внутренней части Тихоокеанского подвижного пояса является весьма слабое развитие магматизма. Вулканогенные образования составляют лишь 12% мощности всех отложений, а выходы интрузивных пород занимают всего 0,72% площади. Магматическая деятельность дала следующие проявления: раннепалеозойские, позднепалеозойские, мезозойские, позднемеловые — палеогеновые, палеоген-позднемиоценовые, миоценовые и позднемеловые — раннечетвертичные.

Ранний палеозой

Магматическими, вероятно, являются породы вальзинской серии, возраст которой считается одним исследователями (Н. Н. Тихонович, П. И. Полевой, В. К. Ключев, Ю. М. Ковтунович) ранне-среднепалеозойским, другими (А. А. Капица, В. А. Махнин) — протерозойским. Вальзинская серия развита в Восточно-Сахалинских горах и Сусунайском хребте. В состав ее входят слюдяно-альбитовые, цонзит-альбит-хлоритовые, андот-хлорит-кварцевые сланцы, реже кремнистые яшмовидные породы. В. М. Дервиз (1915) описала из коллекции Н. Н. Тихоновича хлорит-глаукофан-альбитовые и серицит-глаукофан-альбитовые сланцы (гора Три Брата в бассейне р. Вальзы).

Общая мощность метаморфических пород 4500 м. Они принадлежат фации зеленых сланцев; часть их, по-видимому, представляет собой метаморфизованные основные вулканогенные породы. Глаукофановые породы установлены вблизи долгоживущего разлома, ограничивающего с востока Поронайскую депрессию.

Поздний палеозой

Сюда относится вулканогенный комплекс Восточно-Сахалинских гор и Танино-Анивского полуострова. Возраст этих образований, по В. К. Елисейевой, пермский, по другим данным — более древний. Мощность основных эффузивных и пирокластических пород в Восточно-Сахалинских горах достигает 1000 м. Они представлены базальтовыми порфиритами, спилитами, их туфами и туфобрекчиями, ассоциирующими с яшмами и рифогенными известняками. Петрохимически позднепалеозойские вулканогенные образования принадлежат к слегка недосыщенным кремнекислотой бедным щелочами меланократовым породам. По А. Ритману, они относятся к среднему известково-щелочному ряду ($\sigma = 2,3$).

Мезозой

В Восточно-Сахалинской структурно-формационной зоне (рис. 88) широко развит вулканизм геосинклинальной стадии. Здесь выделяются две группы кремнисто-вулканогенных пород с песчаниками и известняками, содержащими мезозойскую фауну. Первая группа характеризуется кораллами и радиоляриями, которые указывают на триас-меловой возраст; во второй встречаются иноцерамы кампан-сантонского возраста, что дает возможность сопоставлять ее с ватынскими и прунейскими комплексами Коряжского нагорья и Камчатки. На данной стадии изученности

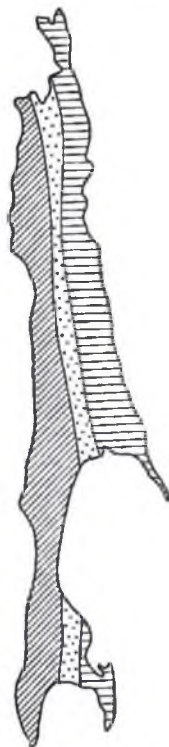


Рис. 88. Тектоническая схема о. Сахалин. По С. Н. Алексеевичу
1 — Восточно-Сахалинский антиклинорий; 2 — Западно-Сахалинский антиклинорий; 3 — Центрально-Сахалинский синклиорий



Сахалина можно, по-видимому, объединять их в один поздне меловой рымшинский вулканогенный комплекс. Для него вначале характерно широкое распространение пирокластического материала с редкими и маломощными покровами и потоками диабазовых порфиритов, а позднее — мощные подводные излияния основных лав. Мощность рымшинского комплекса достигает 4500 м. В состав его входят диабазы, диабазовые порфириты и сиилиты. Нередки миндалекаменные породы с миндалитами, выполненными кальцитом, хлоритом, кварцем и эпидотом. Характерны вторичные изменения пород, хлоритизация цветных минералов и мезостаза и альбитизация плагиоклаза.

Эти породы относятся к классу насыщенных кремнекислотой, умеренно богатых щелочами меланократовых пород. По классификации А. Ритмана, они принадлежат патровому ряду ($\sigma = 6,4$).

Поздний мел — палеоген

В восточной части Сахалина к этому возрасту относится габбро-перидотитовый комплекс, образующий Восточно-Сахалинский гипербазитовый пояс. Основные и ультраосновные породы группируются в трех районах: 1) восточного берега п-ова Шмидта; 2) Восточно-Сахалинских гор и 3) Сусунайского хребта и восточного побережья залива Анива. Породы габбро-перидотитового комплекса приурочены к кремнисто-вулканогенным толщам геосинклинальных прогибов. Они рвут поздне меловые отложения, а галька их встречается в миоценовых конгломератах, что позволяет считать комплекс поздне меловым — палеогеновым. Интрузивные тела его приурочены к глубинным разломам, четко прослеживающимся вдоль восточного берега Сахалина. Вопрос об участии в Восточно-Сахалинском гипербазитовом поясе базитов и гипербазитов палеозойского возраста остается открытым.

Самым северным районом развития пород габбро-перидотитового комплекса является восточное побережье п-ова Шмидта, где они впервые отмечены Н. Н. Тихоновичем в 1914 г. на мысе Левенштерна и описаны В. М. Дервиз (1915). Наибольший массив гипербазитов прослеживается от мыса Левенштерна на севере до р. Лонги на юге. Длина его 18,5 км, максимальная ширина 3,8 км. Другие массивы южнее мыса Елизаветы, в устье р. Орлиной и в других местах, имеют меньшие размеры. Крупные массивы обычно вытянуты в север-северо-западном направлении вдоль зоны разлома, параллельного восточному берегу п-ова Шмидта. Более мелкие тела имеют эллипсоидальную форму или являются дайками. Контактное воздействие на вмещающие породы слабое. Перидотиты здесь серпентинизированы. Судя по химическому составу, они принадлежат гардбургитам. В. М. Дервиз указывает также леуколиты.

Габброиды восточного побережья п-ова Шмидта также широко развиты и синхронны гипербазитам. Три габброидных тела вытянуты согласно со складчатостью поздне меловых образований и прорывают их. Наиболее южное обнажается к юго-востоку от устья р. Талики и протягивается на 9 км; ширина его 1—3 км. Два следующих массива имеют меньшие размеры. Отношение ультраосновных пород к габброидам в районе п-ова Шмидта равно 1,9 : 1. Интрузивные породы здесь представлены габбро-пироксенитами, габбро, габбро-диоритами и диоритами; по Г. С. Ведернякову, они связаны друг с другом постепенными переходами.

Дайковая серия габбро-перидотитового комплекса сложена серпентинизированными перидотитами, габбро-диабазами, диоритами и кварцевыми диоритами.

Т. И. Анодин отмечает на п-ове Шмидта рудопроявление хромита в перидотитах, а также жилки хризотил-асбеста.

В Восточно-Сахалинском хребте сосредоточено наибольшее количество гипербазитовых массивов и связанных с ними габброидов. Они известны в бассейнах рек Каменистой, Березовой, Богатой, Нерпичьей, Скворцовки, Хой, Люками и в среднем течении р. Лагери. Массивы имеют овальную или неправильную удлиненную форму, вытянутую в северном и северо-западном направлениях параллельно простиранию основных структур. Иногда они приурочены к синклиналям и приобретают форму лополита. Размеры массивов от 0,5 до 10 км². Встречаются и более мелкие тела — дайки и силлы апоперидотитовых серпентинитов. Они приурочены к разломам меридионального или шпротного простирания, мощность их редко превышает 50 м, протяженность составляет 300—500 м, реже 1 км.

Ультраосновные породы Восточно-Сахалинского хребта весьма разнообразны; по В. Т. Шейко, Ю. М. Ковтуновичу, здесь развиты дуниты, гарцбургиты, лердолиты, верлиты, роговообманковые перидотиты (шрисгеймиты) и различные пироксениты. Химические анализы показывают, что среди них преобладают гарцбургиты и реже диаллагиты. Основные породы представлены норитами, габбро-норитами, габбро-диабазами и габбро-диоритами. По химическому составу выделяются типичные габбро и габбро-диабазы, намечается повышенная щелочность, а некоторые разности близки к анальцимовому диабазу, т. е. повышенная щелочность основных пород Сахалина проявляется в ранних комплексах интрузивных пород.

Вмещающие породы — туфы и основные эффузивы позднего мела в контакте с интрузиями комплекса замещены хлоритом, гематитом и магнетитом. К лежащему боку интрузивных залежей приурочиваются хромитовые руды.

В районе Сусунайского хребта базиты и гипербазиты встречаются редко. По данным Л. Б. Кривичского, на возвышенности Хорошбаро-Яма серпентиниты слагают интрузивное тело овальной формы площадью 2,5 км². Дайка серпентинизированного пироксенита в правом борту р. Киминан-Гава сечет меловые породы в меридиональном направлении. Небольшое интрузивное тело габбро-диабазов обнажается в верховье р. Мерея; вмещающими породами являются позднемеловые эффузивы.

С габбро-перидотитовым комплексом связаны хромитовое месторождение на восточном берегу острова, ореолы рассеяния никеля, кобальта и ванадия, проявление минерализации придистой платины и осмистого придия, талька и хризотил-асбеста.

Петрохимически ультраосновные породы габбро-перидотитового комплекса характеризуются относительно невысокой магнезиальностью; отношение магния к железу колеблется от 6 до 9,4, в дунитах оно равно 6,8—7,6, в гарцбургитах от 6,3 до 9,4. Вместе со значительной ролью габброидов это позволяет отнести габбро-перидотитовый комплекс пород к производным габброидной магмы.

К палеоген-позднемиоценовому времени относится гранитоидный комплекс, развитый преимущественно в восточной части Сахалина на Тоино-Анивском полуострове, в районе г. Макарова, в Восточно-Сахалинских горах, в районе р. Даги и на п-ове Шмидта.

Вопрос его возраста — дискуссионный, так как стратиграфия восточной части острова недостаточно разработана; один и тот же массив одними авторами относится к палеозою, другими — к мелу, третьими — к палеогену. Гранитоиды на п-ове Шмидта прорывают верхнемеловые отложения и массивы ультраосновных пород. В Восточно-Сахалинских горах они интрузируют фаунистически охарактеризованные раннемеловые отложения и породы раннего миоцена. В бассейне р. Даги и севернее г. Макарова дайки гранитоидов рвут раннемиоценовые отложения. На Тоино-Анивском полуострове гранитоиды перекрываются отложениями среднего миоцена, в базальных конгломератах которых встречается галька гранитоидов. С. Н. Алексейчик, С. Д. Гальцев-Бузюк, В. С. Ковальчук и П. М. Сычев на основании приведенных данных минералогического и петрохимического сходства пород гранитоидного комплекса Сахалина относят их к палеоген-позднемиоценовому возрасту.

Определений абсолютного возраста этих гранитоидов очень мало. Л. В. Фирсов (1964) указывает абсолютный возраст Анивского массива 30 и 32 млн. лет, а Охотского — 28,5 млн. лет, что отвечает олигоцену. Определения Л. В. Фирсова соответствуют геологическим данным, однако не исключено наличие на Сахалине и более древних гранитов (допалеогеновых и домеловых).

В восточной части п-ова Шмидта дайки гранитоидов длиной от десятков метров до 1 км, мощностью от 1 до 40 м рвут в северо-западном направлении позднемеловые гипербазитовые массивы. Гранитоидный комплекс здесь представлен гранодиоритами, кварцевыми диоритами, диоритами, гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами и фельзит-порфирами.

В бассейне р. Даги дайки гранодиорит-порфиров и плагногранит-порфиров приурочены к своду антиклинория, сложенного раннемиоценовыми отложениями.

Вблизи г. Макарова и пос. Гастелло на восточном побережье Сахалина штоки и дайки диоритов и диоритовых порфиритов прорывают и метаморфизуют породы раннего — среднего миоцена. Мощность даек до 50 м, длина до 9 км; штоки имеют около 0,5 км в поперечнике.

В Восточно-Сахалинских горах, в бассейнах рек Мулейки, Муйки, Мангери, Вальзы и др., обнажаются дайки и небольшие (5—30 км²) массивы гранитоидного комплекса. На Тоино-Анивском полуострове Охотский и Анивский массивы более крупные (40—60 км²). Все массивы вытянуты в субмеридиональном направлении и обычно приурочены к ядрам антиклинориев. Породы представлены биотитовыми гранитами, плагногранитами, гранодиоритами, гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами, кварцевыми диоритами и диоритами. Дайки сложены аплитами, гранодиорит-порфирами, плагноклазитами, диоритовыми порфиритами; отмечаются также спессартиты.

Гранитоиды прорывают палеозойские отложения и перекрываются среднемиоценовыми отложениями с базальными конгломератами в основании, содержащими гальку гранитоидов.

Охотский и Анивский массивы сложного состава состоят преимущественно из гранодиоритов с различными вариациями к гранитам и квар-

цевым диоритам, с одной стороны, и кварцевым монцититами — с другой. В краевых частях массивов гранодиориты или кварцевые диориты содержат многочисленные ксенолиты вмещающих пород.

Петрохимически породы гранитоидного комплекса по кислотности относятся к пересыщенным кремнеземом и несколько глиноземом и умеренно богатым щелочами породам. Исключение составляют гранодиорит Охотского массива и плагиогранит-порфир Восточно-Сахалинского хребта, отличающиеся высоким содержанием щелочей. Содержание полевошпатовой извести невысокое по сравнению с соответствующими им по кислотности средними составами гранитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов, т. е. породы содержат более кислый плагиоклаз; натрия значительно преобладает над калием. Все это характеризует породы гранитоидного комплекса Сахалина как существенно натровые гранитоиды, отличающиеся от средних типов пород нормального известково-щелочного ряда.

Контактный метаморфизм вокруг гранитоидных интрузий проявился в образовании контактовых роговиков за счет глинистых сланцев и в окварцевании песчаников. Ширина зоны измененных пород незначительна. Эпиконтактные изменения местами интенсивны. В краевых частях массивов встречаются гранодиориты и кварцевые диориты с многочисленными ксенолитами вмещающих пород.

Гидротермальное изменение вмещающих пород проявляется в широком развитии кварцевых жил. Рудная минерализация, непосредственно связанная с гранитоидным комплексом, на Сахалине неизвестна. Высказываются предположения о связи коренного рудопроявления золота в бассейнах рек Лапгери и Дербышева с гранитоидами. Возможна такая же связь полиметаллического оруденения, ореолов рассеяния касситерита и шепелита.

Гранитоидный комплекс Сахалина относится к формации плагиогранитов. Специфической особенностью региона является отсутствие крупных батолитовых интрузий среднего этапа развития подвижного пояса.

Ярко выражен гипабиссальный характер интрузий: они образуют дайки, штоки, нередко с крутыми несогласными контактами. Экзоконтактные зоны узкие, петрохимический и минеральный состав в одном и том же теле резко колеблется; характерно неравномернозернистое, часто порфировидное строение пород; широко развиты шпалы и мпаролы.

Породы гранитоидного комплекса не выходят за пределы нижнего структурного яруса и приурочены главным образом к области развития палеозойских и позднемиловых отложений, а в структурном отношении — к присводовым частям крупных антиклинальных структур. Вытянутость массивов в северо-западном и субмеридиональном направлениях и приуроченность их, а также даек гранитоидов к узким полосам такого же простирания указывают на трещинный характер интрузий и связь их с зоной разлома глубокого заложения.

Неоген

В миоценовое время протекали три фазы вулканической деятельности (Ерохов, Шиллов, 1963), охватившие главным образом западную часть Южного Сахалина.

Первая фаза относится к раннему миоцену. Изливались преимущественно андезиты и реже дациты. Пироксеновые андезиты содержат

фенокристаллы основного лабрадора, реже авгита и диопсида. Структура основной массы гналопилитовая и пилотакситовая.

Вторая фаза вулканизма проявилась в среднем миоцене дайками, интрузивными залежами оливиновых и базальтовых андезитов, андезитов и базальтов и реже кислых пород. Породы содержат фенокристаллы биотита, реже анортита, авгита и диопсида; структура их интерсерпальная, долеритовая и гналопилитовая.

Третья фаза позднемиоценовая — плиоценовая (Ерохов и Шялов, 1963) дала в районе мыса Ламанон потоки подушечных лав, интрузивные залежи, дайки, экструзивные купола базальтов, андезитов и дацитов, а также прослои туфов и туффов.

Химический состав этих эффузивов характеризуется вариационными кривыми, располагающимися влево от вариационных кривых средних типов риолит — базальт, и соответствует породам известково-щелочного ряда типа Пеле. «Индекс родства», по А. Ритману, отличается устойчивостью. Для миоценовых эффузивов среднее $\sigma = 1,2$. Для позднемиоцено-плиоценовых пород среднее $\sigma = 1,2$. Эти индексы соответствуют сильно выраженному тихоокеанскому известково-щелочному ряду. Все вышесказанное позволяет отнести вулканические породы Сахалина миоцено-плиоценового возраста к дацит-андезит-базальтовой формации.

Большой интерес представляют щелочные породы. Среди них выделяются две группы. Одна группа, представленная щелочными габброидами, приурочена к Западно-Сахалинскому антиклинорию, Лесогорскому району и к п-ову Шмидта. Это интрузивные залежи, небольшие лакколиты и дайки субщелочных долеритов, в центральных частях которых наблюдаются монциты и сенииты. Долериты сложены плагиоклазом, анортитом, титан-авгитом, титанистым биотитом, магнетитом, ильменитом, анальцидом и небольшим количеством баркевикита, сфена и апатита. Для монцитов и сениитов характерны олигоклаз, микропертит, эгирип, эгирип-авгит, керсутит, титанистый биотит, анальцид и немного магнетита и ильменита. Из аксессуарных встречаются апатит, сфен и циркон.

Вторая группа пород щелочного ряда, развитая в Восточно-Сахалинском антиклинории, слагает мощные вулканогенные толщи, дайки, реже пластовые интрузии и лакколиты, прорывающие позднемиоценовые отложения. Здесь развиты трахиандезиты, трахидациты и реже трахиляпариты. Фенокристаллы этих пород представлены средним и основным андезитом, авгитом, роговой обманкой и биотитом. В крайних кислых членах появляются кварц и кальциевый полевой шпат. Структура пород трахитовая, более основных — пилотакситовая и долеритовая.

По химическому составу рассмотренные две группы щелочных пород резко отличны от всех остальных неогеновых вулканических пород Сахалина. Все векторы их ложатся вправо от вариационной кривой среднего типа пород ряда риолит — базальт. Субщелочные породы Восточного Сахалина резко отличаются по «индексу родства» А. Ритмана от миоцено-плиоценовых вулканических пород. Средняя величина индекса в первом случае $\sigma = 5,95$, что приближает их к натровому ряду, во втором $\sigma = 1,2$, что отвечает известково-щелочному ряду. Между собой рассматриваемые две группы щелочных пород также различаются. Вариационная кривая пород Западного Сахалина проходит значительно правее вариационной кривой субщелочных пород Восточного Сахалина. Вариационная кривая лав Этны по А. Н. Заварицкому ограничивает все ассоциации известково-щелочной серии; справа от нее идут типичные щелочные породы; сравнение с ней показало более щелочной характер пород Западного Сахалина,

чем пород Восточного Сахалина. Варпацционная кривая лав Этны проходит между варпацционными кривыми Восточного и Западного Сахалина. Резкое различие двух групп щелочных пород объясняется различным структурным положением их; по-видимому, они связаны с различными магматическими очагами.

Таким образом, на Сахалине четко выделяется мезозойско-кайнозойский тектоно-магматический цикл. Геосинклинальная стадия его сопровождалась двумя формациями: спилит-диабазовой и дунит-пироксенитовой. В инверсионную стадию проявились третья — плагногравитовая. Эти три формации характеризуют развитие энгеосинклинальной зоны. Послескладчатый магматизм проявился в виде вулканической деятельности с образованием дацит-андезит-базальтовой формации, становление которой протекало в три фазы. Эта формация проявилась наиболее четко в Западно-Сахалинском антиклинории. Постконсолидационная стадия характеризуется проявлением щелочного магматизма. В западной зоне он дал формацию щелочных габброидов, а в восточной — трахибазальтовую. Такое разнообразие щелочного магматизма объясняется различным характером земной коры на западе и востоке острова. Западная зона тяготеет к консолидированной области мезозойского периода, а восточная — к океанической платформе.

Пекульнейская зона

Пекульнейская структурно-формационная зона развивалась на самом севере Корьякско-Камчатской области вдоль Пекульнейского глубинного разлома почти меридионального простирания. Структуры зоны резко дискордантно сочленяются с чукотскими. Развиваясь по границе двух разновозрастных подвижных областей, эта зона содержит в себе элементы мезозойского периода, в основном составляя единое целое с кайнозойскими Корьякско-Камчатской области. Домеловая история геологического развития Пекульнейской зоны почти не изучена, имеются указания на находки палеозойских образований на крайнем северо-западе зоны за пределами района.

В геологической истории Пекульнейской зоны выделяются следующие эффузивные формации: позднейшая — раннемеловая кремнисто-кератофир-спилитовая, раннемеловая андезитово-базальтовых порфиритов, позднемеловая липаритовая, палеогеновая базальтовая, и интрузивные комплексы: раннемеловой пекульнейской и палеогеновой рарыткнинской.

Позднейшая — раннемеловая кремнисто-кератофир-спилитовая формация принадлежит доинверсионной стадии развития зоны. Существенное значение в ее составе имеют спилиты, вароилиты, диабазовые порфириты, кварцевые кератофиры, туфы и туфобрекчии. Породы претерпели дислокационный и региональный метаморфизм фации зеленых сланцев.

Низы кремнисто-вулканогенной толщи в южной части района характеризуются развитием туфов и туфобрекчий смешанного состава с прослоями алевролитов, гравелитов и пелитоморфных известняков. Спилиты, вароилиты и кератофиры тяготеют к верхней части разреза.

К северу наблюдается увеличение спилитов, диабазовых порфиритов и кристаллокластических туфов, переслаивающихся с яшмами и яшмо-кварцитами. Верхняя часть разреза сложена кварцевыми кератофирами.

На севере в бассейне р. Бычей толща метаморфизована с развитием амфиболитов и тремолит-гранатовых сланцев.

Для рассматриваемого района характерно наличие в описываемой толще кварцевых кератофиров, которые отсутствуют в других структурно-

формационных зонах Корякско-Камчатской складчатой области. По-видимому, это связано с краевым положением Пекульпейской зоны и влиянием мезозойд Чукотки. Мощность толщи около 3000 м. Возраст ее на основании находок ауцелл и радиоларий — валанжинский.

После накопления кератофир-спилитовой формации образовалась интрузивная дунит-пироксенит-габбровая формация. Интрузии ее приспособились к зонам разлома; они нередко носят силловый характер. Внедрение габбродов предшествовало гипербазитам. Характерной особенностью химизма пород этой формации является низкое отношение

$$\frac{\text{MgO}}{\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{NiO}} = 3,7 \text{ и } 5,7$$
 и относительно высокое содержание окиси титана в гипербазитах, равное 0,16—0,10%, а в габбро 0,52%. Среди перидотитов распространены верлиты, в подчиненном количестве — дердолиты; гурдбургиты, как правило, не встречаются. Среди гипербазитов пекульпейского комплекса пироксенитов меньше, чем перидотитов. Характерны гранатовые пироксениты, близкие к эклогиту; образование их, по-видимому, связано с перемещениями больших масс вдоль разломов глубокого заложения.

Равнеловая сининверсионная формация андезитов-базальтовых порфиритов Пекульпейской зоны распространена вдоль восточного склона хребта. Вулканогеинные образования с полимиктовыми песчанкамп, алевролитами и конгломератами с обильной галькой яшм, «зеленых сланцев», а также галькой гранитоидов и габбродов пекульпейского комплекса образуют толщу мощностью около 2000 м. На основании находок ауцелл и аммонитов возраст толщи определяется как апт-альбский.

Андезитовые и базальтовые порфириты этой формации нередко интенсивно эпидотизированы. Внешне они порфирового строения, серого цвета. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза и иголок актинолита, погруженных в хлоритизированный мезостазис.

Породы апт-альбской формации андезитовых и базальтовых порфиритов несут явные следы зеленокаменного изменения. Судя по условиям залегания и характеру вторичных изменений, вулканическая деятельность носила подводный характер.

Послескладчатая позднемеловая липарит-дацитовая формация с подчиненным значением андезитов и их туфов играет в Пекульпейской структурно-формационной зоне второстепенную роль. Максимальное развитие она получила в соседнем Охотско-Чукотском вулканическом поясе. Она характеризуется главным образом субэвральными вулканическими проявлениями с широким развитием лав и туфов липаритов и дацитов.

В палеогене в Пекульпейской структурно-формационной зоне постконсолпдационная активизация характеризуется излиянием базальтовой магмы. На западном и главным образом на восточном склонах Пекульпейского хребта образовались большие поля мощных (до 450 м) покровов базальтов и андезитов. На восточном склоне распространены роговообмапковые, пироксеновые и нередко мпдалекаменные андезиты и базальты. Для западного склона характерны гиперстеновые базальты.

На восточном склоне Пекульпейского хребта покровы андезитов и базальтов образуют в рельефе платообразные и столбовые возвышенности. Палеогеновые эффузивы залегают здесь на морских и континентальных отложениях сепаман-турона и сенона. Г. Г. Кайгородцев подчеркивает глобальный характер и шаровую отдельность андезитов, залегающих в дайкообразных телах вблизи покровов; он объясняет это значительной увлажненностью толщ, через которые проходила андезитовая магма. На пра-

вплывность такого предположения указывает и широкое развитие в породах роговой обманки, требующей воды для своего образования. На это обратил внимание и З. П. Потапова, изучая эффузивы Приморья.

На западном склоне палеогеновые базальты и андезиты образуют дайковые и пластообразные залежи, рассекающие морские и континентальные отложения севонского возраста и являющиеся, по-видимому, подводящими каналами мощных покровов, развитых к западу от них. Можно предполагать, что к этому времени Пекульнейский хребет оформился как горная страна и вдоль его склонов появились центры вулканической деятельности. Извержения были трещинного типа, но наряду с ними образовались и вулканы центрального типа.

С фазой складчатости, проявившейся в середине раннего мела, связаны подводные излияния андезитовых порфиритов западного склона хребта Пекульней, а в конце раннего мела произошла интрузия гранитоидов, приуроченная к крупным зонам разлома. Образовались крупные дайкообразные тела север-северо-восточного простирания, протяженностью от десятков метров. Внедрение гранодиоритовых, плагногранитовых, гранитовых и гранит-порфировых массивов этой формации в Пекульнейской структурно-формационной зоне происходило одновременно со складчатостью.

Эндогенная минерализация, связанная с пекульнейским комплексом, изучена слабо. По-видимому, россышная золотоносность и встречающаяся вместе с золотом платина связаны с разрушением пород этого комплекса.

Пекульнейский комплекс широко развит и в других структурно-формационных зонах северной части Корякско-Камчатской складчатой области. Он представлен породами ряда гипербазит — габбро — плагногранит, при этом полевошпатовые породы, преимущественно габброиды, резко преобладают над бесполевошпатовыми ультраосновными. В возрастном отношении он отвечает времени поздняя юра — конец раннего мела. В некоторых структурно-формационных зонах в составе комплекса отсутствуют плагнограниты.

