

Ю. В. КОМАРОВ

МЕЗОЗОЙСКИЙ  
ВНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ  
МАГМАТИЗМ  
ЗАПАДНОГО  
ЗАБАЙКАЛЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“ СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ



PUBLISHING HOUSE «NAUKA» - SIBIRIAN BRANCH  
KATYNSKIY PER. 125, NOVOSIBIRSK, 630090

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR  
SIBERIAN BRANCH  
INSTITUTE OF THE EARTH'S CRUST

YU.V. KOMAROV

MESOZOIC  
NON-GEOSYNCLINAL  
MAGMATISM  
OF WEST TRANSBAIKALIA

*Editor-in-chief P. M. Khrenov*

PUBLISHING HOUSE «NAUKA» · SIBERIAN BRANCH  
NOVOSIBIRSK · 1972

506

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

552.3+551.24

Ю. В. КОМАРОВ

МЕЗОЗОЙСКИЙ  
ВНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ  
МАГМАТИЗМ  
ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

*Ответственный редактор П. М. Хренов*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» · СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
НОВОСИБИРСК · 1972

506

В Западном Забайкалье обильно выражен внегеосинклинальный эффузивный и интрузивный магматизм, связанный с мезозойской орогенной активизацией. В книге приводится его формационный анализ с характеристикой конкретных магматических формаций. Показано, что внегеосинклинальный магматизм представлен иными формационными типами, иным формационным рядом, который в сравнении с геосинклинальным имеет обратную последовательность. Рассматриваются вопросы связи тектоники и магматизма в областях орогенной активизации и отмечается, что продукты магматизма могут указывать на характер и направление тектонических движений. Петрохимическая характеристика формаций дана с использованием натуральных петрохимических диаграмм. Внегеосинклинальный магматизм обладает высокой потенциальной рудоносностью, а потому выяснение общих закономерностей его развития представляет интерес для занимающихся вопросами магматизма, тектоники и металлогении.

Издание рассчитано на геологов, тектонистов, минералогов, геохимиков, геофизиков и нефтяников.

Юрий Васильевич Комаров

**МЕЗОЗОЙСКИЙ ВНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ МАГМАТИЗМ  
ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ**

Ответственный редактор  
Петр Михайлович Хренов

Редактор Л. Н. Спиридонова  
Художник В. И. Шумаков  
Художественный редактор В. И. Желнин  
Технический редактор А. М. Вялых  
Корректоры В. Е. Селявина, М. П. Фомина

Сдано в набор 5 июля 1972 г. Подписано к печати 18 декабря 1972 г.  
МН 01079. Формат 70×108/16. 9,75 печ. л. 13,6 усл. печ. л.+4 вклейки,  
15,2 уч.-изд. л. Тираж 750 экз. Заказ № 106. Цена 1 р. 36 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение, Новосибирск, 99, Советская, 18.  
4-я типография изд-ва «Наука», Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

2-9-2  
614-1972



## ПРЕДИСЛОВИЕ

Геосинклинальный магматизм в общем виде исследован достаточно хорошо, что позволяет наметить формационные типы и определить их положение в историческом ходе образования геосинклинальных областей, т. е. наметить принципиальный формационный ряд. Магматизм же областей орогенной активизации<sup>1</sup> пока еще не получил достаточного освещения.

Для изучения внегеосинклинального магматизма исключительно интересным регионом является Западное Забайкалье: во-первых, орогенная активизация сопровождалась здесь довольно интенсивным магматизмом во всех его фациях, во-вторых, ранее имел место обильный магматизм геосинклинальной стадии, в сопоставлении с которым рельефнее выделяются особенности внегеосинклинального магматизма, и, наконец, этот регион достаточно хорошо изучен, почему и можно проследить весь ход его геологического развития. К тому же он расположен в далекой периферии Тихоокеанского пояса в удалении от одновременно существовавших мезозойских геосинклинальных областей, что позволяет считать орогенную активизацию Западного Забайкалья автономным явлением.

Автор весьма признателен Н. А. Флоренсову, М. С. Нагибиной, А. Д. Щеглову, К. В. Боголепову, высказавшим при предварительном ознакомлении с рукописью полезные пожелания, выражает благодарность П. М. Хренову, совместная работа с которым способствовала более четкому определению многих понятий и суждений. Автор благодарен товарищам по работе А. И. Киселеву, В. М. Скобло, А. А. Белоголовкину, Е. С. Дмитриевой за помощь и внимание и пользуется случаем выразить свое уважение коллективу геологов Бурятского геологического управления, который всегда проявлял интерес и доброжелательность к выполняемой работе.

---

<sup>1</sup> Термин «орогенная активизация», употребляемый в работе вместо широко распространенного в литературе, но весьма неопределенного термина «тектоно-магматическая активизация», по нашему мнению, более конкретен и указывает на направленность активизации после