В поздне меловое время в Пекульнейской зоне происходили субаэральные излияния лав липарит-дацтовой формации.

Завершающей стадией тектоно-магматического развития Пекульнейской зоны является формирование вулканической формации базальтов и рарытквинского интрузивного комплекса щелочных (апальцимовых) габбро-диабазов, который наиболее полно проявился в хребте Рарыткин.

Со стадией постконсолидационной активизации связаны субвулканические интрузии неогеновых андезитов, андезито-дацитов, дацитов; встречаются разности, приближающиеся к щелочноземельным трахитам. Дайки, пластообразные залежи и лакколиты развиты на западном склоне Пекульнейского хребта, где они прорывают верхнемеловые отложения, покровы палеогеновых базальтов и встречаются в лгнитовосной конгломератовой толще условно неогенового возраста.

Западно-Камчатско-Корякская зона

Западно-Камчатско-Корякская структурно-формационная зона развилась к югу от Анадырского жесткого массива и к юго-востоку от Пенжинской и Марковской впадин. С юго-востока ее ограничивает система Укэлаятских поперечных и Паратольско-Западно-Камчатских продольных разломов.

Домезозойская история геологического развития зоны изучена слабо, но некоторые данные о древнем магматизме имеются. Блоки палеозойских и раннемезозойских образований в Корякском нагорье, обычно ограниченные разломами, выходят в ядрах горст-антиклинорий или в зонах долгоживущих разломов по границе с консолидированными Анадырским массивом и мезозоидами Верхояно-Колымской складчатой области. Более или менее определенно выделяются магматические проявления средне- и позднепалеозойского возраста.

Среднепалеозойский ильпенейский комплекс, принадлежащий спилит-диабазовой формации, наиболее полно развит в Ноптовейских горах, где он составляет нижнюю часть ильпенейской свиты среднего девона.

Спилиты, нередко красного цвета, слагают пластообразные залежи. Характерно подушечное строение; встречаются вариолиты, часто развиты диабазовые порфириды. Эффузивные породы тесно ассоциируют с различного рода метаморфическими породами, амфиболитами, кварцитами и глаукофановыми сланцами. Наблюдаются также своеобразные узловатые и нятяпчатые глаукофан-лавсонит-эпидотовые породы, актинолит-эпидотовые и эпидот-глаукофановые сланцы. Глаукофан и лавсонит характеризуют собой специфическую фацию пород с малым удельным объемом, возникающих в условиях высокого давления. Глаукофан-лавсонитовые породы приурочены к тектоническим швам, разломам глубокого заложения. Среднепалеозойская спилит-диабазовая формация развита на крайнем северо-востоке Корякского нагорья, в Хатырском районе.

Позднепалеозойская спилит-диабазовая формация проявлена в бассейнах рек Научирной, Хатырки и Никаськваяма и в меньшей мере в Ноптовейских горах. Она сложена чередующимися туфами, туфогенными песчаниками, наменными эффузивами основного состава и кремнистыми породами — яшмами и яшмо-кварцитами.

По-видимому, со средне- и позднепалеозойскими спилит-диабазовыми формациями связаны некоторые пластообразные тела габброидов и гипербазитов. Б. Х. Егизаров и И. М. Русаков (1963) считают палеозойские интрузивные породы более распространенными, чем, вероятно, в природе.

Мезозой

Раннемезозойский магматизм Корякского нагорья недостаточно изучен, отнесение тех или иных магматических пород к триасовому или юрскому возрасту не обосновано.

Поздняя юра

Доскладчатая стадия мезозойского развития области начинается в позднелюрское — раннемеловое время и характеризуется повсеместным проявлением спилит-диабазовой формации.

Впервые она выделена как зеленокаменный комплекс А. Ф. Михайловым в 1953 г., а затем объединена в кингвеевскую свиту (Михайлов и Заедникова, 1960).

Наиболее полно эта формация развита на побережье Пенжинской губы и в Таловских горах на водоразделе Велпкой и Койвэрэлан, в бассейне Хатырки и рек Ваега и Алган.

В состав формации входят различного рода основные лавы, диабазы, спилиты и порфириды, нередко встречаются типичные шаровые лавы,

а также туфы, реже туфобрекчи; значительную роль играют туфопесчанники и граувакки. Яшмы и кремнистые сланцы занимают в ней весьма небольшие объемы. Все это указывает на образование формации в подводных условиях. Для вулканогенных пород характерно зеленокаменное геосинклинальное развитие Западно-Камчатско-Корякской структурно-терригенной толщей. На основании находок в этих толщах макро- и микрофауны, а также взаимоотношений с другими породами возраст всей толщи определяется как поздпалеозойский — раннемеловой (валанжинский).

К раннемеловому времени относятся пекульейский и таловский интрузивные комплексы. Первый принадлежит дунит-пироксенит-габбровой формации и сопровождается плагiogранитами, а второй — гипербазитовой (дунит-гарцбургитовой) и в меньшей мере сопровождается плагiogранитами. В Повтовейских горах, по А. Ф. Михайлову, интрузии пекульейского комплекса прорывают валанжинские и поздпалеозойские породы, а галька габброидов, обломки серпентинитов и зерна хромшпиделя встречаются в коньяк-сантонских песчаниках. В Хатырском районе Ю. Б. Гладенков наблюдал интрузивные контакты гипербазитов, габброидов и гранитоидов с валанжинскими породами, а в сенойских песчаниках и конгломератах систематически встречал терригенные зерна хромшпиделя. На основании этого интрузивные породы пекульейского комплекса относятся к раннемеловым.

Северо-восточная часть Корякского нагорья, район Хатырского и Научнопривайского антиклинория местами представлены зонами хаотического нагромождения блоков палеозойских известняков, мезозойских радиоляритов, спилитов, диабазов, серпентинитов и перидотитов, типичных для зон «мелашжа».

Бруни (Вини, 1961) объясняет их возникновение перемещением блоков земной коры вдоль офиолитовых швов. По-видимому, такого рода тектонические движения способствовали возникновению чередования полос интрузивных массивов дунит-пироксенит-габбровой формации с полосами интрузий гипербазитовой формации.

Габброиды и гипербазиты пекульейского интрузивного комплекса в Корякском нагорье слагают небольшие валы, вытянутые согласно с простиранием вмещающих пород. Они представляют собой факолитообразные тела с акмолитоподобными апофизами. Длина интрузивных тел редко достигает 50 км при максимальной ширине 5 км.

Сосюрптовое габбро, габбро-диориты и габбро-пегматиты являются наиболее характерными породами комплекса; в Хатырском районе распространены также габбро-нориты. Ультраосновные породы встречаются в подчиненном количестве и представлены апоперидотитовыми серпентинитами, часто содержащими измененные зерна плагноклаза. Жилы аподунитового серпентинита и диаллагита редки.

Для дунит-пироксенит-габбровой формации характерно резкое преобладание основных пород над ультраосновными. Отношение гипербазитов к базитам 1 : 5,2. Сравнительно высокое содержание железа — отношение

$$\frac{\text{MgO}}{\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{NiO}}$$

колеблется от 0,8 до 8,2, обычно 3,7—5,7. Содержание окиси титана колеблется в пределах 0,13—1,15%. Все это указывает на принадлежность пород пекульейского комплекса к производным габброидной магмы.

Плагногранитовый комплекс позднемелового возраста проявляется неравномерно. Наиболее полно он выражен в Пекульнейском хребте, значительно слабее в бассейне р. Хатырки и в особенности в Понтонейских горах. Эти гранитоиды образуют жильобразные тела мощностью до 10 м. В Хатырском районе они часто слагают массивы вместе с гипербазитами и габброидами, но нередко развиваются и как самостоятельные тела. Плагнограниты прорывают и метаморфизуют кремнисто-вулканогенную толщу раннего мела.

В петрографическом отношении плагногранитовая формация характеризуется преобладанием плагногранитов, реже встречаются гранодиориты, кварцевые и бескварцевые диориты и еще реже нормальные известково-щелочные граниты. Петрохимически породы относятся к классу пересыщенных кремнеземом. Среди них выделяются три группы: 1) богатая щелочами и по составу близкая к альбитовому граниту; 2) бедная щелочами, занимающая промежуточное положение между плагногранитами и гранодиоритами; 3) очень бедная щелочами и близкая к кварцевым диоритам. В крайних продуктах дифференциации повышено содержание кремнезема и щелочей, причем натрий резко преобладает над калием. Все это типично для плагногранитовой формации, которая, по Ю. А. Кузнецову, характеризуется резким преобладанием своеобразных, очень богатых кварцем, альбитовых и олигоклазовых плагногранитов.

С пекульнейским интрузивным комплексом связаны жилы магнетита и хромита в Понтонейских горах.

К таловскому интрузивному комплексу А. Ф. Михайлов относит породы гипербазитовой (дунит-гарцбургитовой) формации, широко распространенной в Западно-Камчатско-Корякской структурно-формационной зоне. Этот комплекс характеризуется образованием относительно крупных интрузивных масс, которые в Усть-Бельских горах достигают 900—1000 км², обычно несколько десятков квадратных километров.

Форма залегания жильобразная, позднее осложненная складчатостью.

Время формирования дунит-гарцбургитовой формации относится к раннему мелу и предшествовало крупной фазе складчатости, протекавшей в конце среднего и начале позднего альба. Породы прорывают валажжигинские образования, а галька их в Таловских горах, по данным В. П. Похиолайнена, встречается в баррем-аптеких конгломератах, а вблизи массива Эльденыр, по данным Г. П. Тереховой, в позднеэоценовых конгломератах. Петрографической особенностью таловского интрузивного комплекса является резкое преобладание ультраосновных пород над основными; отношение гипербазитов к базитам в одних районах равно 12 : 1, в других 6 : 1. Среди ультраосновных пород преобладают гарцбургиты, реже встречаются лерцолиты, верлиты и дуниты. Пироксениты представлены диаллаитами и эвстатитами. Среди габбро распространены оливиновое, диаллаитовое, роговообманковое и лейкократовое; реже встречаются габбро-диориты и габбро-диориты; характерны также жилы и линзы габбро-пегматитов.

К таловскому комплексу относятся и валижгенские гипербазитовые брекчии.

Вмещающие породы даже вблизи крупных гипербазитовых тел метаморфизованы слабо.

Чрезвычайно развита аутометаморфическая серпентинизация гипербазитов; лиственнитизация выражена слабее. Характерно широкое развитие ксеполитовых и пектолитовых жил, а также кальцит-кварцевых жил с халькопиритом и жил сернофита и хризотил-асбеста, но последние

наиболее широко развиты среди валиженских гипербазитовых
брекчий.

С таловским комплексом связаны крупные жилы и шпирообразные скопления хромита; в серпентинитах и лиственитах отмечается повышенное содержание никеля. Имеются значительные скопления хризотил-асбеста. В россыпях встречаются платиноиды.

С гипербазитами таловского комплекса парагенетически связаны натровые граниты, образующие среди них мелкие штокообразные тела и дайки. Граниты представлены биотитовыми и роговообманковыми разновидностями серого цвета, с неравномерным распределением цветных минералов. По химическому составу они относятся к пересыщенным кремнекислотой богатым щелочами породам со значительным преобладанием натрия над калием.

Поздний мел — четвертичное время

Позднемеловая стадия развития Корякско-Камчатской области характеризуется коренной перестройкой и фазой складчатости в позднеальбское время. Геосинклинальный трог переместился с северо-запада на юго-восток. В Мургалевской зоне общее прогибание сменяется общим поднятием. Западно-Камчатско-Корякская зона развивается как внешняя часть геосинклиналя, а Центрально-Корякско-Камчатская (многогеосинклиналь) как внутренняя часть геосинклиналя.

В Западно-Камчатско-Корякской структурно-формационной зоне в позднемеловое время магматические процессы затухают и только на северо-восточной окраине, к востоку от р. Хатырки проявилась позднемеловая — палеогеновая базальтовая формация. По Ю. Б. Гладенкову (1962), базальты и андезиты-базальты слагают нижнюю часть великороченской свиты позднего мела, чередуясь с пирокластическими и туфогенноосадочными породами, содержащими маастрихтскую фауну; средняя часть свиты сложена базальтами с подчиненным количеством туфов, а верхняя — пирокластическими породами и алевролитами.

Палеогеновый рарыткпийский комплекс габбро-диабазов и тешенитов впервые описан С. А. Абрамом по материалам Б. Н. Елисеева. Породы комплекса развиты по северо-восточной окраине Западно-Камчатско-Корякской структурно-формационной зоны в районе Рарыткпийского хребта и в бассейне р. Хатырки. Штоки и дайки габбро-диабазов, тешенитов, крипанитов рвут и метаморфизуют сенов-датские, и, по-видимому, палеогеновые отложения. Галька этих пород встречается в позднеэоцен-олигоценовых угленосных отложениях мыса Телеграфического.

Породы рарыткпийского комплекса сложены битовнитом, титанистым авгитом, оливином и анальцитом; магнетит в них часто ассоциирует с биотитом; встречаются призмочки апатита. По содержанию щелочей породы занимают промежуточное положение между габброидами нормального и щелочного рядов. Этот комплекс следует отнести к формации щелочных габброидов: становление его происходило в стадию постконсолидационной активизации на границе складчатой области с Анадырским массивом.

Неоген-четвертичная активизация весьма характерна для всей внутренней части Тихоокеанского подвижного пояса. В Западно-Камчатско-Корякской структурно-формационной зоне она проявилась по краям межгорных впадин (Марковской, Пенжливской, Параспольской), а также приурочивается к Укэлятской системе поперечных разломов. Здесь выделяются два комплекса: неогеновый и четвертичный.

Неогеновый вулканогенный комплекс сложный. Возраст его устанавливается достаточно четко: на берегу Рекинникского и Маметчинского заливов эффузивы прорывают, а местами залегают на фаунистически охарактеризованных олигоценых отложениях и в свою очередь перекрываются базальными конгломератами кавранской серии позднего миоцена — плиоцена.

Вулканогенные образования дают покровы базальтов, андезитов, дацитов и липаритов. Состав отдельных полей эффузивов не везде одинаковый. В одних случаях они сложены базальтами, в других — с базальтами ассоциируют андезиты и дациты, а местами отсутствуют базальты и развиты андезиты, дациты и липариты. Среди базальтов установлены оливиновые и гиперстеновые разновидности. На побережье Певжинской губы развиты рогооблапковые и гиперстеновые андезиты. Дациты, андезиты-дациты, липариты-дациты и липариты тяготеют к верхам толщи, хотя строгой последовательности не отмечается. Характерно развитие нимбритов.

По химическому составу неогеновый комплекс щелочноземельный; в липаритах калий преобладает над натрием, в других породах — наоборот. Характерно высокое содержание магния, на что указывает высокое значение m^1 . По классификации вулканических пород А. Ритмана, они относятся к тихоокеанскому известково-щелочному ряду с величиной $\sigma = 1,3-2,5$ (среднее 1,7).

С неогеновыми эффузивами связаны субвулканические образования. Это небольшие куполообразные тела липаритов, дацитов и других пород. Цепочки таких же тел приурочены к зонам разломов среди меловых и палеогеновых отложений. Размеры тел небольшие — от 1 до 5 км в поперечнике, редко превышают 10 км. Субвулканические тела неогенового комплекса образованы липаритами, дацитами, диоритовыми порфиритами, долеритами и габбро-диоритами.

Раннечетвертичная андезито-базальтовая формация в Западно-Камчатско-Корякской зоне выражена четко; к ней относят покровы базальтов и андезито-базальтов, останцы которых сохраняются в приводораздельных частях. Они венчают вершины гор, имеют трапециевидное сечение. Площадь покровов достигает нескольких квадратных километров. Максимальная мощность 260—300 м. Отсутствие пирокластических пород указывает на трещинный характер излияния; некоторые исследователи предполагают, что были извержения и центрального типа.

Неогеновый щелочной комплекс Западной Камчатки

За последние годы вблизи побережья Охотского моря на Камчатке установлено большое развитие разнообразных щелочных пород, слагающих мелкие тела, приуроченные преимущественно к Тигильскому антиклинорию и Палаискому синклинорию и почти не встречающиеся в Большерецкой впадине. Щелочные интрузии прорывают отложения миоцен-среднеплиоценовых свит, следовательно, внедрение их относится к позднему плиоцену (данные К. М. Севастьянова, Д. Е. Саватеева, Н. А. Ковалева, Г. И. Сивгасевского, Н. Ф. Даниленко, Т. Ф. Мороза, И. С. Гузиева и др.). Однако возможно, что внедрение щелочных пород происходило неоднократно. Появление щелочных габброидов свидетельствует о превращении Западной Камчатки в область с платформенным режимом в конце неогена, чем она резко отличается от Восточной Камчатки. В этом отношении Западная Камчатка аналогична прилегающей к Японскому морю Внутренней зоне Японии.

Тела щелочных пород Западной Камчатки имеют небольшие размеры. Это дайки мощностью до 200 м и длиной до 2,5 км, резко выделяющиеся в рельефе в виде валов, а также округлые куполовидные тела до 1 км габброидами и сиепшовыми лампрофирами. Тела сложены щелочными образцами крианиты, химический состав которых характеризуется резким преобладанием натрия над калием.

К сиепшовым лампрофирам относятся минералы, состоящие из калиевого полевого шпата, биотита, оливинна, моноклинного пироксена, рудного минерала и апатита. Они характеризуются значительным преобладанием калия над натрием. Встречаются разновидности, почти не содержащие натрия, — проверситы.

Помимо крайних представителей двух указанных групп, встречаются и переходные разновидности, вследствие чего щелочные породы Западной Камчатки составляют один ряд, который укладывается между крианитами и нордмаркитами. Все сказанное позволяет отнести щелочные породы Западной Камчатки к нордмаркитовой и щелочно-габброидной формациям молодых платформ.

Центрально-Корякско-Камчатская зона *

История магматизма Центрально-Корякско-Камчатской области распадается на три крупных временных отрезка: допозднемиеловой, позднемиеловой — раннепалеогеновой (?) и неоген-четвертичной. Допозднемиеловой магматизм, по-видимому, соответствует самостоятельному тектоно-магматическому циклу, сопровождаемому региональным метаморфизмом и гранитизацией. Магматизм позднемиеловой — раннепалеогеновой (?) и неоген-четвертичного времени соответствует геосинклинальной и инверсионной стадиям нового тектоно-магматического цикла.

Допозднемиеловой магматизм

Допозднемиеловые вулканогенные образования известны лишь в южной части Среднего и в Ганальском хребте, где они входят в состав метаморфических толщ. Устанавливаются два комплекса: квахонский в Среднем и стеновой в Ганальском хребтах.

Квахонский комплекс относится к верхней части допозднемиеловой толщи. Его мощность достигает 1000 м. Он сложен зеленокаменно-преобразованными и расслаиваемыми диабазами, туфами и брекчиями и сланцами с реликтовой порфировой структурой.

Стеновой комплекс Ганальского хребта представлен альбитовыми порфирированными породами, чередующимися с эпидот-хлоритовыми и актинолит-эпидотовыми сланцами. Этот комплекс мощностью до 2000—2200 м залегает между преимущественно сланцевой толщей, содержащей синие-зеленый амфибол, и филлитами, занимая более низкое стратиграфическое положение по сравнению с квахонским комплексом. Не исключено, что и стеновой комплекс представляет собой интенсивно измененные диабазы.

Под названием андреевской свиты до последнего времени в Среднем хребте выделялся комплекс актинолитовых и биотит-амфиболовых

* А. Ф. Михайлов описал магматизм Корякского нагорья, В. К. Ротман — Камчатки.

сланцев, товополосчатых амфиболитов с реликтовыми порфиоровыми структурами. Детальными работами камчатских геологов установлено, что этот комплекс определенного стратиграфического положения не имеет. Среди слагающих его пород имеются несомненные измененные интрузивные габбро-диабазы, что позволяет относить его к габбро-диабазовой формации допозднемелового возраста.

Широко распространены в пределах Средняного хребта гранитоиды. Выделение допозднемелового комплекса гранитоидов производится условно, так как нигде не наблюдалось перекрытия его пород более молодыми образованиями.

К несомненно допозднемеловым относятся гнейсовидные граниты, залегающие среди наиболее интенсивно метаморфизованных пород Средняного хребта и образующие неправильные тела площадью до 20 км². По данным В. И. Степанова, в верховьях р. Кваховы (район вулкана Хапгар) гранитоиды имеют все признаки метасоматического происхождения. Они имеют четко выраженную гнейсовидную текстуру, нередко с реликтами сплошности вмещающих гнейсов и с их скпальтами. Наблюдаются мигматиты, причем ограничения мигматитовых участков секут их внутреннюю текстуру. Отмечаются постепенные переходы от четко гнейсовидных биотитовых гранитоидов к массивным реоморфическим разновидностям. В. И. Степанов выделил следующие разновидности метасоматических гранитов: биотитовые плагиограниты, иногда мелократовые или связанные с гранодиоритами, а также небулитовые мигматиты по силлиманит-биотитовым гнейсам и порфиробластовые биотитовые гнейсы. В. И. Степанов считает, что посттектоническая метасоматическая гранитизация связана со вторым этапом допозднемелового регионального метаморфизма.

Второй комплекс условно допозднемеловых гранитов представлен биотитовыми, биотит-мусковитовыми гранитами, лейкократовыми гранит-порфирами и плагиогранитами. Они слагают крупные массивы площадью до 100 км², приуроченные к антиклинальным частям допозднемеловых структур. Наблюдаются секущие контакты этих гранитов с вышеуказанными метасоматическими. Биотитовые и двуслюдяные граниты оказывают сильное контактное воздействие, турмалинизацию и ороговывание вмещающих пород. Особенно сильно изменяются филлиты, в которых появляются гранат, ставролит и андалузит.

Данные абсолютного возраста гранитоидов противоречивы. Л. В. Фирсов (1964) на основании аргоновых определений возраста 21 образца выделил в Средняном хребте шесть комплексов интрузивных пород, что не подтверждается геологическими наблюдениями. Часть расхождений объясняется неправильной привязкой отдельных образцов. Однако наличие образцов с абсолютным возрастом 135—140 млн. лет позволяет думать, что среди изученных пород есть гранитоиды допозднемелового возраста. Таким образом, имеются косвенные указания на позднеюрский — раннемеловой возраст метасоматических гранитоидов Средняного хребта, чему соответствует и установленный Л. В. Фирсовым возраст гнейсовидного гранита истоков р. Левого Лунтоса 132 млн. лет.

Другим наиболее достоверным возрастом гранитоидов этого района является 35 ± 5 млн. лет, т. е. не время границы палеогена и неогена, как предполагает Л. В. Фирсов, а время неогеновой фазы интрузивного магматизма, широко проявившегося на Камчатке. Наличие промежуточных комплексов маловероятно, и появление соответствующих значений

абсолютного возраста объясняется, по-видимому, «омоложением» пород в результате процессов, связанных с кайнозойскими складчатостью и магматизмом.

Поздний мел — ранний палеоген

Это время геосинклинальной стадии формирования Центрально-Корякско-Камчатской зоны. Проявления магматизма ее входят в состав широко распространенной кремнисто-вулканогенной формации. В Корякском нагорье две узкие полосы этих пород, объединенных в ватынский (на юго-востоке) разломов, Ванэатского (на северо-западе) и Ватынского и брекчий базальтового состава, входящие в состав ирунейского комплекса, установлены в пределах Среднего, Валагнинского, Медвежьего и других хребтов.

Нижние границы этих двух комплексов почти нигде не вскрыты, так как в большинстве случаев контакты их тектонические. На Камчатке имеются данные о постоянной смене песчаников и аргиллитов нижней части верхнего мела вулканомиктовыми и кремнистыми породами ирунейского комплекса. В Корякском нагорье ряд исследователей указывает на фацнальное замещение терригенных толщ кремнисто-вулканогенными. Эти комплексы пород в Центрально-Корякско-Камчатской зоне содержат иноцеромовую фауну, среди которой распространены своеобразные радиально-ребристые формы, типичные для кампанского и сантоисского ярусов верхнего мела.

Идентичность состава обломочной фракции вулканомиктовых пород, представленной моноклином пироксеном, плагиоклазом и измененной основной массой базальтов, и состава залегающих выше вулканических пород свидетельствует о том, что источником осадочного материала были подводные вулканы, постепенно заполнявшие морской бассейн продуктами извержения и их переработки. К концу позднего мела — началу палеогена (?) относится формирование толщ, состоящей почти целиком из вулканического материала, подвергшегося в той или иной степени водной обработке. В этой части разреза появляются шаровые и подушечные лавы. Наиболее вероятно, что вулканы располагались вдоль глубинных разломов — на Камчатке по восточному краю массива, а в Корякском нагорье вдоль Парапольского дола метаморфических пород (Ванэатский) и вдоль долины р. Вывенки (Вывенский разлом).

Мощность этих комплексов непостоянна и местами достигает 3000 м.

Эффузивные породы ватынского комплекса представлены диабазами, спилитами и пирокластолитами. Широко развиты альбитизация, хлоритизация, окварцевание и карбонатизация. Вдоль Ванэатской зоны разлома встречаются кислые эффузивы, близкие к кератофирмам.

Большинство лав ирунейского комплекса являются недосыщенными кремнеземом базальтами, в той или иной степени хлоритизированными и альбитизированными базальтовыми порфиритами. Среди фенокристаллов преобладают субкальциевый авгит и основной плагиоклаз, значительно реже встречается амфибол. В нижней части комплексов Б. А. Марковский и В. К. Ротман установили наличие вулканических брекчий, первоначально содержащих фенокристаллы лейцита, замещенного анальцимом или сложной ассоциацией вторичных минералов. В верхней части комплекса, обособляющейся в самостоятельную свиту, присутствуют андезитобазальты или андезиты с трахитовым уклоном, содержащие фенокристаллы калиевого полевого шпата.

Повышенная щелочность ирвуйского комплекса отчетливо проявляется в содержании щелочей до 8% с преобладанием то калия, то натрия.

В позднемеловое время в Корякском нагорье комплексы интрузивных пород приурочиваются к зонам глубоких разломов. Наблюдается асимметрия в магматических проявлениях; на западе вдоль Ванэатского разлома развиты субинтрузивные габброиды и интрузии плаглогранитов; на востоке, в зоне Вывесского разлома, проявлены две интрузивные формации: 1) дунит-пироксенит-габбровая и 2) плагногранитовая.

Позднемеловые габброиды и ультраосновные породы Корякского нагорья залегают среди пород ватынской серии (поздний мел — сеноп). Галька габброидов содержится в большом количестве вместе с эффузивными и ялами ватынской серии в конгломератах миоценового возраста.

В Вывеской зоне разлома основные и ультраосновные интрузии получили максимальное развитие. Здесь выделяются три группы тел: Ветвейская, Навкырская и Верхне-Вывеская.

Ветвейская группа интрузий связана, по Ю. Г. Егорову и Л. А. Ашкундинову, с «шовной» синклипалью, приуроченной к разлому, оперяющему Вывеский разлом. Более крупные интрузии (до 50 км²) являются интрузиоформационными залежами сложного, нередко «конфокального» строения; мелкие — обычно простого сложения и преимущественно согласные залежи, реже секущие дайки. В «конфокальных» интрузиях центральная часть сложена дунитами, а периферия — широким кольцом пироксенитов (диаллагитов). Переходная между дунитами и пироксенитами зона образована верлитами. Разрозненные выходы габбро имеются на периферии массивов. Судя по интрузивным контактам, вначале сформировались дуниты, а затем диаллагиты, верлиты же, по-видимому, являются коллессальной реакционной зоной между дунитами и диаллагитами.

Восточнее Ветвейской располагается Навкырская группа интрузий, представленная цепочкой габброидных тел, вытянутых в северо-восточном направлении.

В верховьях р. Вывенки обнажается Верхне-Вывеская группа интрузий основного и ультраосновного состава. Они имеют овальную форму, приурочены только к кремнисто-вулканогенным толщам и представляют собой пластовые залежи роговообманкового и пироксен-роговообманкового габбро. Оливинсодержащие пироксениты наблюдаются в центральных частях массива. Габброиды этой группы секутся дайками кварцевых диоритов и гранодиоритов.

Для позднемелового комплекса основных и ультраосновных пород типично резкое преобладание габброидов. В гипербазитах отношение магния к железу колеблется от 4,4 до 8,9; содержание окиси титана повышенное, достигающее в диаллагитах 0,45%. На основании этого позднемеловой комплекс базитов и гипербазитов Корякского нагорья и Камчатки относится к производным базальтовой магмы. «Конфокальные» интрузии по совокупности магматических и апомагматических продуктов базальтовой магмы отвечают дунит-пироксенит-габбровой формации. Основные породы Ванэатской зоны разлома и, по-видимому, Навкырской и Верхне-Вывеской групп являются малыми гипабиссальными интрузиями, связанными с извержениями диабазовых лав ватынского комплекса.

Позднемеловой гранитоидный комплекс в Корякском нагорье развит в зоне Ванэатского разлома, где он слагает ряд мелких штоков (2—9 км²), редко более крупные тела (до 80 км²). В Вывеской зоне разлома

гранитоиды встречаются редко. Осадочно-вулканогенные породы сенона гранитоидами. Палеоген-цеогеновые вулканогенные образования перекрывают гранитоидные интрузии. Абсолютный возраст гранитоидов, по определению Л. В. Фирсова, 75 ± 5 млн. лет, что отвечает среднему палеогену.

Для позднемелового гранитоидного комплекса характерны следующие породы: граниты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры, плагнограниты, жилы пироксенитовых снейтов и снейт-диоритов. Контактный метаморфизм выразился в образовании разного рода роговников (биотитовых и др.). На широкое развитие гибридизации указывает разнообразие интрузивных пород, пестрота состава небольших интрузий (в штоках площадью не более 10 км^2 наблюдаются все перечисленные породы), а также такситовый характер пород.

Интрузивный магматизм Камчатки, сходный в общих чертах с магматизмом Корякского нагорья, несет и некоторые черты различия. С вулканогенными породами ирунейского комплекса тесно связаны силлы и дайки шовкинитов и щелочных долеритов, а также широко распространенные дайки плагнопорфиров, пересыщенных глиноземом, относящиеся к заключительной стадии позднемелового магматизма.

Интрузивный комплекс геосинклинальной стадии представлен немногочисленными мелкими (от 1 до 32 км^2) штоками гипербазитов, базитов и снейтов, концентрирующимися главным образом вдоль восточного края массива метаморфических пород, т. е. параллельно глубинному разлому. Породы представлены рядом переходных разновидностей от снейтов и габбро-снейтов до горблендитов, роговообманковых пироксенитов, пироксенитов и роговообманковых перидотитов.

Своеобразны щелочные метасоматиты, связанные с снейтами, базитами и гипербазитами. Открытая А. И. Морозовым в тесной близости с роговообманковым перидотитом в верховьях р. Лево́й Андрипаповки ортоклаз-амфиболовая порода названа им камчатитом. В последнее время Б. А. Марковский и В. К. Ротман установили ее метасоматический генезис и связанные с нею зоны с флогопитом.

Ортоклаз-авгитовые метасоматиты известны в верховьях р. Кирганика, а также на водоразделе рек Озерной Камчатки и Яковской и в бассейне р. Шаромской. Форма выходов изучена лишь в верховьях Кирганика, где в метасоматитах локализовано медное месторождение оз. Сухого. По наблюдениям М. М. Васильевского и И. Н. Ильченко, метасоматиты образуют тело, слегка вытянутое в северо-западном направлении. Размеры его на современном эрозионном срезе 2 км^2 . Абсолютный возраст биотита ортоклазовых метасоматитов, определенный для двух образцов аргоновым методом в лаборатории ВСЕГЕИ, равен 72 ± 50 млн. лет, что согласуется с определением Л. В. Фирсова (1964) в 47 млн. лет и позволяет отнести процессы метасоматоза к мелу — палеогену.

Щелочные метасоматиты ирунейского комплекса могут представлять практический интерес не только в отношении меди и молибдена, но и в отношении флогопита и вормикулита.

Все сказанное позволяет отнести ирунейский комплекс к своеобразной формации геосинклинальных базальтов — трахибазальтов, являющихся производными щелочной оливино-базальтовой магмы.

После интенсивной складчатости и осушения территории Камчатки образовалась цепь вулканических островов, положение которой в общих чертах совпадало с современным Средним хребтом (Центрально-Камчатская вулканическая зона). Южная часть территории Западной Камчатки, сложенная допозднемиловыми и меловыми породами, отличалась большой жесткостью. Вулканическая деятельность в ее пределах почти не проявилась.

Неогеновый вулканизм дал два комплекса пород: анавгайский раннего — среднего миоцена и алейский позднего миоцена — плиоцена. Анавгайский комплекс, развитый в Центрально-Камчатской вулканической зоне, известен также в юго-восточной части полуострова. Нижняя часть его представлена главным образом переотложенным в прибрежной обстановке андезитовым материалом, обычно хорошо слоиста и содержит мелководную фауну раннего миоцена. Лавы, присутствующие здесь, относятся к известково-щелочной серии (андезиты и андезито-базальты). Они обычно интенсивно пропилитизированы и окрашены в зеленый, фиолетовый и синева-серый цвет. Мощность этой части анавгайского комплекса 1200—2000 м. Верхняя часть имеет грубообломочный (первичный) характер. В составе его пород преобладают роговообманковые андезиты и андезито-дациты, вулканические брекчи того же состава и в меньшей степени распространены туффины и вулканомшковые песчаники. Возраст пород обосновывается присутствием средне-позднемиоценовой флоры. В последнее время в юго-восточной части Камчатки среди среднемиоценовых пород установлены игнимбриты. Общая мощность верхней части анавгайского комплекса составляет не менее 1000 м.

Комплексы неогеновых интрузий характеризуются чрезвычайно пестрым составом: габбро, габбро-диориты, диориты, диоритовые порфиры, кварцевые диориты, сиенит-диориты, монцитониты, граподиориты и граниты. Крупные тела почти неизвестны к северу от «Дигонального шва» (Ротман, 1964,) между 56 и 58° с. ш. Большинство интрузий размещается в пределах Среднего массива метаморфических пород и вблизи него.

В отличие от более древних неогеновые интрузии в пространственном размещении не обнаруживают связи со складчатостью и распределение их контролируется главным образом трещинной тектоникой. Об этом свидетельствует нередко наблюдающаяся приуроченность их к линейным разрывным нарушениям. Неогеновый возраст комплекса основан на том, что породы его прорывают фаунистически охарактеризованные ранне- и среднемиоценовые вулканогенные отложения.

Форма тел чаще всего штокообразная, реже вытянутая в одном направлении, по-видимому, груболинзообразная, что характерно для крупных трещинных интрузий. Площади обнаженных частей штоков колеблются от 1—2 км² (мелкие штоки сиенитов и граносиенитов в северной части Камчатки) до 100 км² (диоритовый массив бухты Большая Сиранья). Реже встречаются неправильные пластообразные тела преимущественно диоритовых порфиритов. Величина их достигает иногда 30 км². Очень распространены дайки, количество которых в пределах отдельных полей исчисляется многими сотнями. Мощности даек колеблются от

* Существует мнение, что вблизи побережья Охотского моря вулканизм проявился и в конце палеогена. Однако проявление этой фазы, по-видимому, имеет локальный характер.

дотей метра до 75 и даже 100 м; по простиранию некоторые дайки прослеживаются на 3—4 км.

В строении массивов часто наблюдаются горизонтальная зональность; периферия их сложена обычно более основными породами, чем вмещающих пород. К. В. Прохоров (1964) объясняет это явлениями ассимиляции фазовые взаимоотношения интрузивных пород.

Все неогеновые породы — от гранитов до габбро-диоритов — обычно связаны постепенными переходами. Преобладающей породой являются диориты. Различные количественные соотношения плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата, моноклинового и ромбического пироксена, амфибола и биотита определяют состав пород. Из аксессуарных минералов наиболее распространены апатит, магнетит, пльменит и сфен. Очень характерны призматически-зернистая и монцититовая структуры.

Необходимо отметить как одну из характерных особенностей неогеновых пород неравновесность их минеральных ассоциаций, что проявляется в сочетании основного плагиоклаза (№ 50—80) и пироксенов (авгита и гиперстена) с калинатовым полевым шпатом, биотитом и кварцем. По химическому составу все породы являются производными известково-щелочной магмы. Около интрузивных тел нередко развиты зоны контакто-измененных пород с активолитом, биотитом, эпидотом и хлоритом.

Важное значение имеют гидротермально-измененные породы, генетически связанные с неогеновым вулканизмом. По мнению Г. М. Власова и М. М. Васплевского (1964), эти породы принадлежат к двум группам — пропилитов и вторичных кварцитов, которые обнаруживают между собой постепенные переходы. К ним приурочен целый ряд рудопоявлений меди, молибдена, свинца, цинка, золота, серебра, мышьяка, сурьмы и ртути.

Анавайский комплекс вулканогенных пород вместе с неогеновым интрузивным комплексом является типичным представителем формации «зеленых туфов» (Ротман, 1964), относящейся к андезит-диоритовой группе формаций. Формация «зеленых туфов» характерна для начальной стадии инверсионного режима. Развитие в этом направлении приводит к все большему осушению территории, на которой проявляется вулканизм. Подтверждением служит ярко выраженный паземный характер аллейского вулканогенного комплекса, сменившего анавайский и распространенного примерно в тех же районах. В его составе преобладают грубообломочные вулканические образования — от брекчий агломератовых потоков до лахаровых брекчий, с которыми связаны вулканогенно-осадочные породы, образующие мощные толщи у подножий древнего вулканического хребта. Общая мощность аллейского комплекса до 1500 м. Лавы, вытесняющие брекчий в верхней части комплекса, представлены андезитами, среди которых наибольшим распространением пользуются двупироксеновые разновидности. В ряде мест (в верховьях р. Копылье, в северных районах Камчатки) в области распространения аллейского комплекса встречены поля игнимбритов и связанных с ними пемз дацитового состава. Однако распространение этих пород ограничено определенными «узлами», маркирующими положение разрушенных вулканов.

По составу породы аллейского комплекса относятся к наиболее известковой разновидности известково-щелочной серии и очень близки к лавам современных действующих вулканов Восточно-Камчатской активной зоны, которые также характеризуются высокой известковистостью (индекс Ритмана для тех и других $\sigma \approx 1,40$).

К аллейскому вулканогенному комплексу относятся также многочисленные экструзивные тела, прорывающие охарактеризованные фауной плиоценовые вулканогенно-осадочные отложения или вулканические образования. Древнечетвертичные базальты в одних случаях залегают на экструзивах, а в других — обтекают их. Известны два типа экструзивных тел андезит-дацитов и дацитов — веерообразные купола и массивные купола или обелиски. Наиболее крупные тела с поперечником до 2—3 км относятся к первому типу. Все сказанное позволяет отнести аллейский комплекс к вулканогенно-моцассовой формации, также являющейся представителем андезит-диоритовой группы формаций.

К северу от Камчатки, в Корякском нагорье, неогеновый магматизм активно проявился вдоль Ванятатского разлома. Б. В. Лопатин, Т. В. Тарасенко, А. А. Коляда, Л. А. Анкудинов и А. И. Позднеев описывают большие поля эффузивов, с которыми тесно связаны субинтрузивные образования. Эти исследователи проводят трехчленное деление вулканогенных образований: внизу залегает липаритовая толща, перекрытая андезит-дацитами; верхняя толща представлена липарито-дацитами.

Нижняя толща сложена липаритами и их туфолавами и туфами; характерно широкое развитие игнимбритов. Мощность толщи около 500 м.

Андезит-дацитовая толща сложена дацитами, андезит-дацитами, их туфами и туфобрекчиями. Пирокластические породы встречаются относительно редко. Вверх по разрезу повышается основность пород (в основании залегают дациты, выше андезиты). Мощность толщи около 300 м.

Верхняя липарит-дацитовая толща сложена липаритами, липарито-дацитами и их туфолавами; часто встречаются игнимбриты. Мощность ее 450 м.

Все три вулканогенные толщи объединяются геологами Пенжинской экспедиции в велопыкский комплекс раннемиоценового возраста, относящийся к липаритовой формации. Породы комплекса отвечают известково-щелочной серии с «показателями родства» А. Ритмана $\sigma = 0,9-1,3$.

Л. А. Анкудинов в бассейнах рек Имлана и Лыгунваяма описывает цепочку штокообразных субинтрузивных тел, тесно связанных с основными эффузивами. Они сложены габбро, габбро-диоритами, диоритовыми порфиритами и кварцевыми диоритами. В истоках р. Куивваяма, по А. И. Поздееву, развиты штоки гранит-порфиров, связанные с липарито-дацитами велопыкского комплекса.

Породы велопыкского комплекса часто интенсивно переработаны гидротермальными растворами. Подавляющее большинство зон тектонических нарушений сопровождается дроблением пород, окварцеванием, каолинизацией, алуинитизацией и цеолитизацией. С этими процессами, по-видимому, связан целый ряд рудопроявлений киновари, сурьмы, золота, а местами и олова.

Восточно-Камчатская зона *

В позднемиоценовое — палеогеновое время усилились тектонические движения и магматическая деятельность в области молодого Курпо-Восточно-Камчатского прогиба. На всем протяжении этой зоны от Олюторского

* А. Ф. Михайлов описал Олюторский район, Н. В. Лудкина — Восточно-Камчатский.

полуострова до Шидунского мыса полосами протягиваются кремнисто-вулканогенные толщи, в состав которых входят спилиты, андезит-базальтами основного состава; типичны шаровые лавы. Все породы несут черты формирования и постериорным изменениям этот комплекс аналогичен спилит-диабазовым формациям палеозоя.

Установление возраста комплекса затруднено из-за скудности органических остатков. Геологи Пепжинской экспедиции (З. А. Абдрахимов, Л. А. Анкудинов, Т. В. Тарасенко) объединяют кремнисто-вулканогенные образования в вочвинскую свиту и на основании находок *Variamussium* относят ее к олигоцену. Однако яшмы вочвинской свиты содержат характерный комплекс радиолярий (Жамойда и др., 1962), которые встречаются с позднеэоцесскими иоцерамами. Все это указывает на большую долю условности в отнесении кремнисто-вулканогенных образований к палеогеновому возрасту.

В северной части Восточно-Камчатского прогиба с вочвинской кремнисто-вулканогенной формацией тесно связаны интрузии диабазов и пикритовых порфиритов. Это пластообразные тела или линзы протяженностью от нескольких десятков метров до 200—300 м, а иногда и до 0,5 км.

Интрузивный комплекс представлен диоритами, монцонито-диоритами, кварцевыми диабазами, диабазами, габбро-дибазами, пикритами и пикритовыми порфиритами.

Резко выражен гипабиссальный характер интрузий; в ряде случаев породы не отличаются от спилитов и базальтовых порфиритов вочвинской свиты. Судя по резкому преобладанию габбро-дибазов и кварцевых диабазов над пикритами и диоритами, интрузивировавшая магма была габброидной. Дифференциация шла в двух направлениях: в сторону увеличения основности с образованием пикритов и пикритовых порфиритов и в сторону увеличения кислотности и особенно щелочности с образованием диоритов и монцонито-диоритов. Дифференциация происходила главным образом в магматическом очаге, но в некоторых интрузивных залежах отмечаются взаимопереходы габбро и пикритов, а в других телах от габброидов к диоритам и монцонито-диоритам через кварцевые диориты. Интрузивные залежи согласны с залеганием вмещающих пород, в редких случаях наблюдаются рвущие контакты. Вмещающие породы ороговикованы.

В восточной части Камчатки многочисленные массивы ультраосновного и основного состава образуют единый пояс, протягивающийся примерно на 900 км от бухты Раковой на юге через восточные хребты Ганальский, Валагинский, Тумрок, Кумроч и Начикинский на о. Карагинском и п-ове Говена, а также через восточные полуострова Камчатский Мыс и Кроноцкий.

Массивы ультраосновных и основных пород пространственно сопряжены с позднемиловыми (эоцесскими?) и приурочены к зоне геосинклинальной области современной Курило-Восточно-Камчатской геосинклинальной области. Возраст гипербазитов и базитов с достоверностью не установлен. Г. М. Власов и Л. П. Грязнов относят их к палеогену, ряд камчатских геологов — к позднему мелу. Д. С. Харкевич связывает внедрение их с раннепалеогеновой фазой складчатости. Основные породы по отношению к ультраосновным являются более молодыми.

Массивы гипербазитов и базитов имеют неправильно-овальную или линзовидную форму и отчетливо вытянуты в северо-восточном направлении.

На Камчатском Мысе простирание их близко к меридиональному. Все массивы гипербазитов приурочены к разрывным нарушениям, совпадающим с простиранием складчатых структур района или под весьма малым углом пересекают их. Контакты массивов довольно часто осложнены тектоническими разрывами, идущими в северо-восточном и северо-западном направлениях. Морфологически наиболее крупные массивы представляют собой согласные крутопадающие линзы или пластовые тела, а более мелкие — круто наклоненные жиллообразные тела или дайки. Встречаются дайки мощностью в несколько десятков метров и относительно крупные тела длиной до 15—18 км при ширине 4—8 км. Самые крупные массивы гипербазитов и базитов расположены на п-ове Камчатский Мыс и о. Карагинском.

Детальные исследования показали, что они имеют анизотропное внутреннее строение вследствие широко развитых первичнополосчатых текстур течения.

Ультраосновные массивы сложены преимущественно гардбургитами и дунитами; диаллагиты, лерцолиты и верлиты имеют резко подчиненное значение. Самыми ранними из них являются диаллагиты; верлиты и лерцолиты представляют собой продукты их оливинизации. Дуниты самостоятельных тел не дают; они встречаются в виде полос и линз различной мощности среди гардбургитов, образуя с ними сложные сингенетические полосчатые тела.

Массивы основных пород имеют однофазное строение и сложены пироксеновыми или пироксен-роговообманковыми габбро. Гипербазиты и базиты пересекаются многочисленными дайками горнблендитов, габбропегматитов, микродиоритов и диоритовых порфиритов.

Согласно химическим анализам гипербазитов соотношение магния и железа в них колеблется от 12 до 8, что характеризует эти породы как производные перidotитовой магмы.

Элементы-примеси представлены хромом, никелем, кобальтом, медью, ванадием, марганцем и цинком; только в пироксенитах отмечаются скандий и серебро. Габбро характеризуются повышенным содержанием полевошатовой извести и низким содержанием щелочей, из которых натрия резко преобладает над калием или даже является единственным представителем щелочей. Помимо элементов-примесей, присущих гипербазитам, габбро содержат галлий, цирконий, барий и фтор.

Контактный метаморфизм в связи с рассматриваемыми массивами проявлен весьма слабо. Как аутометаморфические изменения весьма характерны серпентинизация для гардбургитов и амфиболлизация, хлоритизация и сосюритизация — для габбро. Постмагматические изменения проявились в листцевитизации, приуроченной к тектоническим нарушениям, идущим вдоль контактов гипербазитов.

С массивами гипербазитов связаны рудопроявления хромита и асбеста, с массивами габброидов, точнее, секущих их даек диоритовых порфиритов — рудопроявления полиметаллов.

Следующий этап проявлений магматизма (вулканизма) приходится на границу палеогеновой и неогеновой систем и приурочен к развившимся здесь островным дугам. Мощные покровы эффузивов этого времени сохранились на полуостровах восточного побережья Камчатки (Говена, Ильциньский, Кроноцкий и др.). Они сложены миндалекаменными базальтами, андезито-базальтами и андезитами; характерны агломератовые лавы, туфы и туффиты. На п-ове Говена встречаются также сплиты и кремнистые породы.

породы массивов отличаются от средних типов по Дэли повышенным содержанием окиси кальция, пониженным содержанием щелочей, из которых натрия заметно преобладает над калием. Среди элементов-примесей отмечаются бериллий, ванадий, галлий в количествах, близких к кларковым; содержание хрома, никеля и бария обычно ниже, а свинца выше кларков для этих пород.

Строение массивов сложное и к настоящему времени еще недостаточно выясненное. По данным В. К. Далматова, пестрый состав массивов связан с многофазным внедрением магмы; последовательность фаз следующая: 1) роговообманковые габбро и горнблендиты, 2) диориты и кварцевые диориты, 3) гранодиориты и граниты. К. В. Прохоров (1964) разнообразие пород неогеновых массивов объясняет явлениями ассимиляции.

Дайковые породы представлены кварцевыми и бескварцевыми диоритовыми порфиритами, анлитами, плагиограптами.

Контактный метаморфизм проявлен слабо с образованием амфибол-плагиоклазовых и пироксен-амфибол-плагиоклазовых роговиков за счет эффузивов основного и среднего состава. Ширина контактового ореола непостоянна — от 0,2 до 6,5 км.

С поздними стадиями гидротермального метасоматоза в связи с интрузиями Шидунского полуострова известны колчеданные рудопроявления с медью, кобальтом и никелем. Для этих массивов характерно также содержание в окраинных частях небольших магнетитовых линз.

Четвертичный вулканизм Камчатки

В четвертичное время активный вулканический пояс смещается к Тихоокеанскому побережью Камчатки: постепенно угасают вулканы Центрально-Камчатской зоны, что сопровождается повышением основности и уменьшением дифференцированности лав; прекращается вулканизм в Прихотской щелочной зоне.

В Центрально-Камчатской зоне в начале четвертичного периода сформировалась мощная толща толеитовых базальтов, почти не содержащая пирокластического материала. Эти породы образуют характерные платообразные поверхности. Над базальтовыми плато возвышаются отдельные вулканы, обычно сильно разрушенные эрозией; они сложены базальтами и андезитами. Исключение составляют два вулкана, из которых Ичинский находится в южной части четвертичного вулканического поля вблизи ограничивающего поле «Диагонального шва» (Ротман, 1964), а Хангар — в пределах массива метаморфических пород. Оба вулкана имеют значительно более кислый состав и их деятельность на заключительной стадии сопровождалась извержением пемз и игнибритов и ростом куполов вязкой лавы. Ичинский вулкан обнаруживает признаки фумарольной активности и в настоящее время. Вулканическая деятельность Центральной Камчатки завершилась излияниями многочисленных базальтовых потоков из рассеянных по площади мелких шлаковых конусов.

Восточно-Камчатская активная зона может быть подразделена на подзоны: Центрально-Камчатской депрессии, где располагаются вулканы Ключевской группы и Шивелуч, и собственно Восточно-Камчатскую подзону. В первой подзоне некоторые вулканы отличаются исключительной explosивностью (Безымянный, Шивелуч) и далеко продвинувшейся дифференциацией магмы в промежуточных очагах, в то время как другие, непосредственно связанные с глубинным магматическим очагом (Плоский Толбачик), изливают жидкие базальтовые лавы, близкие к лавам осно-

вавия Ключевского дола и характеризующиеся присутствием крупных
вкрапленников плагиоклаза (мегаплагиопопорфировые базальты).

Вулканы собственно Восточно-Камчатской зоны образуют цепочку
вдоль Тихоокеанского побережья и тесно связаны с образованием и раз-
витием Курило-Камчатского глубоководного желоба. Наиболее крупные
разломы северо-западного и северо-восточного направлений (Авачинский
и Корякский вулканы). Большинство вулканов этой зоны характеризуются
андезитовым составом и отличаются повышенной известковистостью.

Курильская дуга

Курильский архипелаг является частью Курило-Камчатской двойной
островной дуги. Начало формирования внешней островной дуги, соответ-
ствующей Малой Курильской гряде, относится к поздне меловому времени,
когда вдоль восточного края гипотетического Центрально-Охотского
среднего массива образовался узкий геосинклинальный прогиб и воз-
никли глубинные расколы, послужившие путями поднятия магмы.
С эвергичной вулканической деятельностью позднего мела связано нако-
пление мощной вулканогенной толщи Малой Курильской гряды. В конце
мелового периода, возможно в начале палеоцена, в результате проявления
камчатской фазы складчатости, являющейся главной фазой складчатости
островной дуги, происходило поднятие последней при затухании гео-
синклинального режима. К этому времени приурочены интрузии габбро,
которыми завершилась ранняя стадия развития Мало-Курильской склад-
чатой зоны. Магматизм средней и поздней стадий проявился в палеогене
и раннем плейстоцене в виде вулканических извержений.

В начале миоцена, возможно в конце олигоцена, западнее внешней
островной дуги, вдоль края Центрально-Охотского среднего массива
произошло образование нового геосинклинального прогиба, также сопро-
вождавшееся глубинными расколами и сильным вулканизмом. На месте
этого прогиба в среднемиоценовое время началось формирование анти-
клинального поднятия Большой Курильской гряды, для которой главной
складчатостью явилась курильская фаза, проявившаяся в конце раннего —
в среднем миоцене и сопровождавшаяся гипабиссальными интрузиями
гранитоидов. На протяжении всего существования Большой Курильской
гряды ей свойствен интенсивный вулканизм.

В настоящее время складчатая зона Большой Курильской гряды
завершает позднюю стадию развития. Западнее ее намечился новый гео-
синклинальный прогиб, соответствующий юго-восточной впадине Охот-
ского моря.

Магматические породы Курильских островов изучались рядом
исследователей.

Малая Курильская гряда

К наиболее ранним магматическим образованиям Курил относятся
вулканогенные породы внешней островной дуги, слагающие преимуще-
ственно туфогенную шикотанскую свиту. В основании вскрытой части ее
разреза залегает базальтовый покров. Он перекрыт толщей плотных темно-
зеленых вулканокластических пород, туфокогломератов и туфобрекчий,
состоящих из обломков андезитов, андезито-базальтов, реже андезитовых
вулканических бомб. Окатанность обломков различна. Цементом служит
литокластическая плотная хлоритизированная масса, содержащая иприт

и цеолит. В верхней части свиты наблюдаются прослои туфогенных песчаников и изредка темных глинистых сланцев, содержащих остатки ивоцерамов кампанского возраста. В толще вулканокластических пород встречаются неправильной формы внедрения и силлы, переходящие в мало мощные базальтовые покровы с хорошо выдержанной шаровой отдельностью. Базальты имеют мидалекаменную структуру. Мидалиты состоят из халцедона и цеолита — стеллерита. Эти же минералы заполняют многочисленные трещины в базальтах. Мощность шикотанской свиты 800—900 м.

Вышележащая малокурильская свита, относимая к кампан-маастрихту, носит иной характер. В ее нижней части преобладают вулканотерригенные породы — песчаники, изредка конгломераты, состоящие из обломков андезитов и неокатанных зерен плагиоклаза, моноклинового пироксена, роговой обманки и других минералов, сцементированных глинистым цементом. Верхняя часть свиты терригенно-осадочная; очевидно, в конце мелового периода вулканическая деятельность прекратилась. Накопление осадков шло в условиях литоральной зоны.

Позднемеловые — раннепалеоценовые интрузии габбро, связанные с камчатской фазой складчатости, встречены преимущественно на о. Шикотан. Здесь известны два массива, приуроченные к разлому северо-восточного простирания, имеющему наклон на северо-запад. Форма их штокообразная. По площади они не превышают 25—30 км². В их центральных частях преобладают крупно- и среднезернистые оливковые габбро, изредка содержащие кварц. В периферических частях массивов развиты габбро-нориты и лейкократовые габбро; последние местами отчетливо полосчатые.

В наиболее глубоких зонах интрузий встречаются небольшие линзообразные тела перидотитов, иногда окаймленные пироксенитами. Они относятся к наиболее ранним образованиям (Вергунов, 1964).

Среди типичных габброидов местами наблюдаются габбро-диориты и диориты. Вероятно, они связаны с конечными фазами формирования интрузий. Позднемеловой, возможно, раннепалеоценовый возраст интрузий определяется тем, что они прорывают позднемеловую малокурильскую свиту, а породы последней местами встречаются в виде участков кровли и ксенолитов.

Шикотанские интрузии являются частью перидотитового пояса, протягивающегося от восточного побережья Камчатки на юг, через Шикотан в Хоккайдо, далее к Бонинским и Марпацским островам. Принадлежность шикотанских интрузий к перидотитовому поясу западного побережья Тихого океана подтверждается тем, что положительная гравитационная аномалия о. Хоккайдо протягивается в сторону Малой Курильской дуги. Такой высокий показатель аномалии свидетельствует о том, что в фундаменте внешней островной дуги залегают породы с более высоким удельным весом, чем габбро; вероятнее всего, это перидотиты. Напомним, что Г. Г. Хесс (1952) перидотиты Камчатки и Курильских островов считал по возрасту близкими к границе мела и эоцена. Аналогичные курильским габброиды, развитые на Хоккайдо, японские исследователи относят к концу мела — началу палеогена (Ова и др., 1956).

Каких-либо эндогенных месторождений, приуроченных к позднемеловым интрузиям, неизвестно. Г. П. Вергунов (1961) отмечает наличие хромита, связанные с габбро, а также несколько повышенное содержание меди, никеля, хрома, ванадия и некоторых других металлов, установленное спектрально. По японским данным, в современных морских отложе-

ниях на одном из островов Малой Курильской гряды встречены зерна хромпита и платины.

На о. Шикотан, а также на о. Зеленом известны покровы андезитов и андезито-базальтов, переслаивающиеся с туфобрекчиями и туфопесчаниками. Условно их следует относить к палеогеону или к раннему миоцену. Имея угловое несогласие с позднемиоценовыми отложениями, эти покровы в свою очередь несогласно перекрыты раннечетвертичными эффузивами, описание которых приводится в разделе, посвященном четвертичному вулканизму.

Большая Курильская гряда

В пределах внутренней островной дуги раннемиоценовые вулканогенные породы распространены на Кунашире, Урупсе, Парамушире и некоторых других островах Большой Курильской гряды. Как правило, они обладают палеотипным обликом — несут следы интенсивных тектонических и гидротермальных воздействий, выразившихся в расслаивании, хлоритизации и эпидотизации; местами превращены в светлые зеленоватые пропилитизированные породы. Советские геологи объединяют их в свиты кунаширскую, урупскую и др. («Геология СССР», т. XXXI, 1964), а японские — в формацию пририбуси.

Первоначальный характер вулканогенных образований можно установить только на отдельных участках. Преобладают эффузивы и туфы андезитового, реже андезито-базальтового состава. На Кунашире в основании вскрытого разреза среди измененных андезитов залегают туфопесчаники и иные пирокластоосадочные породы. Здесь же встречаются кремнистые породы, содержащие остатки микрофауны. В верхней части вулканогенной толщи преобладают туфогенные образования, реже встречаются андезиты, обычно имеющие порфирировую структуру. Вкрапленники в них представлены андезит-лабрадором; интерсертальная основная масса состоит из микролитов плагиоклаза и пироксена. Местами наблюдаются андезитовые мавдельштейны с мпидалинами из халцедона, кварца, эпидота, реже кальцита. Среди вулканогенных пород встречены экструзии дацитов, которые также несут следы интенсивных изменений и, следовательно, однообразны или близки к ним по возрасту. Вулканогенная толща на Кунашире имеет мощность 1200—1500 м. Сильно дислоцированные раннемиоценовые породы несогласно перекрыты отложениями среднего миоцена.

Аналогичные раннемиоценовые вулканогенные породы, подвергшиеся пропилитизации, несут в Японии название зеленых туфов. Они развиты в западной части Хоккайдо, где их прорывают интрузии кварцевых диоритов и гранодиоритов. Японские геологи также относят зеленые туфы к раннему миоцену (Minato a. o., 1956; Аверьянов, 1961).

К измененным вулканогенным образованиям раннего миоцена приурочено большое количество вкрапленных и штокверковых сульфидных полиметаллических рудопоявлений и несколько гидротермальных полиметаллических месторождений, содержащих золото и серебро. В Японии известен ряд промышленных месторождений золота, серебра и цветных металлов, связанных с зелеными туфами.

Интрузивный магматизм среднего миоцена представлен на островах Большой Курильской гряды многочисленными, но незначительными по размерам интрузиями, частью многофазными. Они известны как на крупных островах, находящихся на флангах гряды, так и в ее средней части.

Интрузии имеют форму штоков, приуроченных к продольным глубинным разломам.

На Охотском побережье о. Кунашир, вдоль разлома наблюдается не менее семи интрузий, сложенных преимущественно диоритами и кварцевыми диоритами. Типичный и наиболее крупный массив имеет площадь около 25—30 км². В береговых обрывах между мысом Прасолова и устьем р. Золотой обнажаются серые, реже розовые, средне- или мелкозернистые кварцевые диориты, состоящие из андезин-олигоклаза, кварца и амфибола. Микроклин присутствует в небольшом количестве (около 10%). Акцессорные — магнетит, ильменит, пирит и апатит. Кварцевые диориты обладают гипидиоморфнозернистой, часто порфиroidной структурой. В центральной части этой интрузии наблюдаются плагнограниты, которые местами прорывают кварцевые диориты. Плагнограниты светло-серые, лейкократовые. По сравнению с кварцевыми диоритами в них больше микроклина и кварца (переход к гранитам), а олигоклаза и амфибола меньше. В периферических частях массивов наряду с кварцевыми диоритами развиты диориты. Вблизи контактов с раннемиоценовыми породами в кварцевых диоритах и диоритах встречаются их ксенолиты; экзоконтактные изменения выражены в виде слабого ороговикования.

Интрузии на о. Уруп тоже приурочены к продольным расколам, секущим антиклинальную складку, сложенную породами нижнего миоцена. Они близки кунаширским интрузиям и состоят из гранодиоритов, диоритов и кварцевых диоритов. По данным Е. К. Мархинина и Д. С. Стратулы (1965), глыбы лейкократовых средне- и мелкозернистых кварцевых диоритов наблюдаются также в осыпях на склоне вулкана на о. Ушишир.

На о. Парамушир в пределах хребта Вернадского К. Ф. Сергеев (1962) установил сложную интрузию, образование которой связано с неоднократными последовательными внедрениями магмы по возобновляющимся расколам. В состав ее входят породы от оливинового габбро и габбро-норитов до гранодиоритов, гранитов, гранит-порфиров, аплитов и аплитовых гранитов. Выделяются три фазы формирования интрузии, подразделяющиеся в свою очередь на субфазы. Взаимоотношения пород, образовавшихся на протяжении выделенных фаз и субфаз, выражены вполне отчетливо.

Для среднемиоценовых интрузивных пород, как и для других магматических образований Большой Курильской гряды, характерен щелочноземельный состав. Кальций в них преобладает над магнием, а натрия больше, чем калия.

Возраст интрузий Большой Курильской гряды определен на основании прорывания ими вулканогенных образований раннего миоцена, а также того, что обломки гранитоидов часто встречаются в плиоценовых и, возможно, в позднемииоценовых отложениях. По-видимому, имеются более молодые интрузии, прорывающие также и средний миоцен. Одну из таких интрузий отмечают на о. Кунашир Т. П. Королева и И. Г. Смирнов. Ранние фазы интрузивной деятельности в пределах внутренней островной дуги, очевидно, относятся к началу среднего миоцена. Наиболее поздние внедрения гранитоидов принадлежат, вероятно, концу среднего или началу позднего миоцена.

Определения абсолютного возраста гранитоидов аргоновым методом (Фирсов, 1964) не дали надежных результатов. Для гранитоидов о. Кунашир получено 7 млн. лет при крайних возможных значениях 4,5—8,5 млн. лет, что соответствует плиоцену. Однако плиоценовый возраст противоречит геологическим данным.

Жильные породы среднемиоценового возраста, связанные с интрузиями, не пользуются значительным распространением. К ним относятся маломощные дайки аплита, секущие гранитоиды на островах Кунашир и Парамушир, а также дайки лампрофиров и, возможно, кварцевых порфиров. Кварцевые жилы встречены как в самих гранитоидных интрузиях, так и в их экзоконтактовых зонах. Кварцевые жилы, секущие гранитоиды мыса Прасолова, содержат золото и серебро. По-видимому, со среднемиоценовыми интрузиями связаны кварцево-сульфидные жилы на Кунашире, Урупе и Парамушире.

Наряду с глубиной магматической деятельностью в среднемиоценовое время на островах Большой Курильской гряды происходили извержения многочисленных вулканов. Близость состава интрузивных и вулканогенных пород позволяет считать, что интрузии и вулканы связаны между собой общими магматическими очагами и приурочены к одним и тем же расколам. Возможно, имела место синхронность фаз интрузий и периодов наиболее энергичной вулканической деятельности. Извержения вулканов в средне-позднемиоценовое — плиоценовое время имели преимущественно эксплозивный характер. Пирокластический материал отлагался главным образом в субаквальных условиях. В конце миоцена в связи с проявлением алеутской фазы складчатости произошло новое общее поднятие Большой Курильской гряды и местные поднятия ее отдельных участков, связанные с блоковыми перемещениями в земной коре. В это время усилилась вулканическая деятельность и возросла интенсивность эрозионных процессов. Осадконакопление происходило как в водной среде, так и на суше.

Среднемиоценовая вулканогенная толща состоит из туфов, различающихся по размеру и степени окатанности обломков, по характеру распределения их в породе, а также по количеству терригенного и органического материала. Наряду с крупнообломочными туфами и туффитами, не имеющими отчетливой слоистости, распространены средне- и мелкозернистые породы. Как правило, обломки имеют андезитовый или андезитобазальтовый состав, значительно реже — базальтовый и дацитовый. Обычно примесь терригенного материала незначительна, но в некоторых разновидностях лавовых туфов содержится большое количество органических остатков.

Позднемиоценовые и плиоценовые вулканогенные породы отличаются от среднемиоценовых большим содержанием обломков раннемиоценовых вулканогенных пород, а также среднемиоценовых гранитоидов. Наряду с остатками морской фауны, в плиоценовых и позднемиоценовых отложениях наблюдаются отпечатки наземных растений. Туфы и туффиты местами переслаиваются с лавобрекчиями и лавами. Встречены спекшиеся брекчии, состоящие из однородных угловатых обломков базальтовой или андезитобазальтовой лавы. Изредка наблюдаются породы типа пгвимбритов. В составе позднемиоценовых и плиоценовых вулканогенных образований помимо андезито-базальтов принимают участие андезиты и базальты, а также кислые породы — дациты, реже липариты. Отдельные обломки дацитов встречаются вместе с обломками других пород по всему разрезу, но в верхней его части лапилляевые дацитовые туфы, а также среднеобломочные и мелкообломочные пемзовые туфы местами преобладают. Отмечены также топкиобломочные дацитовые туфы и туффиты. В последних содержится большое количество остатков диатомей.

Очевидно, в плиоцене, особенно в конце его, эксплозив пемз кислого состава происходили в пределах внутренней островной дуги

почти повсеместно. С дацитовыми эксплозиями тесно связаны дацитовые экструзии, рвущие как миоценовые, так и плиоценовые образования.

Четвертичный вулканизм

Вулканизм четвертичного времени является непосредственным продолжением неогенового вулканизма. Интенсивность и характер его не были постоянны. В начале плейстоцена, возможно еще в конце плиоцена, как в пределах внутренней, так и внешней островных дуг, образовались многочисленные глубокие расколы. В это же время возник ряд крупных щитовых вулканов, из которых происходили гавайского типа излияния лав, образовавших обширные покровы, залегающие на поверхности позднелиоценового пепелена. Обычно эти покровы, имея слабые наклоны от центра излияний к периферии, непосредственно переходят в пологие склоны вулканов щитового типа. От последних, как правило, сохранились только остатки кальдер, внутри которых находятся конусы современных вулканов.

На Малой Курильской гряде, где сейчас нет действующих вулканов, имеются только вулканические постройки раннечетвертичного времени на о. Шикотан. Здесь наблюдаются покровы и сильно денудированные вулканические конусы, сложенные оливновыми базальтами и двупроксеновыми, реже антитовыми и роговообманковыми андезитами и андезитовыми агломератами.

Вулканические покровы на крупных островах Большой Курильской гряды образуют платообразные слабонаклонные возвышенности. Мощность вулканогенных пород достигает 60—80 м и увеличивается с приближением к центрам извержений, где выражается сотнями метров. В прибрежных обрывах хорошо видно чередование отдельных покровов, состоящих из лав, различных по составу, цвету и структуре.

На Кунашире в основании раннечетвертичной вулканогенной толщи залегают андезито-базальты и андезиты. На Итурупе в районе бухты Медвежьей нижняя часть покрова сложена порфировыми двупроксеновыми оливновыми базальтами. На Симушире плиоценовые отложения перекрыты тонкоплитчатыми андезитами. Тонкоплитчатые эффузивы встречаются в основании покровов и на других островах. Изредка наблюдаются также шаровые лавы. Покровы сложены преимущественно андезито-базальтовыми лавами и лаваобрежчиями. Вулканическая деятельность в среднем и позднем плейстоцене носила своеобразный характер. В это время уровень моря был выше современного, и многие из возникших в раннем плейстоцене вулканов являлись подводными. Извержения большинства вулканов относились к катмайскому типу. Колоссальной силы взрывы сопровождался разрушением раннеплейстоценовых вулканических конусов. В результате возникли толщи, состоящие из глыб и обломков андезито-базальтов и других раннечетвертичных вулканогенных пород. Эти породы развиты во многих местах на побережье Кунашира, Итурупа и других островов Большой Курильской гряды. Эксплозии некоторых подводных вулканов сопровождался выбросом огромного количества дацитовых пемз (вулкан Головин на Кунашире, вулканы на перешейке Ветровом, о. Итуруп, возможно, вулкан Львиная часть и некоторые другие). Пемзы развиты в южной части о. Кунашир, в центральной и южной частях Итурупа, где имп сложены морские террасы. Встречены они и на других островах.

Характер современной вулканической деятельности изучен хорошо (Горшков, 1958; Мархинин, 1959 и др.). В большинстве своем курильские вулканы являются стратовулканами; их конусы сложены лавами, переслаивающимися с пирокластическими образованиями. По составу эти породы относятся к андезито-базальтам или андезитам, реже к базальтам. Изредка внутри кальдер наблюдаются купола, сложенные дацитами или кислыми андезитами.

По данным Г. С. Горшкова, Е. К. Мархинина и др. (1964), позднейшие извержения курильских вулканов по своему характеру принадлежат к различным типам, но преобладают стромболианские, вулканиские, реже плинианские типы. Извержения первого типа наблюдались у вулканов Алаид, Сарычева, Тятя и др.; продукты их деятельности — шлаки и вулканические бомбы — имеют состав от базальтов до основных андезитов. Вулканскому типу свойственны более кислые выбросы.

Г. С. Горшков, изучавший четвертичные лавы Курильских островов, отмечает, что на островах можно встретить все разновидности лав от базальтов до липарито-дацитов, но наибольшим распространением пользуются пироксеновые андезиты и в меньшей степени роговообманковые андезиты, а также андезито-базальты. Реже наблюдаются кислые андезиты, а базальты, дациты и липарито-дациты имеют подчиненное значение. Лавы крайнего известкового типа известково-щелочного семейства (тип Пеле) свойственны вулканам, расположенным ближе к внешней тихоокеанской стороне островной дуги. Лавы, принадлежащие к несколько более щелочному типу (тип Лассен-Пик) того же семейства, характерны для вулканов, находящихся в удалении от Тихого океана. Г. С. Горшков (1964) делает вывод, что по мере удаления вулканов от внешней дуги (от океана), т. е. с приближением к матерiku, щелочность их лав постепенно повышается.

Извержения многих вулканов сопровождалось образованием экстремальных куполов. В настоящее время преобладают эксплозии. Излияния лав сравнительно редки и незначительны по размерам. Они наблюдались на Алаиде, Горящей Сопке (о. Симушир) и в некоторых других местах.

Из полезных ископаемых, связанных с вулканизмом четвертичного времени, в частности с современными вулканами, следует отметить серу, лимонит и сульфиды железа. Большого внимания заслуживают горячие минеральные источники, а также сольфатарные газы, выделяемые многими вулканами. Есть данные, позволяющие сделать вывод о перспективности четвертичных вулканогенных образований в отношении концентраций ртути и мышьяка. Пемзы, широко развитые на Парамушире и Кунашире, могут быть использованы в качестве абразива, а также для строительства в виде пемзобетона.

На Курильских островах известны морские россыпи титан-ванадий-содержащего магнетита. Эти россыпи образуются за счет разрушения четвертичных вулканогенных пород, в частности дацитовых пемз.

Ведутся успешные опыты использования горячей воды и пара, выходы которых приурочены к действующим вулканам.

ОБЩЕЕ ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенная в настоящем томе весьма краткая характеристика магматизма на территории нашей Родины позволяет сделать ряд выводов об общей изученности проявлений магматизма и об установлении закономерностей этих проявлений. Огромной протяженности территория СССР вмещает в себя все главные типы крупных тектонических структур земной коры — от древнейших докембрийских платформ до областей современной вулканической деятельности. Вследствие этого выявленные советскими учеными закономерности приобретают значение глобальных закономерностей, действовавших на протяжении всей истории формирования земной коры.

Изучение магматизма территории СССР непрерывно продвигается вперед и в настоящее время можно считать, что большинство регионов уже имеет хотя бы еще и не очень углубленную характеристику. Однако необходимо учитывать, что петрология, особенно ее геологическое направление, непрерывно растет и развивается; во взаимодействии с другими науками меняются многие основные положения петрологии, уступая новым, более прогрессивным представлениям. В этом отношении в особо невыгодном положении оказываются именно те регионы, которые ранее других подверглись геологическому изучению. Исторически так сложилось, что наиболее доступные для исследования и наиболее интересные по тем временам (конец XIX — начало XX в.) в промышленном отношении регионы — Карелия, Урал, Украина — ко времени широкого развития геологических исследований и особенно геологических съемок (20—30-е годы) пришли с готовыми геологическими представлениями, но уже значительно устаревшими. Известно, что устаревшие представления не легко уступают место новым прогрессивным взглядам. Это с несомненностью устанавливается по приводимым в настоящем томе описаниям. Большой помехой в деле петрологического изучения является слабая обнаженность, плохая сохранность пород, отсутствие полезных ископаемых, трудная доступность региона и т. п. Недостаточная изученность в том или ином отношении, невыясненность стратиграфического положения, геологического возраста, генетических связей и формационной принадлежности отмечается в описаниях для многих проявлений как эффузивного, так и интрузивного магматизма. Тем не менее прогресс в деле изучения магматизма даже за последние 10 лет со времени опубликования первого обзора геологического строения СССР (1958 г.) весьма заметен и даже имеет практические результаты.

В предлагаемом издании более четко проведена связь магматизма с тектоническим районированием, приведено много новых данных, уточнены и расширены ранее известные. В качестве характерного примера укажем, что 10 лет назад вся трапповая формация Сибирской платформы считалась мезозойской, так же как и сопровождающая ее кимберлиты. В настоящее время установлены три возраста траппов и кимберлитов и наиболее продуктивными в смысле алмазоносности являются именно

девонские, а не мезозойские кимберлиты. Для обеих древних платформ Советского Союза теперь установлены проявления трех формаций — трапповой, кимберлитовой и щелочно-ультраосновной, и только возрастные взаимоотношения их еще не вполне выяснены.

Широко и более обоснованно стали применять к анализу магматизма учение о тектоно-магматических циклах. Важно отметить, что проскальзывавшие одно время попытки выделять в любом прогибе ранние, средние и поздние стадии, независимо от времени заложения самого прогиба в процессе развития подвижной зоны, в настоящее время оставлены или почти оставлены. К числу таких «пережитков» относятся стремление некоторых авторов изливания базальтов и андезито-базальтов в краевых или передовых прогибах (Горный Крым, Донецкий бассейн) рассматривать как проявление раннего или инициального магматизма и относить к кератофир-спилитовой формации.

Известным достижением является применение тектоно-магматического анализа к докембрийским — архейским и раннепротерозойским — образованиям, что требует предварительного «снятия» метаморфизма с этих образований, т. е. их реконструкции. Несмотря на удачно выполненные для ряда регионов попытки, приходится иметь дело и с неумелым применением этого анализа к докембрию, например к Анабарскому кристаллическому массиву, а также к докембрию (точнее, к доордовикским образованиям) Урала. Наибольшее удивление вызывают представления некоторых геологов о том, что новый тектоно-магматический цикл может начинаться сразу со средней стадии или вообще быть представленным одной лишь поздней стадией. Такое применение тектоно-магматического анализа к докембрию не может оцениваться положительно и с выделением на основе его в среднем и позднем протерозое трех-четырех тектоно-магматических циклов согласиться невозможно.

Новым является и выделение в складчатых областях и системах зон разновременной — ранней и поздней (Алтае-Саянская складчатая область) или ранней, средней и поздней (Казахстанская складчатая область) зон стабилизации, что влечет за собой и разновременность (в геологическом времени) магматизма определенных стадий развития подвижного пояса. Представление об одновременном и сравнительно кратковременном проявлении главной складчатости, замыкающей структуры первого порядка геосинклинальных областей, оказывается также устаревшим и заменяется более прогрессивным представлением об ее «скользящем» характере.

Новым и весьма интересным является развивающееся в последнем десятилетии учение о тектоно-магматической активизации, проявляющейся как в областях завершенной складчатости, так и на консолидированных платформах. В первых случаях активизация вызывает затяжное развитие поздних стадий тектоно-магматических циклов, одновременное с протеканием ранних и средних стадий в соседней области, захваченной более молодым тектоно-магматическим циклом. Во втором случае активизация проявляется в структурах, проделавших уже длительное платформенное развитие, например мезозойская активизация эпираннепротерозойской платформы.

Сопоставление тектоно-магматических циклов разного возраста показывает, что каждый из них обладает особыми чертами, отличающими его от предыдущих и от последующих циклов. Таким образом, несмотря на несомненную цикличность в развитии земной коры, это развитие является в то же время направленным. Подробнее это изложено в V томе «Геологического строения СССР».

Л И Т Е Р А Т У Р А

- А б д а р а х м а н о в К. А., И в а н о в А. П. [п др.]. Абсолютный возраст щелочных пород северо-запада Таласского Алатау. Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 4 (45), 1961.
- А б д а р а х м а н о в К. А. Петрология и металлогения щелочных пород Таласского Алатау. Наука, КазССР, 1965.
- А б д у л л а о в Х. М., А д о л у н г А. С. [и др.]. Основные черты магматизма и металлогения Чаткало-Куратинских гор. АН УзССР, 1958.
- А б д у л л а о в Р. Н. [и др.]. Магматизм Азербайджана. В кн. «Петрогр. провинции изверженных и метаморф. горных пород». АН СССР, 1960.
- А б д у л л а о в Р. Н. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. АН АзССР, 1963.
- А в е р ь я н о в И. П. О породах типа «зеленые туфы» северо-восточной части о. Кунашир. Тр. СахКНИИ СО АН СССР, вып. 10, 1961.
- А л о к с е е в В. В., Д ь я к о в А. Г. Алмазоносные формации Сибирской платформы и некоторые закономерности распределения алмазоносных месторождений. Материалы по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР, вып. 6, 1961.
- А л ь б о в Н. В., Р о з а в о в а Н. А. Граувакка Ненокского района. В сб. «Геологические результаты глубокого бурения в Архангельской области». Тр. Сев. ГУ, вып. 8, 1940.
- А н и к о в Н. П. Материалы к петрографии изверженных пород западного побережья Таймырского полуострова. Тр. Горпо-геол. упр. ГУСМП, т. 12, 1941.
- А н т и н о в Г. П., И в а щ е н к о М. А. [и др.]. Аварго-Ильмские железорудные месторождения трапповой формации южной части Сибирской платформы. Госгеолтехиздат, 1960.
- А н т о н ю к Р. М. [и др.]. Субщелочные вулканоплутонические формации северной части Чингиз-Тарбагатайского антиклинория. В кн. «Магматизм и метаморфизм Восточного Казахстана». Алма-Ата, 1965.
- А п е л ь ц и н Ф. Р. О взаимоотношениях между малыми интрузиями и эффузивными толщами в Яно-Кольимской зоне мезозойской складчатости. В кн. «Проблемы вулканизма». Ереван, 1959.
- А п е л ь ц и н Ф. Р. Малые интрузии, генезис и закономерности распространения золоторудных месторождений Северо-Востока СССР. Том. 2. АН СССР, 1959.
- А п е л ь ц и н Ф. Р. Некоторые черты металлогенической специализации щелочных магматических комплексов. В кн. «Металлогеническая специализация магматических комплексов». «Недра», 1964.
- А р а к е л я н Р. А. Стратиграфия древнего метаморфического комплекса Армении. Изв. АН АрмССР, т. 10, серия геол. и геогр. наук, № 5-6, 1957.
- А р а п о в В. А. Кольцевые вулканоплутонические структуры Чаткало-Куратинского региона (Срединный Тянь-Шань). Тр. II Всесоюз. вулканол. совещ. «Наука», 1966.
- А р с е н т ь е в В. П. Краткий очерк тектоники юго-восточной части Восточного Саяна. Тр. БКНИИ, вып. 2, 1960.
- А р т е м о в Ю. М. Абсолютный возраст некоторых пород южной части Таракского массива Енисейского кряжа. «Геохимия», № 2, 1963.
- А р ц ь б а ш е в а Т. Ф., Б л а г у л ь к и н а В. А. [и др.]. К вопросу о классификации кимберлитов Якутии (на примере кимберлитов Алаakit-Далдынского алмазоносного района). «Сов. геол.», № 1, 1963.

Афанасьев Г. Д. Гранитоиды древнейших интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 69, серия петрогр. (№ 38), 1950.

Афанасьев Г. Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. Тр. Ин-та геол. рудных месторожд., петрогр., минерал. и геохимии АН СССР, вып. 20, 1958.

Афанасьев Г. Д., Гоньшакова В. И., Корзун В. П. Об абсолютном возрасте некоторых верхнедевонских щелочных эффузивов юга Русской платформы и Северного Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 8, 1965.

Афоничев Н. А. Основные черты структурного плана Южного Казахстана, Прибалхашья и пограничной Джунгарии. В сб. «Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана». Алма-Ата, 1960.

Бакиров А. А., Киселев В. В., Королев В. Г. Геологическое строение и возраст Уланского интрузивного массива. Материалы по геологии Тянь-Шаня, вып. 1. АН КиргССР, 1961.

Баклуд О. О. Кристаллические породы северного побережья Сибири. Ч. 2 — Кристаллические породы Таймыра. Зап. АН СССР, серия 8, отд. физ.-мат. наук, 21, № 7, 1929.

Баратов Р. Б. Некоторые особенности интрузивного магматизма южного склона Гиссарского хребта (Южный Тянь-Шань). В кн. «Проблемы геологии Таджикистана». Душанбе, 1964.

Бархатов Б. П. К геологии интрузий области стыка юго-западной и центральной тектонических зон Памира. Уч. зап. ЛГУ, № 209, вып. 7, 1956.

Безбородько Н. И. Контактные взаимоотношения гранитов и гнейсов в связи с изучением этих пород вдоль побережья Диепра (Новогеоргиевск — Никополь). Лубны, 1918.

Белов И. В. Трахлбазальтовая формация Прибайкалья. АН СССР, 1963.
Белюсов В. В. Очередные проблемы общей геотектоники. «Сов. геол.», № 41, 1954.

Белый В. Ф. Стратиграфия и тектоника северной части Охотско-Чаунского вулканического пояса (Центральная Чукотка). Материалы по геол. и пол. ископ. Северо-Востока СССР, № 15, 1961.

Белый В. Ф. Стратиграфия и тектоника северной части Охотско-Чаунского вулканического пояса (Центральная Чукотка). Материалы по геол. и пол. ископ. Северо-Востока СССР, № 16, 1963.

Белькова Л. Н., Огнев В. Н. Древние толщи Северного Тянь-Шаня. «Недра», 1964.

Бернадская Л. Г. Вулканические породы Днепровско-Донецкой впадины. Тр. Ин-та геол. наук АН УССР, серия петрогр., вып. 12, 1961.

Билибин Ю. А. Минеральные ассоциации магматических горных пород. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1940.

Билибин Ю. А. Вопросы металлогенетической эволюции геосинклинальных зон. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1948.

Билибин Ю. А. Оливиновые и щелочные базальты Анюйско-Омолонского района. Избр. тр., т. 1. АН СССР, 1958.

Билибина Т. В. и Дашкова А. Д. К характеристике некоторых докембрических гранитов Северной Карелии (интрузивный комплекс Нуорунен). Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 21, петрогр. сб., № 2. Госгеолтехиздат, 1957.

Бобин Е. С. Геологические исследования в Олёкмо-Коларском районе. Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин., вып. 271, 1933.

Бобров С. П. Геологическое строение Эргакского гиссербазальтового массива в Западном Саяне. «Геол. и геофиз.», № 8, 1964.

Богатиков О. А. Генетические особенности габбро-специтового комплекса хребта Моностой. В кн. «Щелочной магматизм складчатого обрамления юга Сибирской платформы». «Наука», 1965.

Богачкий В. В. Особенности размещения и перспективы метасоматического магнетитового оруденения северных районов Западного Саяна. «Сов. геол.», № 3, 1959.

Богачкий В. В. О платформенном развитии и платформенной металлогении байкалид и каледонид юга Средней Сибири. В сб. «Геология и геохимия полезных ископаемых Красноярского края». Красноярск, 1964.

Богданов А. А., Мазарович О. А. [и др.]. Новые данные о геологии докембрических и палеозойских отложений Атасуйского района (Центральный Казахстан). «Сов. геол.», № 48, 1955.

Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 34, вып. 1, 1959.

- Богданов Н. А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива в Восточной Арктике. Изд. АН СССР, 1963.
- Болотников А. Ф. Сущность и щелочные гранитоиды Улканского массива и вопросы их генезиса. Изв. Выст. учебн. завед., «Геол. и разв.», № 4, 1965.
- Болдаренко Л. П. Магнетитсодержащие и другие породы гранулитовой фации метаморфизма (район оз. Чудъявр на Кольском полуострове). Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 11, 1960.
- Борисова К. Д., Горохов И. М., Лобач-Жученко С. Б. Акцессорные минералы метасоматически преобразованных архейских гнейсо-гранитов (на примере одного из районов Центральной Карелии). Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 12, 1961.
- Боровиков Л. И. Нижние палеозой Джеказгай-Улутауского района западной части Центрального Казахстана. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 6, 1955.
- Боровиков Л. И., Борсук Б. П. Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 41, 1961.
- Бородневская М. Б. Некоторые особенности петрогенезиса формаций малых интрузий послевержнеюрского возраста в одном из районов Восточного Забайкалья. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1956.
- Борсук А. М. Петрология мезозойских магматических комплексов западного окончания Главного Кавказского хребта. Тр. ИГЕМ, вып. 86, 1963.
- Борукаев Р. А. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана (Сары-Арка). Госгеолтехиздат, 1955.
- Борукаев Р. А., Монич В. К. История геологического развития Восточного Казахстана и некоторые задачи геохронологических исследований. Тр. XI сессии Комис. по определ. абсол. возраста геол. формаций. АН СССР, 1963.
- Борукаев Р. А. и Ляпичев Г. Ф. Складчатые комплексы Восточного Казахстана. В кн. «Вопросы геологии Казахстана». Алма-Ата, 1964.
- Борукаев Р. А., Миллер Е. Е. [и др.]. Вулканогенные формации северной части Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1965.
- Бруси Е. П. К стратиграфии древних доордовских толщ западной части Русской платформы. «Сов. геол.», № 59, 1957.
- Буданов В. И., Борцовский Ю. А., Гаврилов Е. Я. Новые данные по абсолютному возрасту ванч-язгулемского гранитоидного комплекса (Сг₂-Pg). Материалы по геол. Памира, вып. 2, 1964.
- Буданов В. И., Дронов В. И. К характеристике послешверновских вулканических формаций Центрального Памира. Материалы по геол. Памира, вып. 2, 1964.
- Буданов В. И. Основные черты истории развития магматизма Памира. Материалы по геол. Памира, вып. 2, 1964.
- Будинов В. И., Моехи А. М., Крылов А. Я. Новые определения абсолютного возраста некоторых магматических и метаморфических комплексов Памира. Материалы по геол. Памира, вып. 2, 1964.
- Буссен И. В., Сахаров А. С. О первичной расщелинности в Ловозерском щелочном массиве. В кн. «Вопросы геол. и минерал. Кольского п-ова». АН СССР, 1960.
- Бутакова Е. Л. К петрологии маймеча-котуйского комплекса ультраосновных и щелочных пород. Тр. НИИГА, т. 89, вып. 6, 1956.
- Бутакова Е. Л. Дугдинская щелочная интрузия (Восточная Тува). Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 98. Петрогр. сб., № 5, 1963.
- Бутакова Е. Л. Тектонические условия образования щелочных пород Восточной Тувы. «Геол. и геофиз.», № 5, 1965.
- Бутакова Е. Л., Егоров Л. С. Маймеча-котуйский комплекс формаций щелочных и ультраосновных пород. Петрография Восточной Сибири, т. 1. АН СССР, 1962.
- Бутурлинов Н. В. О лампрофрах Шахтинского района. «Геол. и разв.», № 11, 1959.
- Бутурлинов Н. В. Петрохимические особенности дайково-эффузивных пород Донбасса. Тр. Донецк. политехн. ин-та, т. 64, вып. 4. Донецк, 1962.
- Бутурлинов Н. В. Основные черты петрохимии магматических пород Донецкого бассейна. Докл. АН СССР, т. 157, № 2, 1964.
- Бутурлинов Н. В., Панов Б. С. [и др.]. Новые данные о девонском магматизме юго-западной окраины Донбасса. Докл. АН СССР, т. 156, № 4, 1964.
- Бухарин А. К. [и др.]. Положение Кызылкумов в системе палеозойских структур Тянь-Шаня в Урала. Сб. науч. тр. Ташкент. политехн. ин-та, вып. 4, 1964.
- Вардьянц Л. А. Докембрийский кристаллический фундамент Русской платформы. МГК, XXI сессия. Докл. сов. геологов, проблема 9. АН СССР, 1960.

- Вардавиц Л. А. Трубка взрыва в центральной части Русской платформы. Изв. АН Арм.ССР. Геол. и геогр. науки, т. 14, № 2. Ереван, 1961.
- Васильковский Н. П. Материалы к стратиграфии верхней части палеозойской толщи хребта Каржап-Тау. Узб. фил. АН СССР, серия 8, геология, вып. 4, 1941.
- Великославинский Д. А. Петрология Выборгского массива рапакви. АН СССР, 1953.
- Венчугова М. С. Некоторые данные о распространении и количественных соотношениях магматических пород на территории Северо-Востока СССР. Материалы по геол. и пол. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 10, 1956.
- Вергунов Г. П. Об интрузивных породах Южных Курильских островов (Шикотан, Купашир и Уруп). «Геол. и геофиз», № 5, 1961.
- Вергунов Г. П. Очерк геологии и металлогении южной части Курильского архипелага. Тр. СахКНИИ, вып. 10, 1961.
- Вергунов Г. П., Власов Г. М. Курильские острова. Интрузивные породы. В кн. «Геология СССР», т. 31, ч. 1. «Недра», 1964.
- Вилевский А. М., Кавардиц Г. И. [и др.]. Петрология трапповых интрузий правобережья нижнего течения Енисея. «Наука», 1964.
- Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных гшах изверженных горных пород земной коры. Геохимия, № 7, 1962.
- Виноградов А. П., Тугаринов А. И. Геохронология докембрия. «Геохимия», № 9, 1961.
- Виноградов А. П., Тугаринов А. И. О геохронологии докембрия восточной части Балтийского щита по данным свинцово-урано-ториевого метода измерения абсолютного возраста. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 19, 1964.
- Винюков В. Н. Пермские и триасовые отложения Мангышлака. Тр. Всесоюз. нефт. плуч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 218, 1963.
- Виттенбург П. В. Геология и полезные ископаемые северо-западной части Таймырского полуострова. Тр. Горно-геол. упр. ГУСМП, т. 12, 1941.
- Вихерт А. В. Об условиях образования отложений Верхоянского комплекса. Изв. вост. филиалов АН СССР, № 41, 1957.
- Вихерт А. В. Верхиселевские вулканогенные породы северной оконечности хребта Сетте-Дабан и триасовые диабазы западного склона Западного Верхоянья. В сб. «Материалы по геол. пол. ископ. Якутской АССР». Тр. Якутск. фил. АН СССР, серия геол., № 4, 1959.
- Вихерт А. В., Возня В. Ф. [и др.]. Геологическое строение Западного Верхоянья. АН СССР, 1961.
- Владимиров Б. М., Знамеровский В. Н. Кимберлитовая трубка на юге Сибирской платформы. Докл. АН СССР, т. 130, № 2, 1961.
- Власов Н. Г. Стратиграфия и тектоника Юго-Западного Дарваза. Канд. дисс. Л., 1963.
- Власов Г. М., Василевский М. М. Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. «Недра», 1964.
- Влодавец В. И. О химическом составе Камчатской магматической провинции. В сб. «Вопросы минер., геохим. и петрогр.» АН СССР, 1946.
- Водорезов Г. И. Магматизм и метаморфизм докембрия Мугоджар. В кн. «Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала», т. 1. Свердловск, 1963.
- Волков В. Н. О происхождении пород Курговатского гранитоидного массива. Докл. АН ТаджССР, т. 2, № 2, 1959.
- Волков С. Н. Средний палеозой северной окраины Нижнетагильского спилкзория. Тр. Геол. музея им. А. П. Карпинского, вып. 4. Изд. АН СССР, 1960.
- Волобуев М. И., Зыков С. И. К вопросу об абсолютном возрасте пород и минералов Енисейского кряжа. Материалы по геол. и пол. ископ. Красноярск. края. КГУ, № 2, 1961.
- Волобуев М. И., Зыков С. И. [и др.]. Магматические формации Енисейского кряжа. Материалы по геол. и пол. ископ. Красноярск. края. КГУ, № 3, 1962.
- Волобуев М. И. и др. Абсолютный возраст гранитоидных комплексов Енисейского кряжа. Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 33, 1963.
- Волобуев М. И. [и др.]. Геохронология Енисейского кряжа. Абсол. возраст геол. формаций. МРК, XXII сессия. Докл. сов. геол., проблема 3. «Наука», 1964.
- Волоотовская Н. А., Флженко В. В. Магматический комплекс ультраосновных щелочных и карбонатных пород массива Вуори-Ярви. Зап. ВМО, ч. 87, вып. 3, 1958.
- Волохов И. М. Гипербазитовые брекчии Центральной Тувы. Тр. Горно-геол. ин-та, вып. 17, 1956.

Волохов И. М., Иванов В. М. Лысогорский габбро-пироксенит-дунитовый интрузивный комплекс Западного Саяна. СО АН СССР, 1963.

Волохов И. М., Довгаль В. Н. [и др.]. Габброидные формации Алтае-Саянской складчатой области. Тр. III Всесоюз. петрогр. совещ., т. 1, «Наука», 1964.

Воробьева О. А., Самойлова Н. В., Свешникова Е. В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 65, АН СССР, 1962.

Воронич Т. М., Хатрабаев И. Х. [и др.]. Рудопосность магматических комплексов Узбекистана. I Среднеазиатск. регион. петрогр. совещ. Тезисы докл. Ташкент, 1965.

Воскресенская М. Н. Эффузивный кварцевый порфир из докембрийской толщи Курской магнитной аномалии. Докл. АН СССР, т. 98, № 3, 1954.

Воскресенская М. Н. О диоритовых породах, секущих метаморфическую серию Курской магнитной аномалии. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 8, 1959.

Воскресенская М. Н. О соотношениях пород архея и протерозоя на Курской магнитной аномалии. Изв. АН СССР, № 6, 1965.

Воскресенская М. Н., Искандерова А. Д., Кудрявцев Б. Е. Абсолютный возраст альбит-апатит-хлорит-карбонатной минерализации в южной части Алданского щита. «Геохимия», № 11, 1964.

Вялов О. С. Меловой базальт в Ферганае. Докл. АН СССР, № 3-4, 1935.

Вялов О. С., Ладженский И. Р., Ткачук Л. Г. Туфовый горизонт в менилитовой серии Восточных Карпат. Докл. АН СССР, т. 79, № 1, 1951.

Гавриков С. И. Проявления колебательных движений земной коры в верховьях р. Индигирки. Материалы по геол. и пол. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 12, 1958.

Гамалея Ю. Н., Забродни В. Е., Коген В. С. Раннеистийские вулканогенно-осадочные отложения юго-восточной части Алданского щита (бассейн р. Утур). Докл. АН СССР, т. 152, № 3, 1963.

Гансера Г. М. Базальты Тююна. Зап. Минерал. об-ва, ч. 81, вып. 3, 1952.

Гарань М. П. Возраст и условия образования древних свит западного склона Южного Урала. Госгеолгиздат, 1946.

Гаррис М. А. О габбро-диабазях кристаллического фундамента в Западной Башкирии. Докл. АН СССР, т. 103, № 1, 1955.

Гаррис М. А. Геохронология магматических и метаморфических пород Южного Урала и Мугоджар по данным калий-аргонового метода. Материалы по геол. и пол. ископ. Урала, вып. 8. Госгеолтехиздат, 1961.

Гарьковец В. Г. О структурной и металлогенической связи Тянь-Шаня с Уралом. Сб. науч. трудов. Главгеология УзССР, ТашИИ, вып. 4, 1964.

Гейслер А. Н. Новые данные по стратиграфии и тектонике палеозой в северо-западной части Русской платформы. Материалы ВСЕГЕИ, пов. серия, вып. 14, 1956.

Гельман М. Л. Амфиболитовая фация мезозойского метаморфизма в низовьях р. Колымы. Материалы по геол. и пол. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 15. Магадан, 1961.

Гельман М. Л. О связи вулканической деятельности с интрузиями гранитоидов на Западной Чукотке. Изв. АН СССР, серия геол., № 12, 1963.

Гельман М. Л. Триасовая диабазовая формация Анойской зоны (Чукотка). «Геол. и геофиз.», № 2, 1963.

Гельман М. Л. Фации глубинности и фазы становления гранитоидного комплекса Анойской зоны. Докл. АН СССР, т. 149, № 6, 1963.

Гельман М. Л. Позднемезозойские малые интрузии Западной Чукотки. Материалы по геол. и пол. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 17, 1964.

Гельман М. Л., Белый В. Ф. Петрохимические особенности меловых и раннепалеогеновых эффузивов Северо-Западной Чукотки. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 25, 1963.

Гендлер В. Е. О гипербазитах гор Текели. Вестн. АН КазССР, № 10, 1958.

Гендлер В. Е., Семенова Т. П. Геохронологические исследования гранитоидов Тарбагатай по данным аргонового метода. Тр. X сессии Комисс. по определ. абсол. возраста геол. формаций. АН СССР, 1962.

Герлинг Э. К., Шуклюков Ю. А. [и др.]. Определение возраста основных пород по калий-аргоновому методу. «Геохимия», № 11, 1962.

Герлинг Э. К., Варшавская Э. С., Горохов И. М. Попытка определения возраста вмещающих пород Мончегорского пикеленосного плутона с помощью K-Ar и Rb-Sr методов. «Геохимия», № 6, 1964.

- Гиллярова М. А. К стратиграфии и тектонике Карельской формации Центральной Карелии. Уч. зап. Ленингр. ун-та им. Герцена, т. 72, 1948.
- Гиллярова М. А. Новые данные по стратиграфии и тектонике геологических образований Карелии. Изв. Карело-Финской науч.-исслед. базы АН СССР, № 2, 1949.
- Гиллярова М. А. Кварцевые порфиры и кератофиры Центральной Карелии. Уч. зап. Ленингр. ун-та, серия геол., вып. 8, 1957.
- Гиззбург И. В. Геологическое положение и внутренняя тектоника щелочных гранитов на Кольском полуострове. В кн. «Щелочные граниты Кольского полуострова». АН СССР, 1958.
- Гладенков Ю. Б. Нефтепроявления нижнего течения реки Хатырки (Корякское нагорье). Изв. АН СССР, серия геол., № 9, 1962.
- Глебовицкий В. А., Другова Г. М. [и др.]. Последовательность геологических процессов в южном обрамлении Алданского щита и геохронологические данные. В сб. «Абсолютный возраст докембрийских пород СССР». «Наука», 1965.
- Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. Госгеолтехиздат, 1959.
- Голыбкин И. И. Магматизм северо-восточного и юго-восточного районов Курской магнитной аномалии Русской платформы. Тр. Межобласт. геол. совещ. Изд. Воронежск. гос. ун-та, 1964.
- Головачев Ф. А. Базальтоидные диабазы и диабазовые мавдельштейны в Юго-Западной Карелии. «Сов. геол.», № 33, 1948.
- Головин Е. М. Результаты определения абсолютного возраста магматических и метаморфических пород Средней Азии и опыт их возрастной корреляции. I Среднеазиатск. регион. петрогр. совещ. Тезисы докл. Ташкент, 1965.
- Голубятников Д. В. Верхнепалеозойский вулканический аппарат Айдарлы (Центральный Казахстан). Тр. ВСЕГЕИ, т. 98, л., 1963.
- Гоньшакова В. И. Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы. Госгеолтехиздат, 1960.
- Горедка Е. Н. Магматические формации Тянь-Шаня. Зап. ВМО, 2-я серия, т. 90, вып. 2, 1961.
- Горедка Е. Н., Рысин П. Г. Нижнекаменноугольная интрузивная фаза в Южном Гиссаре на примере Хапактской интрузии плагогранитов. Зап. Тадж. отд. Всесоюз. минерал. об-ва, т. 104, вып. 1, 1959.
- Горедкая Е. Н., Морозенко Н. К. Магматизм и металлогения в палеозойской истории геологического развития Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань). Тр. ВСЕГЕИ, пов. серия, т. 73, 1962.
- Горшков Г. С. Действующие вулканы Курильских островов. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 13, 1958.
- Горшков Г. С. Петрографический и химический состав лав курильских вулканов. В кн. «Геология СССР», т. 31. «Недра», 1964.
- Горшков Г. С., Мархинин Е. К. [и др.]. Описание вулканов Курильских островов. В кн. «Геология СССР», т. 31. «Недра», 1964.
- Граменецкий Е. Н. и Тарарин И. А. К вопросу о происхождении щелочных пород среднего течения р. Бурей. В кн. «Тезисы докл. на IV науч. конф. молодых специалистов». Дальневост. филиал СО АН СССР. Владивосток, 1961.
- Грачева О. С. Интрузии оловоносных гранитов бассейна среднего течения Колымы. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 2, 1960.
- Гроссвальд М. Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. «Наука», 1965.
- Гулин А. С. О процессе натриевого метасоматоза (спенизация) и связанной с ним карбонатизации траппов на Центральном Таймыре. Тр. конф. «Метасоматич. изменение боковых пород и их роль в рудообразовании», 1962.
- Гурьянова В. Н. Некоторые особенности строения и состава ультраосновных массивов Кузнецкого Алатау и Горной Шории. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 8, 1959.
- Дашкевич Н. Н., Стародубцев Г. С., Германов Е. К. О кимберлитовых трубках и структуре Чадобецкого поднятия. Материалы по геол. и пол. ископ. Красноярск. край, вып. 3, 1962.
- Дворцова К. И. Интрузивные комплексы гор Кандык-Тас и западных отрогов Западного Алатау. В сб. «Магматизм и связь с полезными ископаемыми». Госгеолтехиздат, 1960.
- Демин А. М., Кропачев С. М., Круть И. В. Девонский вулканогенный комплекс Северного Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1965.
- Дервиз В. М. Кристаллические породы Северного Сахалина. Тр. Геол. ком., пов. серия, вып. 102, 1915.
- Дзодендзе Г. С. Домпоценовый эффузивный вулканизм Грузии. АН ГрузССР, 1948.

- Д а о д е п и д а с Г. С. Петрографические провинции Закавказья. В кн. «Петрогр. провинции изверженных и метаморф. горн. пород». Гоггеолтехиздат, 1960.
- Д м и т р и е в Э. А. Основные закономерности размещения щелочных пород в центральной части Сарыкольского хребта на Памире. Материалы по геол. Памира, вып. 2, 1964.
- Д м и т р и е в Э. А., Б у д а н о в В. И. [и др.]. Абсолютный возраст щелочных пород Сарыкольского хребта на Восточном Памире. Материалы по геол. Памира, вып. 2, 1964.
- Д о б р е ц о в Н. Л. Аномальный анатидизм из жадентовых пород хребта Борус (Западный Саян) и его генезис. «Геол. и геофиз.», № 12, 1962.
- Д о б р о в о л ь с к а я Т. И., С п е г и р е в а О. В. Конгломераты битакской свиты Крыма. Докл. АН СССР, т. 143, № 6, 1962.
- Д о б р о х о т о в М. Н. О плагиогранитах, прорывающих криворожскую серию в Кременчугском районе. Докл. АН СССР, т. 117, № 2, 1957.
- Д о б р о х о т о в М. Н. Геология докембрия Курской магнитной аномалии. «Сов. геол.», № 11, 1961.
- Д о в г а л ь В. Н., Б о г и н б о в В. И. Древний габбро-сyenитовый комплекс Кузнецкого Алатау. В сб. «Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области». «Наука», 1965.
- Д о в г а л ь Ю. М. Офиолитовые формации Алучинского поднятия. Материалы по геол. и пол. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 17, 1964.
- Д о д и н А. Л. Кузнецкий Алатау и Горный Шорья. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 2 — Магматизм. Гоггеолтехиздат, 1958.
- Д о д и н А. Л., Г у р ь я н о в а В. Н. Интрузивные комплексы Восточного Саяна. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 32, 1960.
- Д о д и н Д. А., Г о л у б к о в В. С. К проблеме траппового магматизма северо-западной окраины Сибирской платформы. Информ. сб. Ин-та геол. Арктики, вып. 28, 1962.
- Д о д и н Д. А., Г о л у б к о в В. С. [и др.]. Расчленение трапповой формации северо-западной окраины Сибирской платформы при среднемасштабном геологическом картировании. Информ. бюлл. Ин-та геол. Арктики, вып. 30, 1962.
- Д о д и н Д. А., С у х о в Л. Г. Опыт составления унифицированной стратиграфической схемы вулканогенных образований северо-западной части Сибирской платформы. Уч. зап. Ин-та геол. Арктики. Региональная геол., вып. 3, 1964.
- Д о д о н о в Т. А. О возрасте и форме залегания кварцевых порфиров Кокмерена. Материалы по геол. Тянь-Шаня, вып. 3, 1962.
- Д о д о н о в Т. А. Малые интрузии Таласского хребта. Канд. дисс. Л., 1963.
- Д о д о н о в Т. А., З а й ч е н к о Е. П., З а х а р о в И. Л. Вулканогенные формации Киргизии. I Среднеазиатск. регион. петрогр. совещ. Тезисы докл., Ташкент, 1965.
- Д о д о н о в Т. А., П о м а з к о в К. Д. Состояние геолого-петрографической научности и корреляция магматических комплексов каледонид Тянь-Шаня (в пределах Киргизской ССР). Магматизм и метаморфизм Восточного Казахстана. Алма-Ата, 1965.
- Д о м а р е в В. С., В ы с о к о о с т р о в с к а я Е. Б. Близповерхностные интрузии и возраст гранитоидов Уйменской депрессии (Горный Алтай). Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1959.
- Д р о в и н А. Я., З а р и ц к и й А. И., Ц а р о в с к и й И. Д. О строении юго-восточной краевой части Украинского кристаллического щита (Покрово-Киреевская структура). «Сов. геол.», № 10, 1960.
- Д р о б и н и н а Н. Я., М и р о ш н и ч е н к о В. М. Некоторые данные к расчленению иsfаринских и хабадских слоев Таджикской депрессии. Докл. АН ТаджССР, т. 7, № 6, 1964.
- Д у б о н и к о в Л. К. Схема стратиграфии мезозойских отложений хребта Тас-Хантах. В кн. «Тезисы докл. совещ. по разработке стратигр. схем Якутской АССР», 1961.
- Д ы м к и н А. М. Контактно-метасоматические месторождения железа южной части главной рудной полосы Тургая. СО АН СССР, 1962.
- Д ы м к и н А. М. Основные закономерности размещения магнетитовых месторождений Тургая. Вести. АН КазССР, № 12, 1964.
- Е г н а з а р о в Б. X., Р у с а к о в П. М. Магматические циклы Корякского хребта и связанные с ними полезные ископаемые. В кн. «Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». СО АН СССР, 1963.
- Е л и с е е в П. А., К у ш о в В. Г., В л а г о г р а д о в Д. П. Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. Материалы ЛАГЕД АН СССР. «Наука», 1965.

- Елисеев Н. А., Ожигинский И. С., Володин Е. Н. Геологическая карта Хибинских тундр. Тр. ЛГУ, вып. 19, 1939.
- Елисеев Н. А., Федоров Э. Е. Ловозерский плутон и его месторождения. Материалы ЛАГЕД АН СССР, вып. 1, 1953.
- Елисеев Н. А. Щелочные граниты массива Гремяха — Вырнес. В кн. «Щелочные граниты Кольского полуострова». АН СССР, 1958.
- Елисеев Н. А., Горбунов Г. И. [и др.]. Ультраосновные и основные интрузии Печенги. АН СССР, 1961.
- Еловских В. В. О строении фундамента Верхоянско-Колымской области и его влияние на металлогению Восточной Якутии. Материалы по геол. и пол. ископ. Якутской АССР, вып. 6, 1961.
- Елютин Д., Помазков К. Унификация легенд и основы корреляции магматических образований трех главных структурно-фациальных областей Тянь-Шаня в пределах Киргизской ССР. I Среднеазиатск. регион. петрогр. совещ. Тезисы докл. Ташкент, 1965.
- Емельянов А. А., Моралов В. М. Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита. Докл. АН СССР, т. 14, № 3, 1961.
- Еремюк Г. К., Макухина И. П. Новые данные о щелочной магматизме Сихота-Алиня. Информ. сб. Приморск. ГУ, № 3, 1962.
- Ерохов В. Ф., Шилов В. Н. Петрохимия кайнозойских вулканических пород Южного Сахалина. В кн. «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Лабор. выпуска. АН СССР, 1963.
- Ефимов А. А. Кытлымский платиноносный массив. В кн. «Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала». Тр. I Уральск. петрогр. совещ., т. 1, 1963.
- Ефимов А. Н. О развитии магматизма Центрального Забайкалья. В кн. «Материалы совещания по расчленению гранитоидов Забайкалья». Улан-Удэ, 1960.
- Ефимов И. А. О находке пироповых серпентинитов в докембрийских породах Кокчетавского массива. Тр. КазНМС, № 5, 1961.
- Жаласов Д., Смолянский Е. Н. Протерозойский магматизм Южного Прибайкалья и Западного Забайкалья. В кн. «Геология СССР», т. 35, 1964.
- Жамойда А. И., Лиман Р. Х. [и др.]. О возрасте крещисто-вулканогенных толщ Корякского нагорья по данным изучения радиолярий. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 81, 1962.
- Жданов В. В. Некоторые вопросы формирования гипербазитовых поясов. «Сов. геол.», № 8, 1963.
- Жданов В. В. История текто-магматического развития печенгской осадочно-эффузивной серии. В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ». «Наука», 1964.
- Жданов В. В. О двух типах земной коры без гранитного слоя на севере Балтийского щита. «Сов. геол.», № 5, 1965.
- Жиров К. К., Артемов Ю. М. [и др.]. Об абсолютном возрасте некоторых образований юга Енисейского края. Материалы по геол. и пол. ископ. Красноярск. край. Госгеолтехиздат, 1960.
- Житецкий А. А., Радзвил В. Я. К стратиграфии палеозоя бассейна р. Орловки, правого притока р. Большого Ашоя. Материалы по геол. и пол. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 17, 1964.
- Заваридский А. Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. Гос. науч.-техн. геол.-разв. изд. ВГРО, М.—Л., 1932.
- Заваридский А. Н. Петрография Бердяшского плутона. Тр. ЦНИГРИ, вып. 96, 1937.
- Заваридский А. Н. Краткий геологический очерк шивыского комплекса щелочных горных пород. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1938.
- Заваридский В. А. Спильто-кератофровая формация окрестностей месторождения Блявы на Урале. Тр. Пи-та геол. наук АН СССР, вып. 71, серия петрогр., № 24, 1946.
- Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Сулова С. Н. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. «Наука», 1964.
- Зайцев Ю. С. Результаты геологического картирования докембрия Белгородского железорудного района КМА. Тр. Межобластного геол. совещ. Изд. Воронежск. гос. ун-та, 1964.
- Зайченко Е. П. Среднепалеозойская вулканическая формация северной зоны Тянь-Шаня и постмагматические процессы, связанные с ней. I Среднеазиатск. регион. петрогр. совещ. Тезисы докл. Ташкент, 1965.
- Зак С. И. Тектоника Хибинского щелочного массива. В кн. «Магматизм и геология Кольского полуострова». Госгеолтехиздат, 1963.

Задинак Б. Л., Толоч А. А. Некоторые данные о закономерностях пространственного размещения формаций щелочных пород Дальнего Востока и типы ультрабазитов, связанные с ними. Информ. сб. Приморск. ГУ, № 3, 1962.

Заравицкий В. К. Эффузивный вулканизм южного палеозоя Сарысу-Телизского подрайона. В сб. «Вопросы вулканизма» АН СССР, 1962.

Заридзе С. М., Татришвили Н. Ф. Некоторые вопросы магматизма Кавказа. Тр. Груз. политехн. ин-та, № 32, 1954.

Зеленова О. П. Литология и фации алайского яруса палеогена Таджикской депрессии. Тр. ин-та геол. рудных м-ий, петрогр., минерал. и геохимии АН СССР, 1956.

Зильбер Е. М. О находках органических остатков в породах прихлебской части Имамдра-Вараузского синклиория. В кн. «Магматизм и геология Кольского полуострова», Гостеолтехиздат, 1963.

Зимин С. С., Щака С. А., Леников А. М. Формации основных и ультраосновных пород протерозойского обрамления Алданского щита. Материалы по тектонике и петрологии Тихоокеанского рудного пояса АН СССР. «Наука», 1964.

Злобин Г. И., Певцова Л. А., Класова Н. С. Распределение свинца и цинка и металлогенетическая спецификация в варпеских гранитоидах повышенной основности (центральная часть Северного Тянь-Шаня). «Геохимия», № 7, 1965.

Зламеровский В. Н. О проявлениях кинওয়ারи на юге Сибирской платформы. Материалы по геол. и пол. ископ. Иркутск. обл., вып. 1, 1961.

Зоненштейн Л. П. Тектоника Западного Саяна. Гостеолтехиздат, 1963.

Зубцов Е. И., Чаткало-Нарынская структурно-фациальная зона Тянь-Шаня. Материалы ВСЕГЕИ по геол. и пол. ископ., нов. серия, вып. 8, ч. 1, 1956.

Зубцов Е. И. и Зубцова Е. И. Верхнепалеозойская вулканогенная толща и покрывающие ее отложения в Нарынской впадине (Тянь-Шань). Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 46, 1961.

Зубцов Е. И., Зубцова Е. И. Докембрийские граниты и нижний палеозой Среднего Тянь-Шаня. Докл. АН СССР, т. 152, № 4, 1963.

Зыков С. И., Ступинкова Н. П. [и др.]. Абсолютный возраст интрузии Восточно-Тувинского региона. «Геохимия», № 7, 1961.

Зыринов В. И. Щелочная гранитоидная формация Чингизской зоны. В сб. «Новые данные о магматизме и метасоматизме Казахстана». Алма-Ата, 1965.

Иванов А. М. Щелочные граниты Западных Кевв. В кн. «Щелочные граниты Кольского полуострова», АН СССР, 1958.

Иванов А. М. К вопросу о геологическом положении и стратиграфии свиты имандри-варауга на Кольском полуострове. Проблемы геологии Карелии и Кольского п-ова. Мурманск, изд-во, 1961.

Иванов Б. А., Надежкина З. Е. Новые данные о возрасте больших габброидных интрузий Сучанского района. Информ. сб. Приморск. ГУ, № 3, 1962.

Иванов К. В. Некоторые вопросы петрографии дайковых пород окрестностей г. Томска. Тр. Томск. гос. ун-та, т. 135, 1956.

Иванов Т. И. Закономерности развития раннепалеозойского магматизма в различных структурах Тувы. Гостеолтехиздат, 1963а.

Иванова Т. И. История геологического развития и магматизм Кузнецкого Алатау в палеозой. В сб. «Вопросы магматизма, метаморфизма и рудообразования». Гостеолтехиздат, 1963б.

Иванова Т. И. и Полевая Н. И. О возрасте интрузий сютхольского комплекса Тувы. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 4, 1956.

Иванова Т. И., Полевая Н. И. [и др.]. Абсолютный возраст некоторых магматических и метаморфических пород центральной части Алтае-Саянской области. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 58, 1961.

Иванова Т. И. К вопросу о возрастных взаимоотношениях различных групп лейоци-уртитовых пород Хибинского щелочного массива. В кн. «Магматизм и геология Кольского полуострова», Гостеолтехиздат, 1963.

Ивсен Ю. П. Магматизм Тимана и полуострова Канни. «Наука», 1964.

Израев В. Г., Харьков А. Д. [и др.]. О возрасте кимберлитовых тел Дядыно-Аликитского района. Докл. АН СССР, т. 148, № 2, 1963.

Изох Э. П. Происхождение и металлогенетическая специализация щелочноземельных серий интрузий. «Геол. и геофиз.», № 8, 1962.

Изох Э. П. Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. Наука, Новосибирск, 1965.

Изох Э. П., Колмак Л. М. [и др.]. Позднепалеозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алия в связи с ними оруденения. Гостеолтехиздат, 1957.

Ильин С. С. Основные черты петрологии Натынского массива. «Геол. и геофиз.», № 4, 1960.

- Ильина Н. С. и Фрухт Д. Л. Новые данные о вулканических процессах в центральных областях Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 143, № 5, 1962.
- Исамухамедов И. М. Петрография Чынганского массива. АН УзССР, 1947.
- Исамухамедов И. М. Петрология Нурагянского батолита. Изд. АН УзССР, 1955.
- Исамухамедов И. М., Василевский Б. Ф. [и др.]. Магматические комплексы юго-западных отрогов Гиссарского хребта и их металлогенные особенности. I Среднеазиатск. регион. петрогр. совещ. Тезисы докл. Ташкент, 1965.
- Индиксон Г. В., Лови Б. И., Чеботарев М. В. Структурное районирование, история геологического развития и магматизм Малого Хингана. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, 55, 1961.
- Индиксон М. И. и Хейфец И. З. О генетическом типе Трусковецкого полиметаллического месторождения в Западной Украине. «Сов. геол.», № 23, 1947.
- Ичетовкин Н. В. К петрографии Верхне-Аллахского монзонит-порфирового субвулкана (Южное Верхоянье). Тр. Якутск. фил. АН СССР, сб. 11, 1962.
- Ивантишпи М. М. Акцесорні рідкісні мінерали та розсіяні елементи в гранітах і пегматитах Українського кристалічного щита. АН УРСР, 1960.
- Каденский А. А. Магматическая геология Передового хребта Северо-Западного Кавказа. АН СССР, 1956.
- Карагодин Ю. Н., Кларовский В. М., Погорелов Б. С. Новые данные о строении и абсолютном возрасте складчатого фундамента северо-запада Западно-Сибирской низменности. «Геол. и геофиз.», № 5, 1965.
- Каррапетов С. С. Палеозой Центрального Памира. Канд. дисс. Л., 1965.
- Карпинский Р. Б. О находке жильных кимберлитов в Евпсеемском криже. Материалы по геол. Красноярск. края, вып. 3, 1962.
- Карпова Е. Д. Трахиадезитовая ассоциация вулканогенных и субвулканических пород р. Вадам (хребет Каржани-тау). Докл. АН СССР, т. 113, № 4, 1957.
- Кассин Н. Г. Вулканизм Казахстана. «Пробл. сов. геол.», т. 4, № 9, 1934.
- Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы Среднего Урала. В кн. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала». Тр. I Уральск. петрогр. совещ., т. 3, 1963.
- Кен А. Н. Гипербазитовые пояса Тувы. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 28, 1960.
- Киселев В. В. О составе и возрасте спилито-кератофировой формации западной части Киргизского хребта. Вопросы стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Киргизии. АН КиргССР, 1964.
- Киселев В. В. Эвгеосинклинальные комплексы рифей и нижнего палеозоя западной части Киргизского хребта. Канд. дисс. Фрунзе, 1965.
- Киселев В. И. Протерозойские интрузии Кушлю-Сарыджаасского района Тянь-Шаня. Тр. УГНОН при Совете Министров КиргССР, сб. 1, 1960.
- Когол Л. Б. Закономерности размещения талькозных руд различного типа в тальконосном поле хребта Султангуздар. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 6. Изд. АН СССР, 1962.
- Комлев Л. В. Абсолютный возраст гранитных интрузий Центрального и Северного Казахстана и шкала геологического возраста. МГК, XXI сессия. Докл. сов. геологов, проблема 3, 1960.
- Комлев Л. В., Михалевская А. Д., Данилевич С. И. О возрасте щелочных интрузий Хпблнской и Ловозерских тундр. Докл. АН СССР, т. 136, № 1, 1961.
- Кондптеров В. Н., Проскурко А. П. Альпийский вулканизм Юго-Восточной Туркмении (Бадхыз). I Среднеазиатск. регион. петрогр. совещ. Тезисы докл. Ташкент, 1965.
- Копилова В. А. Ургит-пнотитовые интрузии бассейна Балыгытгем и роль метасоматических процессов при их формировании. Изв. АН СССР, № 5, 1957.
- Копилова В. А. Ургит-пнотитовые интрузии Юго-Восточной Тувы и некоторые вопросы их генезиса. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 6, 1961.
- Кокюк А. А. Щелочные базиты и ультрабазиты Таласского хребта. Тр. Ин-та геол. АН КиргССР, вып. 7, 1956.
- Коптев-Дворников В. С. [и др.]. Палеозойские интрузивные комплексы Бетпакадала. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 44, ч. 1, 1960.
- Коптев-Дворников В. С., Емельяненко П. Ф., Петрова М. А. Эффузивные и интрузивные комплексы западной части Сарысу-Тенижского водораздела. «Сов. геол.», № 7, 1963.
- Коржинский Д. С. Пересечение Станового хребта по Амуро-Якутской магистрали и его геологические комплексы. Тр. ЦНИГРИ, вып. 41, 1935.

Корнев Т. Я. Магматические формации южной части Енисейского края. Докл. АН СССР, т. 144, № 1, 1962.

Королев В. Г. Позднекембрийские и раннепалеозойские формации Тянь-Шаня и связанные с ними полсапые ископаемые. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 3. АН СССР, 1960.

Королев В. Г. Стратиграфия и корреляции метаморфических и метаморфизованных комплексов Тянь-Шаня. Магматизм и метаморфизм Восточного Казахстана. Алма-Ата, 1965.

Корыткин А. А., Серых В. А., Подольский А. М. Каледонские гранитоидные интрузивные комплексы Кокчетавской глыбы. I Казахстанск. петрогр. совещ. Тезисы докл. Алма-Ата, 1965.

Косой Л. А. Геолого-петрографический очерк Керетьского района Северной Карелии. Уч. зап. ЛГУ, серия геол.-почв.-геогр., № 26, 1938.

Костюк В. П. Нови дані з петрографії та геології вулканічних порід Закарпаття. В кн. «Матеріали з геології західних областей Української РСР», т. 2. Вид. АН УРСР, 1960.

Костюк В. П., Базарова Т. Ю. Петрология щелочных пород восточной части Восточного Саяна. «Наука», 1966.

Котляр В. П. Памбак. Геология, интрузивы и металлогения Памбакского хребта и смежных районов Армении. АН АрмССР, 1958.

Котляр С. Г. Докембрий массива. В кн. «Сообщение по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР, 10—20 мая, 1957 г. Тезисы докладов и сообщений». Материалы, 1957.

Котляр С. Г. О трех типах гранитоидных интрузий в бассейне среднего течения р. Индигирки. «Сов. геол.», № 9, 1961.

Кочурова Р. Н. Магматические породы бассейна р. Бодрак (Крым). Вестн. ЛГУ, № 12, 1960.

Кравченко С. М. Некоторые структурные особенности интрузий южной части Центрального Крыма. Тр. МГРИ, № 32, 1958.

Кравченко С. М. Петрографические особенности интрузивных массивов южной части Центрального Крыма в свете новых данных. Изв. АН СССР, серия геол., № 12, 1958.

Краснобаев А. А. О возможности определения абсолютного возраста цирконов альфа-сцинтилляционным методом. В кн. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала», т. 3. Свердловск, 1963.

Красный Л. И. Монголо-Охотская геосинклинальная область и ее место в структуре Восточной Азии. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 1, 1958.

Красный Л. И. Геология и полезные ископаемые Западного Прихотья. Госгеолтехиздат, 1960.

Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 16, 1963.

Кривенко А. П. Вопросы происхождения пород торгалыкского интрузивного комплекса Тувы. «Наука», 1965.

Кривенко А. П., Павлов А. Н. Магматические комплексы девонского прогиба Тувы. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 33, 1963.

Кривошукская В. Н., Туровский С. Д. Петрография и последовательность формирования Бабаханского интрузива. Тр. Ин-та геол. АН КиргССР, вып. 1956.

Криштофович А. Н. Верхнедевонские растения на северо-восточной части Ловозерских тундр Кольского полуострова. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1937.

Крамская К. М., Баранов В. В. Новые данные о рудоносности глптербизитов Узбекистана. Сб. науч. тр. Главгеологии УзССР. Ташкент, 1964.

Крылов А. Я. Абсолютный возраст пород Центрального Тянь-Шаня и применение аргонного метода к метаморфическим и осадочным породам. МГК, XXI сессия. Докл. сов. геологов, проблема 3, 1960.

Крылов А. Я. Абсолютный возраст пород Средней Азии и возможность применения аргонного метода определения возраста к метаморфическим и осадочным породам. Канд. дисс. Л., 1963.

Крылов И. Н., Мануйлова М. М. [и др.]. Петрография метаморфических и магматических пород Восточного Саяна. В сб. «Петрография Восточной Сибири», т. 2, 1962.

Кудрин В. С. Щелочные интрузии Северо-Восточной Тувы. «Сов. геол.», № 4, 1962.

Кузнецов В. А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1963.

Кузнецов В. А., Пипус Г. В. Интрузивные комплексы Тувы и основные закономерности в их проявлении. Докл. АН СССР, нов. серия, т. 65, № 1, 1949.

Кузнецов В. А. [и др.]. Магматические комплексы и формации Горного Алтая. В кн. «Магматические формации». «Наука», 1964.

Кузнецов И. Г. Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры Центрального Кавказа. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 131, серия геол., № 52, 1951.

Кузнецов Ю. А. Основные закономерности тектонического размещения и классификация магматических формаций. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Тр. II Всесоюз. петрогр. совещ. Госгеолтехпатат, 1960.

Кузнецов Ю. А. Условия образования главных типов магматических формаций подвижных зон. «Геол. и геофиз.», № 10, 1962.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. «Недра», 1964.

Кунаев И. В., Русс В. В. Некоторые черты металлогении Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья. «Сов. геол.», № 7, 1964.

Курьлева Н. А., Носиков В. В. Вулканические трубки взрыва на Кольском полуострове. «Разв. и охр. недр», № 3, 1959.

Кутюлин В. А. Об интрузии долеритов в районе Новосибирска. «Геол. и геофиз.», № 4, 1962.

Кутюлин В. А. Трапповая формация Кузбасса. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1963.

Кухаренко А. А. Палеозойский комплекс ультраосновных и щелочных пород Кольского полуострова. Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, ч. 87, вып. 3, 1958.

Кухаренко А. А. Основные проблемы геологии платформенных комплексов щелочно-ультраосновных пород. Уч. зап. Ленингр. гос. ун-та, № 312, вып. 13, 1962.

Кушев В. Г. Новые данные о возрасте щелочных пород Чаткало-Нарынской зоны (Южный Тянь-Шань). Некоторые вопросы геологии азиатской части СССР. АН СССР, 1959.

Кушев В. Г. Некоторые данные о щелочных породах западной части Шаматорской интрузии. Вестн. ЛГУ, № 6, вып. 1, 1960.

Лавренев Ю. Б. Некоторые черты ультраосновной щелочной формации Восточной Сибири. В сб. «Минеральное сырье», вып. 1. Тр. ВНИМС, 1960.

Лазаренко Е. К., Лазаренко Э. А. [и др.]. Минералогия Закарпатья. Изд. Львовск. гос. ун-та, 1963.

Ларин Н. И. Дуговые структуры хребта Суитар-Хаята. Материалы по геол. и пол. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 8, 1954.

Лебедев А. П. и Павлов Н. В. Джугджурский аноксигеновый массив. АН СССР, 1957.

Лебедев В. И. О происхождении карбонатно-антофилито-актинолитовых пород мыса Караташ в Северной Карелии. Уч. зап. ЛГУ, серия геол. наук, вып. 5, № 188, 1955.

Лебедев Т. С., Собакаръ Г. Т. [и др.]. Тектоника центральной части северного склона Крымских гор. Киев, 1963.

Лебединский В. И., Добровольская Т. И. Новые данные о нижнемеловом вулканизме в Горном Крыму. Докл. АН СССР, т. 136, № 4, 1961.

Лебединский В. И., Макаров Н. Н. Вулканизм Горного Крыма. АН УССР, 1962.

Лебединский В. И., Шалимов А. И. Верхнетриасовый вулканизм в Крыму. Докл. АН СССР, т. 132, № 2, 1960.

Лебединский В. И., Шалимов А. И. О вулканической деятельности нижнеюрского времени в Горном Крыму. Докл. АН СССР, т. 140, № 1, 1961.

Левин Д. В., Крюков С. М. Предварительные результаты аэромагнитной съемки Тунгусской шхерлызы. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 6, 1957.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Дьяконова-Савельева Е. Н. Вулканическая группа Карадаг в Крыму. АН СССР, 1933.

Леднева В. П., Масайтис В. Л. Особенности геологического строения верхнего течения р. Северной (низовья р. Нижней Тунгуски). Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 32, 1960.

Леонов Б. Н., Прокопчук Б. И. К вопросу о возрасте кимберлитов на северо-востоке Сибирской платформы. Материалы по региональной геологии. Тр. ВАГТ, 1962.

Леонов А. В. Новейший вулканизм Северного Тянь-Шаня. Тр. II Всесоюз. вулканол. совещ. «Наука», 1966.

Лейтович А. И., Раков Н. Геологическое строение центральной части хребта Джугджур. Тр. Дальневосточной базы АН СССР, серия геол., т. 1, 1948.

Литвиненко И. В. Новые сейсмические данные о строении земной коры Балтийского щита. Докл. АН СССР, т. 149, № 6, 1963.

Ловягин Б. И. Интрузивные комплексы Малого Хингана. Тр. ВСЕГЕИ, т. 55, 1961.

Лугов С. Ф. Основные черты геологического строения и металлогения Чукотки. Госгеолтехиздат, 1962.

Лупанова Н. П., Маркин В. В. Зеленокаменные толщи Собско-Войкарского синклиория (восточный склон Полярного Урала). Наука, 1964.

Лурье М. Л., Обручев С. В. Геологические исследования в Северо-Восточной Туве в 1945 и 1946 гг. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1948.

Лурье М. Л., Обручев С. В. Основные черты эффузивного вулканизма трапповой формации Сибирской платформы. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 7, 1955.

Лурье М. Л., Масайтис В. Л., Полунина Л. А. Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы. В кн. «Петрография Восточной Сибири», т. 1. Сибирская платформа и ее северное обрамление. АН СССР, 1962.

Лурье М. Л., Масайтис В. Л. Основные черты геологии и петрологии трапповой формации Сибирской платформы. МГК, XXII сессия. Докл. сов. геол. проблема 7. «Наука», 1964.

Лурье М. Л., Масайтис В. Л. Интрузивные траппы Сибирской платформы и их металлогенетическое значение. В кн. «Магматические формации». Тр. III Всесоюз. петрогр. совещ. «Наука», 1964.

Луцишина Н. В. Малые интрузии Малого Хингана мелового возраста. Вести. ЛГУ, № 6, серия геол. и геогр., вып. 1, 1957.

Лучицкий В. И. Петрография Крыма. Изд. АН СССР, 1939.

Лучицкий И. В. Нефелиновые руды и щелочные нефелиносодержащие породы юга Красноярского края. Тр. Красноярск. компл. эксп. СОПС АН СССР, 1959.

Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Мипусяевского межгорного прогиба. АН СССР, 1960.

Лыгина В. В. и Саранина Г. М. Геологическое строение и особенности метаморфизма кристаллических пород северной части Карельского перешейка (окрестности пос. Кузнецкое). Вопросы магматизма и метаморфизма, т. 2, 1964.

Любцов В. А. Первая находка наутилода в доломитизированных известняках печенгской серии. Докл. АН СССР, т. 133, № 1, 1960.

Лялин Ю. И., Миллер Е. Е., Никитина Л. Г. Вулканогенные формации Чингизского геосинклиория. Алма-Ата, 1964.

Липичев Г. Ф. Интрузивные комплексы. В кн. «Региональная геология. Геология Чингизской зоны (Центральный Казахстан)». Тр. Ин-та геол. наук, т. 5, Алма-Ата, 1962.

Мазин Е. А., Райхлип А. И. Палеозойский вулканизм Тургайского прогиба. I Казахстанск. петрогр. совещ. Тезисы докл. 1965.

Макухина Г. О. Девонские кварцевые порфиры та их туфы. «Геол. журн.», т. 19, вып. 1, 1959.

Макухина Г. О. Петрографический дайково-эффузивный комплексу південно-західного Донбасу. Тр. Інст. геол. наук АН УРСР, вып. 15, 1961.

Малахова В. В. Гишорбаиты Волчьих тундр. Магматич. образ. Кольского п-ова. АН СССР, 1962.

Малашевский В. Н., Попович Н. И. Структурно-фацальные зоны Приполярного и Полярного Урала в кембрийском периоде. В кн. «Материалы по геологии Урала». Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 67, 1961.

Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. Ин-т вулканол. СО АН СССР. «Наука», 1964.

Мархинин Е. К. Вулканы острова Кунашир. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 17, 1959.

Мархинин Е. К., Стратула Д. С. Некоторые новые данные о вулканах Куршских островов. Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. «Наука», 1965.

Масайтис В. Л. Магматические трапповые субпровинции на Сибирской платформе. Тр. ВСЕГЕИ, т. 97, 1964.

Мислеников В. А., Бондаренко Л. П. [и др.]. Граниты северо-восточной части Кольского полуострова. Тр. ЛАГЕД, вып. 15, 1963.

Масуренков Ю. П. Кайнозойский вулканизм Ольбрусской вулканической области. Тр. ИГЕМ, вып. 51, 1961.

Матвеев В. Т. Краткая характеристика осадочных и вулканогенных формаций Северо-Востока. Изд. ВНИИ-1, Магадан, 1960.

Матвеевко В. Т. Магма- и рудоконтролирующие структуры Северо-Востока СССР. МГК. XXI сессия, 1960.

Матвеевко В. Т., Шаталов Е. Т. Раарынные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». АН СССР, 1958.

Махнач А. С., Корзун В. П. Вулканогенно-осадочные породы верхнего яруса верхнего девона Припятского прогиба. Докл. АН БССР, т. 8, № 12, 1964.

Махнач А. С., Корзун В. П. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы нижней части фаменского яруса верхнего девона Припятского прогиба. Докл. АН БССР, т. 9, № 1, 1965.

Махнач А. С., Корзун В. П. Вулканогенно-осадочные породы верхней части фаменского яруса верхнего девона Припятского прогиба. Докл. АН БССР, т. 9, № 3, 1965.

Медведева И. Е. Геология и петрология докембрийских метаморфических образований Макбальского годиятия (Северный Тянь-Шань). Канд. дисс. Изд. МГУ, 1962.

Мерзляков В. М. К стратиграфии ордовика и силура Омудлевских гор (Северо-Восток СССР). «Сов. геол.», № 10, 1964.

Мерлпч Б. В., Ситконская С. М. Про вік гіа ізальних інтрузій Вініковського району в Закарпатті. «Геол. журн», т. 18, вып. 3, АН УРСР, 1958.

Месхи А. М. Магматические комплексы зоны Юго-Восточного Памира. Материалы по геол. Памира, вып. 2, 1964.

Милаповский Е. Е., Королевский Н. В. Геологическое строение и история формирования вулкана Эльбрус. Тр. ВАГТ, вып. 6, 1960.

Милаповский Е. Е., Каминский Ф. В., Седенко С. М. Геологическое строение и история формирования Верхне-Чегемского вулканического нагорья. Геология Центрального и Западного Кавказа. Тр. Кавказск. эксп. ВАГТ и МГУ за 1959—1960 гг., т. 3, 1962.

Милаповский Е. Е., Халин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Очерки региональной геологии СССР, вып. 8, 1963.

Милашев В. А., Шувльгина Н. И. Новые данные о возрасте кимберлитов Сибирской платформы. Докл. АН СССР, т. 126, № 6, 1959.

Миллер Е. Е., Лялин Ю. И. [и др.]. Вулканогенные формации Чингизского геоплатформы (Центральный Казахстан). Алма-Ата, 1964.

Миролюк Е. Н. Некоторые новые данные по стратиграфии докембрия в области сочленения олэкинской и ценгской серии Алданского щита. Тезисы совещ. по разработке стратигр. схем Якутской АССР, 1961.

Мирская Д. Д. О генезисе амфиболитов свиты Кейв. Изв. Карельск. п. Кольск. фил. АН СССР, № 3, 1959.

Мирская Д. Д. К вопросу о происхождении порфиробластических микроклиновых гранитов на северо-востоке Кольского полуострова. Вопр. геол. и мшиерал Кольск. п-ова, вып. 2. АН СССР, 1960.

Митрофанов Ф. П. Сопоставление нижнепалеозойских гранитоидов Тувы и восточной части Восточного Саяна. Вестн. ЛГУ, № 6, 1962.

Михайлов А. Ф., Заедипова И. Е. Зеленокаменная вулканогенная формация юго-западной части Пенжинского кряжа. Изв. ИГиЛ, сб. ВСЕГЕИ, № 25, 1960.

Михайлов М. В., Гридасов Н. В. К вопросу о возрасте кимберлитовой трубки «Мир». Материалы по геол. и пол. ископ. Якутской АССР, вып. 11, 1963.

Михайлов Н. П. Мезозойский магматизм Восточного Казахстана. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 2, Госгеолтехиздат, 1958.

Михайлов Н. П. Интрузивные офиолитовые комплексы Восточного Казахстана. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 80, 1962.

Михайлов Н. П., Семенов Ю. А. Каратурской пикрит-диабазовый комплекс и некоторые вопросы петрологии пикритов. «Сов. геол.», № 3, 1965.

Михо Н. П. и Смолянский Е. Н. Мезозойский магматизм. В кн. «Геология СССР», т. 35. «Недра», 1964.

Молчанова Т. В. Структурное положение, петрология и происхождение калиевых основных щелочных пород (на примере Среднего Тянь-Шаня и Алдана). Канд. дисс. М., 1965.

Монич В. К. Петрология гранитных интрузий Баянаульского района в Центральном Казахстане. Алма-Ата, 1957.

Монич В. К., Иванов А. И. [и др.]. О девонских интрузиях в Центральном Казахстане. В сб. «Основные идеи М. А. Усова в геологии», АН КазССР, 1960.

Монич В. К., Абдрахманов К. [и др.]. Щелочные интрузии Казахстана и их возрастная корреляция. Тезисы докл. I Казахстанск. петрогр. совещ., 1965.

Морковкина В. Ф. Метасоматические преобразования гипербазитов Полярного Урала. В кн. «Основные породы и проблемы их генезиса». Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 77, 1962.

Морковкина В. Ф., Гаврилова С. И. Пироксениты краевых зон Хараматолоуско-Воинкарского гипербазитового массива и их петрографические особенности (Полярный Урал). В кн. «Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов». «Наука», 1965.

Морозенко Н. К. Магматизм Юго-Восточного Таджикистана. В кн. «Геология СССР», т. 24, Таджикская ССР, ч. 1. Госгеолтехиздат, 1959.

Морозов А. И., Шукевич А. М. Щелочные граниты западной части Кольского полуострова. В кн. «Щелочные граниты Кольского полуострова», АН СССР, 1958.

Мошкин В. И. Докембрийский магматизм Стапового хребта и Джугджура. П. кн. «Геол. строение СССР», т. 1. Госгеолтехиздат, 1958.

Мошкин В. И. Докембрий восточной части Стапового хребта и южной части хребта Джугджур. Материалы годич. сессии уч. сов. по результатам работ 1958 г. ВСЕГЕИ, 1960.

Мошкин В. И. Нижнепротерозойские образования хребтов Стапового и Джугджура. В сб. «Докембрий Дальнего Востока». ВСЕГЕИ, 1961.

Мошкин В. И., Зубков В. Ф., Шиянов В. В. Новые данные о возрасте джугджурских анортозитов. Докл. АН СССР, т. 137, № 2, 1961.

Мошкин В. И., Дагелайская И. И. Анортозитовая формация хребтов Стапового и Джугджура. В сб. «Магматические формации». «Наука», 1964.

Муратов М. В. Верхнеюрский вулканизм в Крыму и сравнение его с вулканизмом Грузии. В сб. «К 70-летию акад. А. И. Джанелидзе». Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР, 1959.

Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. Госгеолтехиздат, 1960.

Мурзина Г. А., Хорева Б. Я., Щеголов Н. Д. Ставление и активизация метаморфических серий Юго-Западного Памира по геолого-петрологическим и радиологическим данным. Изв. АН СССР, серия геол., № 8, 1965.

Мушкин И. В., Кутепов В. А., Брейвинская В. М. О вулканических трубках Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань). Докл. АН СССР, т. 158, № 3, 1964.

Нагибпа М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. АН СССР, 1963.

Налетов П. И. Интрузивные горные породы центральной части Бурятской АССР. Госгеолтехиздат, 1962.

Некрасов И. Я. Некоторые особенности мезозойского вулканизма на северо-востоке Якутии. В кн. «Проблемы вулканизма». Ереван, 1959.

Некрасов И. Я. О мезозойском вулканизме Северо-Восточной Якутии. Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1961.

Некрасов И. Я. Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. АН СССР, 1962.

Непашев Н. И. Новые данные о возрасте изверженных пород западной части Верхояно-Колымской складчатой области. Докл. АН СССР, т. 142, № 3, 1962.

Непашев Н. И. Вопросы магматизма и рудообразования Северо-Востока Якутии в свете данных абсолютного возраста. Изв. АН СССР, серия геол., № 9, 1963.

Непашев Ю. П. и Вознесенский В. Д. Стратиграфия девонских и нижнекаменноугольных отложений Ортау-Космурупского района в Северо-Западном Прибайкалье. Тр. ВСЕГЕИ, т. 111, 1964.

Нехорошев В. П. Геология Алтая. Госгеолтехиздат, 1958.

Николаев В. А. Заметка о щелочных породах бассейна р. Тоюна в Кашгарии. Зап. ВМО, ч. 55, вып. 2, 1926.

Обручев В. А. Докембрий Таймырского края и Северной Земли. Стратиграфия СССР, т. 1. АН СССР, 1939.

Ова Е., Мураяма М., Хирокава О. Плутонические и гшиабиссальные породы. Геология и минеральные ресурсы Японии. Пер. с яп. Изд. иностр. лит., 1961.

Овчинников Л. И., Дунаев В. А., Краснобаев А. А. Материалы к абсолютной геохронологии Урала. В кн. «Абсолютный возраст геологических формаций». МГК, XXII сессия. Докл. сов. геол., проблема 3. «Наука», 1964.

Одницов М. М., Твердохлебов В. А. [и др.]. Структура, вулканизм и алмазность Иркутского амфитеатра. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 4. АН СССР, 1962.

Орлов Д. М. Краткий очерк магматизма Западного Саяна. Тр. ВСЕГЕИ, т. 58. ОНТИ, Л., 1961.

Охачкин Н. А., Чубучина В. Л. О пироклах и хромдиопсиде в базальтовых трубках Мшусинского межгорного прогиба. Докл. АН СССР, т. 132, вып. 2, 1960.

Охачкин Н. А., Чубучина В. Л. О некоторых дайковых породах Северо-Мшусинской впадины. Материалы по геол. пол. ископ. Красноярск. края, вып. 2, 1961.

Павленко А. С. Петрология и некоторые геохимические особенности среднепалеозойского комплекса гранитоидов и щелочных пород Восточной Тувы. В сб. «Проблемы магмы и генезис изверженных горных пород Восточной Тувы.

Павлов Н. В., Чупрынина Н. Н. Некоторые итоги изучения процессов формирования хромитовых месторождений Кемпирсайского ультраосновного массива. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1966.

Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. АН АрмССР, 1959. «Петрография Узбекистана». Кн. 1 и 2. «Наука», УзССР, 1964 и 1965.

Пепеляев Б. В. и Терехов М. И. Новые данные по стратиграфии Алазейского плоскогорья. «Сов. геол.», № 2, 1962.

Пепеляев Б. В. и Терехов М. И. Стратиграфия и элементы тектоники Алазейского плоскогорья. Материалы по геол. и пол. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 16, 1963.

Пинус Г. В. Кембрийский магматизм Тувы. Изд. СО АН СССР, 1961.

Пинус Г. В. Тавнуольский интрузивный комплекс (Тува). СО АН СССР, 1961.

Пинус Г. В. К вопросу о генезисе магмы, формирующей породы габбро-плагиогранитной магматической формации (на примере Тувы). В сб. «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». АН СССР, 1963.

Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волков И. М. Гипербазиты Тувы. Тр. Тувинск. компл. экспед. СОПС АН СССР, вып. 2, 1955.

Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волков И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. АН СССР, 1958.

Плюшко В. В. Уруптеинский комплекс Северного Кавказа. «Наука», 1965. Пожарицкая Л. К. Карбонатиты ультраосновного щелочного комплекса Восточной Сибири. Тр. ВИМС. В сб. «Минеральное сырье», вып. 1, 1960.

Полевая Н. П. Шкала абсолютной геохронологии. Тр. ВСЕГЕИ, 1963.

Полевая Н. П., Изох Э. П. Абсолютный возраст верхнемеловых и третичных эффузивных и интрузивных пород Северного Сихота-Алиня и хребта Мяо-Чан. Изв. АН СССР, серия геол., № 7, 1960.

Полицук В. Д. Тектоника и магматизм докембрия Курской магнитной аномалии. Материалы совещ. по пробл. тектоники. «Наука», 1964.

Полицук В. Д. Основные черты геологического строения и история геологического формирования докембрия КМА. Тр. Межобласт. геол. совещ. Воронеж, 1964.

Полканов А. А. Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова. АН СССР, 1935.

Полканов А. А. Геологический очерк Кольского полуострова. Тр. Арктич. ин-та, т. 53, 1936.

Полканов А. А. Гравитационное, гравитационно-кшветическое и кшветическое фракционирование твердой фазы и кристаллизационная дифференциация магмы. Материалы ЛАГЕД АН СССР, вып. 2, 1954.

Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология докембрия Балтийского щита, МГК, XXI сессия. Докл. сов. геологов, проблема 3 — «Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций». АН СССР, 1960.

Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. Вопросы геохронологии и геологии. АН СССР, 1961.

Полканов А. А., Герлинг Э. К. Предварительная возрастная шкала докембрия — герцинд для Балтийского щита. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 19, 1964.

Полканов А. А., Кратц К. О., Шуркин К. А. Дочетвертичная геология Карелии и Кольского полуострова. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 19, 1964.

Половинкина Ю. П. Два новых месторождения чароитовых пород на Украине. Тр. ГГРУ, вып. 94, 1931.

Половинкина Ю. Пр. Основные и ультраосновные породы Карсакская в связи с проблемой генезиса железистых кварцитов. Госгеолгиздат, 1952.

Половинкина Ю. Пр. Тальковские сланцы Кривого Рога, их генезис и стратиграфическое положение. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 4. Петрогр. сб., № 1, 1955.

Половинкина Ю. Пр. Докембрийский магматизм. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 2 — Магматизм, Госгеолгиздат, 1958а.

Половинкина Ю. Пр. История развития магматизма в Украинском кристаллическом массиве. АН СССР, 1958б.

Половинкина Ю. Пр. Геологические закономерности развития магматизма на территории СССР. В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». АН СССР, 1960а.

Половинкина Ю. Пр. О стратиграфическом расчленении древней гнейсовой толщи Украины. Докл. АН, т. 134, № 4, 1960б.

Половинкина Ю. Пр. Нижнепротерозойская приднепровская серия Украины и ее стратиграфическое расчленение. Докл. АН, т. 135, № 1, 1960в.

Половинкина Ю. Пр. О так называемых монзонитах Фрисарки (Украина) и их генезисе. АН СССР, 1961.

Половинкина Ю. Пр. О происхождении кордиеритовых гранитов. Бердичевский «гранит» Украины. Петрогр. сб., № 5, Тр. ВСЕГЕИ, т. 98, 1963.

Половинкина Ю. Пр. Роль и значение пироксен-плагноклазовых кристаллических сланцев в докембрийских массивах. Вопросы геологии Кавказа. АН СССР, 1964.

Половинкина Ю. Пр. К вопросу о происхождении лабрадоритов Украины. Тр. ИАГЕД АН СССР, вып. 19, 1964б.

Полухина Л. А., Афанасьева М. А. Траппы пьюкного течения р. Нижней Тушунки. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 44, 1961.

Полькин И. П. Стратиграфия вулканогенных образований северо-западной части Сибирской платформы. Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 145, 1965.

Поляков Г. В., Федосеев Г. С. [и др.]. Абсолютный возраст гранитоидов пльковского комплекса. Тр. Ин-та геол. СО АН СССР, № 9, 1965.

Понов В. Е. Девонские осадочно-вулканогенные толщи западной части Горного Алтая. Автореф. дисс. Л., 1964.

Прони А. А. Нижнеиванейская (режевская) металлогеническая фаза на Урале. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3, АН СССР, 1960.

Прохоров К. В. Третичные гранитоиды Камчатки. «Наука», 1964.

Пуркин М. М. Щелочные породы Киргизии и их рудоносность. I Среднеазиатск. регион. петрогр. совещ. Тезисы докл. Ташкент, 1965.

Пустовалов П. Ф. О проявлениях верхнетриасового эффузивного магматизма в Крыму. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 11, 1959.

Путищев В. К., Ильинский Г. А. Верхнепалеозойские — нижне-мезозойские гранитоиды северо-восточной окраины Бурейского массива. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 81, 1963.

Рибкин М. П. Щелочные, основные и ультраосновные эффузивы южной части Чукотского полуострова. Сб. статей по геол. Арктики, т. 43, вып. 3. Водотранс-здат, 1954.

Равич М. Г. Докембрий Таймыра. Тр. Ин-та геологии Арктики, т. 76, 1954.

Равич М. Г., Чайка Л. А. Малые intrusion хребта Бырранга (Таймырский полуостров). Тр. ИИИГА, т. 88, 1959.

Равич М. Г., Чайка Л. А. Протерозойские метаморфические и магматические формации Горного Таймыра. Петрография Восточной Сибири, т. 1. АН СССР, 1962.

Раджабов Ф. Ш., Арапов В. А. [и др.]. Вулкано-плутонические формации Кураминской подзоны (Средний Тянь-Шань). I Среднеазиатск. регион. петрогр. совещ. Тезисы докл. Ташкент, 1965.

Радугин К. В. Геологический очерк Томь-Чумышского района Салаирского кряжа. Изв. Сиб. отд. Геол. ком., т. 7, вып. 5. Томск, 1928.

Резанов Н. А. О строении земной коры платформенных областей. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 37 (I), 1962.

Ротников М. П., Щеглов А. Д. Посленижнемоловые рудоносные intrusion Западного Збайкалья. Тр. ВСЕГЕИ, т. 92, 1963.

Ротман В. К. Диагональный структурный шов Западной Камчатки. Докл. АН СССР, т. 159, № 4, 1964.

Ротман В. К. О формации «зеленых туфов» и некоторых связанных с ней проблемах. В кн. «Проблемы вулканизма». Петропавловск, 1964.

- Руб М. Г., Ойхимовский В. В. [и др.]. Гранитоиды Мю-Чапского района и связанные с ними постмагматические образования. Тр. Ин-та геол. рудных месторожд. петрогр., минерал. п. геохимии АН СССР, вып. 62, 1962.
- Рубинштейн М. М. О возрасте кристаллического субстрата Кавказа. Сообщ. АН ГрузССР, т. 24, № 2, 1960.
- Рудач К. Н. Магматизм и особенности тектонического строения хребта Сарылыи (Яно-Колымская складчатая область). Госгеолтехиздат, 1959.
- Рудник Г. Б. Петрогенезис ультраосновных пород Нуралинского массива на Южном Урале. В кн. «Соотношения магматизма и метаморфизма в генезисе ультра-базитов». «Наука», 1965.
- Русс В. В. Петрографическая характеристика пиквеаурского золотоносного по геологии и полезным ископаемым Востока СССР. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 107, 1964.
- Рутштейн П. Г. Юрские гранитоиды Кукульбейского хребта. 1960.
- Самойлова Н. В. Петрохимические особенности интрузивных пород Кийского массива в Енисейском кряже. В кн. «Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1958—1959 гг.». М., 1960.
- Сарсадских Н. Н., Ровина В. С., Благулькин В. А. Мшеровского района. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 40, 1960.
- Сатпаев К. И., Моисев В. К. [и др.]. Абсолютный возраст некоторых магматических и металлогенических формаций Казахстана. Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 3 (54), 1963.
- Семенов Ю. Л. Тюлькуламский массив ультраосновных пород в Северо-Восточном Прибалхашье. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 33, 1960.
- Семенов Ю. Л. Геологическое строение и возраст Чулыкмызского массива ультраосновных пород в Северо-Восточном Прибалхашье. «Сов. геол.», № 10, 1960.
- Семенова Т. П. К вопросу об абсолютном возрасте некоторых интрузивных массивов Казахстана по данным аргового метода. Тр. КазИМС, вып. 2, 1960.
- Семихатов М. А. Стратиграфия рифейских и нижнекембрийских отложений Енисейского кряжа и распределение в них столбчатых строматолитов. Госгеолтехиздат, 1962.
- Сергиевский В. М. [и др.]. Литолого-фациальные карты нижнего палеозоя (кембрий и ордовик) в сибура Урала. В кн. «Материалы годичной сессии уч. совета по результатам работ 1958 г.». Л., 1960.
- Сергеев К. Ф. Основные черты геологического строения островов Парамунир и Шумшу. Тр. СахКНИИ СО АН СССР, вып. 12, 1962.
- Сергиев Н. Г. Эффузивы Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1948.
- Сердюченко Д. П. Дуниты Северного Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1949.
- Симои А. К. Особенности пространственного размещения ультраосновных интрузий восточной части синклизиора Имадра-Варауга-Сосновка. Магматизм и геология Кольского полуострова. Госгеолтехиздат, 1963.
- Спицца С. М. Новые данные о строении Цаган-Олуевского массива (Восточное Забайкалье). Материалы по геол. и пол. ископ. Читинск. обл., вып. 1, 1963.
- Спицци А. В. О геологическом положении и возрасте паверженного комплекса основных пород Восточно-Мурманского побережья. Докл. АН СССР, т. 151, № 4, 1963.
- Спицци А. В. Петрология долеритов Восточно-Мурманского побережья (Кольский полуостров). Канд. дисс. ЛГУ, 1965.
- Смирнов В. С., Перельгина А. П. О некоторых основных чертах строения и рудоносности массивов основных пород в хребте Моностой. Изв. Вышш. учебн. завед., «Геол. и разв.», № 6, 1959.
- Смирнов Ю. Д. История развития Уральской складчатой области в докембрии. МГК, XXII сессия. Докл. сов. геологов, проблема № 10 — «Геология докембрия». «Недра», 1964.
- Смолянский Е. Н. Палеозойский магматизм Западного Забайкалья. В кн. «Геология СССР», т. 35, ч. 1, 1964.
- Смулковский К. Проблема генетической классификации гранитоидов. Материалы ко 2-му Всесоюз. петрогр. совещ. АН УзССР, 1958.
- Смышляев В. Н. Плагногранитный интрузивный комплекс северного склона Западного Саяна. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 33, 1963.
- Снятков Л. А., Снятков Б. А. Складчатые области Востока СССР. Верхояно-Чукотская складчатая область. В кн. «Геологическое строение СССР». т. 3 — Тектоника. Госгеолтехиздат, 1958.

- Соболев В. С. Особенности вулканических проявлений на Сибирской платформе и некоторые общие вопросы геологии. «Геол. и геофиз.», № 7, 1962.
- Соболев Н. Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. Госгеолтехиздат, 1962.
- Соловьев Н. С. [и др.]. Постгеосинклинальные магматические формации Забайкалья. Тезисы докл. II науч. конф. Забайкальск. отд. Геогр. об-ва СССР, Чита, 1965.
- Соловьев С. П. Распределение магматических горных пород в СССР и некоторые вопросы петрологии. Госгеолтехиздат, 1962.
- Соловьев С. П. О зональности кристаллических сланцев Центрального Кавказа и ее генезисе. Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, ч. 87, вып. 6, 1958.
- Сперанская И. М. Кайнозойская формация плато-базальтов северного побережья Охотского моря. «Геол. и геофиз.», № 2, 1962.
- Сперанская И. М. О природе связи гниимбритов с близповерхностными интрузиями гранитоидов. Изв. Выст. учебн. завед., «Геол. и разв.», 1963.
- Сперанская И. М. Петролитические типы меловых лав в различных тектонических районах Охотского побережья. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 25, 1963.
- Сперанская И. М. К вопросу о стратиграфическом расчленении меловых вулканических формаций юго-западной части Охотско-Чукотского пояса. Материалы по геол. пол. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 16, Магадан, 1963.
- Сперанская И. М. Вулканические формации юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса. Канд. дисс. Магадан, 1964.
- Сперанская И. М. Петрографическая классификация гниимбритов. Материалы по геол. и пол. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 18, 1965.
- Спитковская С. М. Неогеновые габбро-диабазы в вулканической гряде Закарпатья. Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 5-6, 1958.
- Спитковский С. М. Неогеновые габбиссальные интрузии Закарпатья. Автореферат. Львовск. гос. ун-т, 1965.
- Срабоян М. X. Новые данные о геологическом строении осевой части Главного хребта Северо-Западного Кавказа (бассейн рек Теберда, Большой и Малый Зеленчук). Тр. геол. и пол. ископ. Сев. Кавказа, вып. 11, 1964.
- Станкевич Е. К. Щелочные и пелелиновые породы Булак-Куля (Кузнецкий Алатау) и их генезис. Тр. ВСЕГЕИ, т. 73, петрогр. сб., № 4, 1962.
- Станкевич Е. К. Геология восточной части Тигертышского плутона (Кузнецкий Алатау). Тр. ВСЕГЕИ, т. 98, 1963.
- Старицкая Г. Н. Массив основных и ультраосновных пород Федоровой тундры. Вопросы геол. и минерал. Кольского п-ова. АН СССР, 1960.
- Судовиков Н. Г. Материалы по петрологии Западного Беломорья (гранптитизация пород Беломорья). Тр. ЛГУ, вып. 19, 1939.
- Судовиков Н. Г., Глебовский В. А. [и др.]. Геология докембрия южного обрамления Алданского шита. «Наука», 1965.
- Сухов Л. Г., Голубков В. С. Принципы расчленения и корреляции древних вулканических образований (на примере северо-западной части Сибирской платформы). Докл. АН СССР, т. 162, № 6, 1965.
- Схиртладзе Н. П. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. АН ГрузССР, 1958.
- Таврин П. Ф. О природе Миасско-Присакмарского глубинного разлома на Южном Урале. Докл. АН СССР, т. 167, № 1, 1966.
- Тарасенко А. Т. Гранитоиды юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Изв. отд. естеств. наук, вып. 3, АН ТаджССР, 1959.
- Ташинина М. В. Изверженные породы Боролдаятау и Калактау (Каратау). Изв. АН КазССР, 1951.
- Ташинина М. В., Семенова-Тянианская Е. Р. Новые данные о проявлении молодого вулканизма в Центральном Казахстане. Информ. сб., № 23. Геология Центрального Казахстана и Алтая. ВСЕГЕИ, 1959.
- Тимергазин К. Р. Диабазовая формация платформенной области Башкирии. Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала, вып. 2, 1959.
- Тихомпров Н. П., Козубова Л. А. [и др.]. Интрузивные комплексы Забайкалья. «Недра», 1964.
- Тихонович Н. П. Полуостров Шмидта. Тр. Геол. ком., вып. 82, 1914.
- Ткачук Л. Г., Гуржий Д. В. Раховский кристаллический массив (Карпаты). АН УССР, 1957.
- Токарев В. А. К геологической истории и структуре зоны Колмозеро — Воронья. В кн. «Магматизм и геология Кольского полуострова». Госгеолтехиздат, 1963.

Томановская Ю. И. Петрохимические особенности эффузивных траппов северо-западной части Сибирской платформы. Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 145, 1964.

Томановская Ю. И., Полякин Я. И. Петрология и некоторые особенности развития траппового вулканизма западной части Сибирской платформы. Тезисы докладов по проблеме «Магматические формации и связь с ними полезных ископаемых». Тр. Всесоюз. петрогр. совещ. Новосибирск, 1963.

Томсон И. П. [и др.]. Об абсолютном возрасте мезозойских магматических комплексов и рудных формаций Восточного Забайкалья. Изв. АН СССР, серия геол., № 12, 1963.

Туганова Е. В. Минералогия и генезис рудоносных интрузий восточной части Норильского района. Материалы ВСЕГЕИ, пов. серия, вып. 31, 1960.

Тугаринов А. И., Ступникова Н. И., Зыков С. И. К геологии юга Сибирской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1965.

Туровский С. Д., Королев В. Г., Носырев П. В. Основные вопросы расчленения и корреляции магматических комплексов Северного Тянь-Шаня. В кн. «Магматизм и метаморфизм Восточного Казахстана». Тезисы докл., Алма-Ата, 1965.

Гурбин Л. И. Некоторые новые данные по верхнепалеозойским интрузиям Северной Ферганы. Тр. Упр. геол. и охр. недр при Совете Министров КиргССР, сб. 1, 1960.

Тычинский А. А. Геологическое строение и закономерности размещения полиметаллических месторождений Горного Алтая. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 13, 1963.

Удовкина Н. Г. К вопросу об эклогитизации ультраосновных пород в южной части хребта Маруй-Кеу. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 32, 1959.

Удовкина Н. Г. Эклогиты и процессы эклогитизации на Полярном Урале. В кн. «Физико-химические условия магматизма и метасоматоза». «Наука», 1964.

Минсов В. А. Алтае-Саянская складчатая область. В кн. «Геологическое строение СССР», т. III. Госгеолтехиздат, 1958.

Усенко И. С., Бернадская Л. Г., Котловская Ф. И. Новые данные определения абсолютного возраста постпротерозойских эффузивных пород. «Геол. журн.», т. 18, вып. 5, АН УССР, 1958.

Усенко И. С. и Ямпиченко И. М. Следы юрского вулканизма в северо-западной части Донецкого бассейна. Докл. АН СССР, т. 85, № 2, 1952.

Устнев Е. К. Мезозойский и кайнозойский магматизм Северо-Востока СССР. Материалы по геол. Северо-Востока СССР, 1949.

Устнев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. «Сов. геол.», № 3, 1959.

Устнев Е. К. Алюикий вулкан и проблемы четвертичного вулканизма Северо-Востока Азии. Госгеолтехиздат, 1961.

Устнев Е. К. Охотский структурный пояс и проблемы вулканоплутонических формаций. В сб. «Проблемы магмы и генезис изверженных пород». АН СССР, 1963.

Устнев Е. К., Сперанская П. М. Галька «охотских» гранитоидов в верхнемеловых конгломератах Арманского района. Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 7, 1949.

Ушачова З. Г. Нижнепалеозойская трапповая формация западной части Русской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, пов. серия, т. 80, 1962.

Федчин Ф. Г. Особенности структуры, магматизма и оловосности Хингаило-Олопойского прогиба. «Наука», 1964.

Федоров Е. С. Минералогическое и петрографическое описание берегов Белого моря. «Горн. журн.», т. 2, 3, № 4-7, 1904.

Федорович Б. А. О возрастных соотношениях изверженных пород Крыма. Изв. АН СССР, раздел 5, 1927.

Фирсов Л. В. Об абсолютном возрасте диабазовых порфиритов Крыма. Изв. Высш. учебн. завед., «Геол. и разв.», № 8, 1960.

Фирсов Л. В. О мезозойском магматизме Северо-Востока в свете определений абсолютного возраста. Изв. Высш. учебн. завед., «Геол. и разв.», № 10, 1960.

Фирсов Л. В. О позднемезозойских магматических фазах Северо-Востока СССР. Докл. АН СССР, т. 142, № 6, 1962.

Фирсов Л. В. Проявления траппового магматизма в Верхояно-Чукотской складчатой области. Изв. АН СССР, серия геол., № 8, 1962.

Фирсов Л. В. Абсолютная датировка изверженных пород Крыма в качестве реперных образований для байоса. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1963.

- Фирсов Л. В. Первые определения абсолютного возраста гранитоидов Сахалина. Докл. АН СССР, т. 156, № 3, 1964.
- Флоренский В. П., Лаппинская Т. А. Основные магматические породы южной части Татарской АССР. Докл. АН СССР, т. 84, № 6, 1952.
- Флоренский В. П., Лаппинская Т. А., Князев В. С. Габбро-диабазы, диабазы и близкие к ним породы восточной части Русской платформы. Тр. Моск. нефт. ин-та, вып. 14, 1955.
- Фомин Н. Н., Ляммаков В. И. Итжлекаменпоугольные отложения Хлоковский-Индутского подораздела. Бюлл. НТИ, Читинск. ГУ, Чита, 1961.
- Халин В. Е., Шейнман Ю. М. Сто лет учения о геосинклиналях. «Сов. геол.» № 11, 1960.
- Халин В. Е. Основы геотектоники. «Недра», 1964.
- Халфин С. Л. Петрология дифференцированного массива горы Кочтах (Кузнецкий Алатат). «Геол. и геофиз.», № 7, 1961.
- Хамрабаев Н. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. АН УзССР, 1958.
- Хамрабаев Н. Х. [и др.]. Пояса основных и ультраосновных пород в Узбекистане. В кн. «Проблемы геол. и пол. ископ. Узбекистана». Ташкент, 1964.
- Харитонов Л. Я. Основные черты геологического строения Балтийского щита. Вопросы геологии Кольского полуострова. АН СССР, 1962.
- Харкевич Д. С. К проблеме классификации геосинклинальных областей. Уч. зап. Кипшинск. гос. ун-та, т. 10, 1955а.
- Харкевич Д. С. Тектоно-магматическое развитие оловяносных складчатых областей. Уч. зап. Кипшинск. гос. ун-та, т. 19, 1955б.
- Харькин А. Д. К сравнительной характеристике кимберлитовой трубки Сытыканская и траппового силла, перекрывающего трубку. Материалы по геол. и пол. ископ. Якутской АССР, вып. 8, 1962.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. АН СССР, 1963.
- Хесс Г. Г. Основные структурные черты северо-западной части Тихого океана. В сб. «Островные дуги». Изд. иностр. лит., 1952.
- Хорена Б. Я. О значении полиметаморфизма при решении вопроса о возрасте метаморфических комплексов складчатых областей. Тр. ВСЕГЕИ, т. 73, петрогр. сб., № 4, 1962.
- Хорена Б. Я. Иртышская зона смятия и ее соотношение с глубинными разломами. «Сов. геол.» № 9, 1962.
- Царовский И. Д. Мезозойские малайиты зоны сочленения Приазовья с Донбассом. Изв. АН СССР, № 7, 1961.
- Царовский И. Д., Тимошенко О. Д. Строение Южно-Кальчакского свиттового массива (Восточное Приазовье). Докл. АН УССР, № 2, 1962.
- Царовский И. Д., Тимошенко О. Д. О находке пелелиновых свиттов в Среднем Приднепровье. Зап. ВМО, серия 2, ч. 92, вып. 4, 1963.
- Часовитин М. Д. Новые данные о внутриконтинентальных четвертичных вулканах Северо-Восточной Азии. Докл. АН СССР, т. 152, № 3, 1963.
- Чертовских Г. Н. Ульинский наложенный прогиб. Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 17, 1964.
- Чубугина В. М. О щелочно-ультраосновных породах Чадобецкого поднятия в их взаимосвязи. В сб. «Новые данные по геологии юга Красноярского края». Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярск. края. Красноярск. книжн. изд-во. 1964.
- Чумаков А. А. О происхождении щелочных гранитов Кейв. В кн. «Щелочные граниты Кольского п-ова». АН СССР, 1958.
- Чупров В. В. Щелочные интрузии Западного Забайкалья и основные особенности их строения. Докл. АН СССР, т. 151, № 6, 1963.
- Чупров В. В. Мезозойские граниты Западного Забайкалья и связь с типичной редкометаллической минерализацией. Тр. ВСЕГЕИ, т. 98, 1963, Петрогр. сб., № 5.
- Шейнман Ю. М. О новой петрографической провинции на севере Сибирской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1947.
- Шейнман Ю. М. О положении и возрасте щелочных ультраосновных пород Сибирской платформы. «Разв. и охр. недра», № 1, 1957.
- Шенкман Я. Д. К вопросу об интрузивных комплексах Восточной Тувы. Тр. ВЛГГ, вып. 5, 1959.
- Шенкман Я. Д. Докембрийские интрузии нагорья Сангилец (Восточная Тува). «Геол. и геофиз.», № 1, 1962.
- Шелковников А. Д. Каледонские магматические породы Саяно-Байкальской горной области и проблема их металлогении. В сб. «Пробл. тектоники», Сб., посв. памяти М. М. Тетяева. Госгеолтехиздат, 1961.

- Шолковников А. Д. О комагматичности некоторых интрузивных и эффузивных комплексов северо-западной части Восточного Саяна. Сб. материалов по геол. и пол. ископ. Красноярск. край, вып. 3. Красноярск, 1962.
- Шестеркин Е. М. Трещино-экструзивный вулкан Большой Дыхагар-двах. Материалы по геол. и пол. ископ. ЯАССР, вып. 10, 1962.
- Шило Н. А., Загрузина Н. А. Магматические комплексы и металлогения Восточной Чукотки. В кн. «Позднемезозойские гранитоиды Чукотки». Тр. СВ КНИИ СО АН СССР, вып. 12, Магадан, 1965.
- Шинкарев Н. Ф. Геология и петрология интрузив север-восточной части Кличкинского хребта в Приаргунье (Восточное Забайкалье). Канд. дисс. Л., 1957.
- Шлыгин Е. Д., Жуков М. А., Монич В. К. Новая находка мезокайнозойских изверженных пород в Казахстане. Вестн. АН КазССР, № 8 (4), 1948.
- Шлыгин Е. Д. Краткий курс геологии СССР. «Над. Высш. школа», М., 1964.
- Штейнберг Д. С. и Малахов А. И. Сравнительная петрохимическая характеристика различных типов горных пород ряда дунит-гарцбургит на Урале. Тр. Ин-та геол. (УФАН СССР), вып. 70, минерал. сб., № 6, 1965.
- Шульдинер В. И. Схема развития мезозойского магматизма в Верхнекальи. Улан-Удэ, 1960.
- Шумпхин Е. А. О возрасте ультраосновных массивов западного крыла Магнитогорского синклизория. В кн. «Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала». Тр. 1 Уральск. петрогр. совещ., т. 1. Свердловск, 1963.
- Шуркин К. А. Новые данные по геологии друзятон архей Западного Беломорья. Докл. АН СССР, т. 105, № 2, 1955.
- Шуркин К. А. Главные черты геологического развития архей Северо-Западного Беломорья. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9, 1960а.
- Шуркин К. А. Магматизм архей Северо-Западного Беломорья. В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Тр. 2-го Всесоюз. петрогр. совещ. Ташкент, 1960.
- Шуркин К. А., Горлов Н. В. [и др.]. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова (геология и пегматитовосность). Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 14, 1962.
- Шуркин К. А. Беломориды (геология, петрология, история развития). Докт. дисс. ИГЕМ АН СССР, 1964.
- Щеглов А. Д. О малых интрузиях Куналейского района в связи с их рудоносностью. Информ. Сб. ВСЕГЕИ, № 38, 1960.
- Щеглов А. Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. Изд. «Недра», 1966.
- Щеглов А. Д. и Рознов М. И. Посткайнозойские рудопосные интрузии Западного Забайкалья. Тр. ВСЕГЕИ, т. 92, 1963.
- Щерба Г. Н., Иванов А. И. О возрасте некоторых герцинических интрузивных комплексов Центрального Казахстана. Вестн. АН КазССР, № 12, 1959.
- Щерба Г. Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. АН КазССР, 1960.
- Эйриш Л. В. Межформационные гранитные интрузии Бурешского массива. Тр. ДВФСО АН СССР. Хабаровск, 1964.
- Юдин Б. А. Титаномагнетитовое оруденение в Цагитском массиве габбро-лабрадоритов. Вопросы геол. и минерал. Кольск. п-ова, вып. 3. АН СССР, 1960.
- Яблоков К. В. и Иванов И. Б. Об абсолютном возрасте некоторых мезозойских гранитоидов на северо-западном обрамлении Колымского срединного массива. Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1964.
- Якушев П. Р. Стратиграфия мезозойского эффузивно-туфового комплекса побережья Тауйской губы. В кн. «Тр. межведомств. совещ. по разработке унифициров. стратигр. схем Северо-Востока СССР». Магадан, 1959.
- Яшина Р. М. Щелочные породы Юго-Восточной Тувы. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1957.
- Яшина Р. М. Магматическое замещение доломитсодержащих мраморов и его роль в щелочном петрогенезисе Юго-Восточной Тувы. В сб. «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». АН СССР, 1963.
- Minato M., Jagi K., Hunaishi M. Geotectonic synthesis of the Green Tuff Regions in Japan Bull. Earthquake Rev. Vol. 34. Pt. 3, 1956.

	Стр.
Предисловие. <i>Е. Т. Шаталов</i>	5
Введение. <i>Ю. Ир. Половинкина</i>	9
Русская платформа. <i>Ю. Ир. Половинкина</i>	13
Балтийский щит. <i>Ю. Ир. Половинкина</i>	13
Кольский мегаблок. <i>В. В. Жданов</i>	13
Ранний архей	14
Поздний архей	17
Ранний протерозой	19
Средний—поздний протерозой	21
Ранний палеозой	26
Средний палеозой	30
Беломорский блок. <i>К. А. Шуркин</i>	33
От редактора. <i>Ю. Ир. Половинкина</i>	39
Гранитоиды Беломорского блока. <i>В. С. Смирнова</i>	39
Карельская складчатая область. <i>М. А. Гилярова, С. Б. Лобач-Жученко, В. А. Перевозчикова, Г. М. Саринчина, В. С. Смирнова</i>	44
Районирование	44
Архей	44
Ранний протерозой	47
Офиолитовая, или кератофр-спилитовая, формация (50). Гранитоиды (53). Габбро-перидотитовый послескладчатый комплекс (55). После- складчатые гранитоиды раннего протерозоя (56)	
Средний протерозой	57
Основные и ультраосновные комплексы (57). Граниты рапакиви (58)	
Поздний протерозой	60
Палеозой	61
Русская плита	61
Фундамент. <i>Л. А. Варданяц, С. Н. Тихомиров</i>	61
Архей	62
Ранний протерозой	63
Средний протерозой	64
Рапакиви (64). Основные породы (64)	
Курская магнитная аномалия (КМА). <i>М. Н. Воскресенская</i>	65
Архей (66). Ранний протерозой (66)	
Чехол Русской платформы. <i>З. Г. Ушакова</i>	69
Рифей-раннепалеозойские трапзы	69
Девонский вулканизм	76
Трубки взрыва	78
Украинский кристаллический массив. <i>Ю. Ир. Половинкина</i>	79
Архей	79
Ранний — начало среднего протерозоя	83
Средний и поздний протерозой	92
Рифей — кембриш	94
Средний — поздний палеозой и мезозой	94
Сибирская платформа. <i>М. А. Турье</i>	95
Фундамент Сибирской платформы	95
Алданский щит. <i>Ю. К. Дзегановский</i>	96
Северная часть Алданского щита (архей и ранний протерозой)	96
Становая складчатая система. <i>В. Н. Мошкин, Н. Н. Дагелайская, Е. Н. Миронюк</i>	98
Архей	99
Ранний протерозой	101
Средний протерозой	107
Поздний протерозой	109
Зоны мезозойской активизации Алданского щита и его Становой склад- чатой системы. <i>В. Н. Мошкин и Е. Н. Миронюк</i>	110
Анабарский массив. <i>М. Н. Рабкин</i>	115
Олецьское поднятие	121
Средний протерозой. <i>М. Н. Рабкин</i>	121

	Стр.
Чехол Сибирской платформы. <i>М. Л. Лурье</i>	122
Трипповая формация. <i>М. Л. Лурье</i>	122
Кимберлитовая и щелочно-ультраосновная формации. <i>М. Л. Лурье</i>	134
Кимберлитовая формация. <i>Н. И. Сарсадских и В. А. Блавулькина</i>	135
Формация щелочно-ультраосновных пород	139
Маймеча-котуйский комплекс. <i>Е. Л. Бутакова и Л. С. Езоров</i>	139
Щелочные ультраосновные породы Чадобецкого поднятия <i>Л. А. Полунина</i>	144
Щелочные ультраосновные породы Зимшского района. <i>Л. А. Полунина</i>	145
Области завершенной поздипротерозойской — раннекембрийской складчатости. <i>Ю. Ир. Половинкина</i>	147
Байкальская складчатая система. <i>Л. И. Салоп и Л. А. Шалек</i>	147
Архей	147
Ранний протерозой	148
Средний протерозой	152
Поздний протерозой	155
Ранний палеозой	159
Средний палеозой	161
Мезозой	163
Кайнозой	163
Енисейская складчатая система. <i>Э. Б. Намикина и С. Г. Петров</i>	164
Архей	164
Ранний протерозой	167
Поздний протерозой — байкальский тектоно-магматический цикл	169
Палеозой	174
Бурейский средний массив. <i>В. К. Путинцев</i>	175
Ранний протерозой	175
Палеозой	176
Мезозой	180
Регионы палеозойских складчатостей. <i>Ю. Ир. Половинкина</i>	186
Алтай-Саянская складчатая область	187
Введение. <i>Т. Н. Иванова</i>	187
Восточный Саян и Хамар-Дабан. <i>А. Л. Додин, В. Н. Гурьянова</i>	191
Архей	191
Протерозой	191
Конец позднего протерозоя — палеозой	195
Поздний палеозой — мезозой	198
Кайнозой	199
Тува. <i>Т. Н. Иванова</i>	200
Протерозой	200
Ранний — средний кембрий	201
Поздний кембрий — силур	205
Девон — конец палеозоя	207
Кайнозой	211
Средне-позднепалеозойская щелочная формация Восточной Тувы и Восточного Саяна. <i>Е. Л. Бутакова</i>	211
Западный Саян. <i>Д. М. Орлов</i>	214
Протерозой	214
Ранний — начало среднего кембрия	214
Конец среднего кембрия — силур	218
Девон	219
Горный Алтай. <i>Ж. Д. Никольская, В. Е. Попов, В. Н. Трофимов</i>	221
Поздний протерозой — ранний кембрий	221
Поздний кембрий — силур	223
Девон — ранний карбон	224
Карбон	227
Кузнецкий Алатау. <i>Е. К. Станкевич</i>	227
Протерозой	227
Поздний протерозой — ранний кембрий	228
Поздний кембрий — силур	231
Девон	234

	Стр.
Митусипская впадина и ее обрамление. <i>Т. Н. Иванова</i>	236
Салаир. <i>А. Э. Алексеева</i>	238
Кембрий	238
Ордовик, силур, девон	240
Томь-Колыманская зона. <i>А. Э. Алексеева</i>	242
Кембрий	242
Девон и карбон	242
Мезозой	243
Кузнецкий прогиб. <i>Л. Э. Алексеева</i>	243
Поздний палеозой — мезозой	243
Забайкалье. <i>Н. В. Шталь, Л. А. Колубова, В. В. Павлова, Ж. Н. Рудакова, Н. С. Силлов, Н. В. Струве, Г. А. Шатков, Д. М. Шилин</i>	244
Восточная ветвь Алтае-Саянской складчатой области (Юго-Западное и Северо-Западное Забайкалье)	248
Протерозой	248
Ранний палеозой	249
Поздний палеозой — ранний мезозой	252
Мезозой и кайнозой	253
Юго-западная ветвь Саянской складчатой системы (Северо-Восточное Забайкалье)	256
Протерозой	257
Ранний палеозой	257
Мезозой	258
Монголо-Охотская складчатая область	261
Поздний протерозой — ранний палеозой	266
Средний — поздний палеозой	267
Мезозой	271
Заключение	278
Казахстанская складчатая область	278
Введение. <i>Н. Н. Михайлов</i>	278
Зоны допалеозойской консолидации. <i>Н. П. Михайлов</i>	280
Северо-Тяньшаньско-Казахстанская каледонская складчатая система. <i>Н. П. Михайлов</i>	286
Вулканогенные формации. <i>В. Н. Москалева</i>	286
Кремнисто-спилит-диабазовая формация. <i>В. Н. Москалева</i> (287). Кератофир-спилит-диабазовая формация. <i>В. Н. Москалева</i> (289). Формации андезитовых порфиритов («порфиритовая»). <i>В. Н. Москалева</i> (290). Формация базальтовых и андезитовых порфиритов. <i>В. Н. Москалева</i> (292). Андезит-дацитовая формация. <i>В. Н. Москалева</i> (293). Андезит-дацит-липаритовая («порфировая») формация. <i>Е. Р. Семенова-Тяньшанская</i> (294). Липарит-базальтовая формация. <i>Е. Р. Семенова-Тяньшанская</i> (296).	
Интрузивные формации. <i>Н. П. Михайлов</i>	300
Габбро-диабазовая формация. <i>Н. П. Михайлов</i> (301). Габбро-перидотитовая формация. <i>Н. П. Михайлов, В. Н. Москалева</i> (302). Перидотит-пироксенитовая формация. <i>Н. П. Михайлов</i> (303). Дунит-пироксенит-габбровая формация. <i>Н. П. Михайлов</i> (304). Габбро-плагиогранитовая формация. <i>Н. П. Михайлов</i> (305). Гранодиоритовая формация. <i>В. С. Малякин</i> (306).	
Гранитовая формация. <i>В. С. Малякин, Н. П. Михайлов</i> (308). Интрузивные комплексы зон герцинской активизации каледонид. <i>В. Н. Москалева, Н. П. Михайлов, В. С. Малякин</i> (310).	
Джунгаро-Балхашская герцинская складчатая система. <i>Н. П. Михайлов</i>	314
Вулканогенные формации	316
Кремнисто-спилит-диабазовая формация. <i>М. В. Тащипина, Ю. Л. Семенов</i> (317). Андезит-плагиолипаритовая формация. <i>М. В. Тащипина</i> (317). Андезит-дацитовая формация. <i>Е. Р. Семенова-Тяньшанская, М. В. Тащипина</i> (319). Андезит-липаритовая («порфировая») формация. <i>М. В. Тащипина</i> (322). Липарит-базальтовая формация повышенной щелочности. <i>Д. В. Голубятников</i> (324). Андезит-базальтовая приразломная формация. <i>М. В. Тащипина, Е. Р. Семенова-Тяньшанская</i> (325).	
Интрузивные формации	326
Габбро-перидотитовая формация. <i>Ю. Л. Семенов</i> (327). Интрузии	

гипербазитов неясного положения. Ю. Л. Семенов (328). Гравитационная формация. Т. В. Перекалина (328). Гранитовые формации. Т. В. Перекалина (330). Комплексы малых интрузий пестрого состава. Н. П. Великая (332)	
Зайсанская складчатая система. Н. П. Михайлов	333
Вулканогенные формации. М. Г. Хисамутдинов	333
Интрузивные формации. К. Г. Богданова	338
Мезозойская актиппизация в Восточном Казахстане. Н. П. Михайлов и М. В. Тащилина	346
Заключение. Н. П. Михайлов	348
Тянь-Шаньская складчатая область, Кызылкумы и Памир	349
Введение. Е. Н. Горецкая	349
Северо-Тяньшаньская складчатая система. Е. Н. Горецкая, С. А. Лесков	352
Тянь-Шаньская складчатая область	362
Средний Тянь-Шань. Е. Н. Горецкая, Е. Н. Зубцова, А. Т. Тарасенко	362
Южный Тянь-Шань, Кызылкумы и Султангуздаг. Е. Н. Горецкая, С. С. Шульц, М. М. Пуркин	370
Султангуздаг Юго-Западный Тянь-Шань. А. Т. Тарасенко	380
Северный Памир. И. К. Морозенко	385
Юго-Западный, Юго-Восточный и Центральный Памир. И. К. Морозенко	389
Тянь-Шаньская область посткопсольдационной кайнозойской актиппизации. Е. Н. Горецкая	393
Уральская складчатая система	394
Введение. В. М. Сергеевский	394
Доордовские тектоно-магматические циклы. В. М. Сергеевский	394
Архей	396
Ранний протерозой	396
Средний протерозой	397
Поздний протерозой	400
Поздний протерозой — кембрий	403
Ордовиско-триасовый (герцинский) тектоно-магматический цикл. В. М. Сергеевский	405
Эвгеосинклинальная область. В. М. Сергеевский, Ю. Е. Молдаванцев, Г. М. Виноградская, М. Г. Калайтан, В. Н. Кузнецова, Б. К. Львов, Е. А. Мазина, Н. А. Румянцева, А. И. Райзлин, Н. В. Струве	405
Начальная стадия (416). Равнинная стадия (414). Средние стадии (146). Поздние стадии (422). Конечные стадии (423).	
Западная многоэвгеосинклинальная область. Ю. Д. Смирнов, Ю. Е. Молдаванцев, Н. А. Румянцева, Б. А. Гольдин, М. В. Фишман	
Начальные и ранние стадии (424). Средние стадии (позднее турне — ранняя пермь) (427). Поздние и конечные стадии (равнинная пермь — поздний триас) (427).	
Восточная периферическая область Урала. Е. А. Мазина и А. И. Райзлин	428
Горный Таймыр. М. Г. Равич	431
Допозднепротерозойский фундамент	431
Поздний архей	432
Протерозой	436
Поздний палеозой	438
Ранний мезозой	441
Эпигерцинские платформы. Ю. Пр. Половинкина	444
Западно-Сибирская плита. Б. С. Погорелов	445
Фундамент	445
Поздний протерозой	445
Ранний палеозой	446
Средний палеозой	447
Поздний палеозой	448
Мезозой	449
Скифско-Туранская плита	450
Предкавказье, Степной Крым и Южная Молдавия. А. Я. Дубинский и Н. А. Маценко	451

Донецкий бассейн. Ю. Ир. Половинкина	Стр. 453 457
Восточная часть, Сяпфско-Туранской плиты Маггыллак. П. В. Флоренский и Е. А. Худобина (458). Туркмения. Е. А. Худобина (458). Средний палеозой (459). Поздний палеозой (463). Давские породы (465) Бадма. В. Н. Кондитерова	465 468
Области мезозойской и кайнозойской складчатости	468
Альпийская складчатая область	468
Восточная часть. Карпатской складчатой системы. В. Г. Корнеева Горный Крым. Р. Н. Кочурова	468 469
Кавказская складчатая система. К. Н. Лаффеугольц Докембрий (?)	487 489
Ранний палеозой (кембрий — ордовик)	490
Средний палеозой (девон — ранний карбон)	491
Поздний палеозой (средний и поздний карбон — пермь)	498
Мезозой	499
Кайнозой	503
Формационный апалла магматических образований Кавказской складчатой системы. Е. К. Ставкенич	510
Северо-Восток и Дальний Восток. С. Г. Котляр Сихотэ-Алиинская складчатая система. В. В. Русс и Е. В. Быковская	516 519
Ранний палеозой (кембрий)	519
Средний и поздний палеозой	523
Мезозой и кайнозой	523
Триас, юра (523). Мел (525). Палеоген (531). Неоген (532). Верхояно-Чукотская складчатая область	533
Колымский и Омогонский срединные и Охотский остаточный массивы. А. Н. Шпелетний	533
Архей (533). Протерозой (535). Ранний и средний палеозой (536). Поздний палеозой (540). Мезозой и кайнозой (541). Яно-Колымская складчатая система. О. С. Грачева, С. Г. Котляр, Д. С. Харкевич	546
Чукотская складчатая система и сопредельные районы. М. Л. Гельман Протерозой (558). Девон (?) (558). Пермь (559). Триас (560). Поздний триас — средняя юра (560). Поздняя юра (561). Поздняя юра — ранний мел (561). Мел (562). Мел — ранний палеоген (564). Палеоген (566). Плиоцен-четвертичное время (566). Охотско-Чукотское звено Восточно-Азиатского вулканического пояса. Н. М. Сперанская	567
Корякско-Камчатская складчатая область. А. Ф. Михайлов, В. К. Ротман, Н. В. Луцкина	578
Остров Сахалин. А. Ф. Михайлов	578
Ранний палеозой (579). Поздний палеозой (579). Мезозой (579). Поздний мел — палеоген (580). Палеоген — поздний миоцен (582). Неоген (583). Пекульейская зона. А. Ф. Михайлов	585
Западно-Камчатско-Корякская зона. А. Ф. Михайлов	587
Домезозойское время (588). Мезозой (588). Поздняя юра (588). Поздний мел — четвертичное время (591). Неогеновый щелочной комплекс Западной Камчатки (592). Центрально-Корякско-Камчатская зона. А. Ф. Михайлов, В. К. Ротман ман	593
Допозднемеловой магматизм (593). Поздний мел — ранний палеоген (595). Неоген-четвертичное время (598). Восточно-Камчатская зона. А. Ф. Михайлов и Н. В. Луцкина	600
Четвертичный вулканизм Камчатки. В. К. Ротман	604
Курильская дуга. Ю. С. Желубовский	605
Малая Курильская гряда (605). Большая курильская гряда (607). Четвертичный вулканизм (610). Общее заключение. Ю. Ир. Половинкина	612
Л и т е р а т у р а	614

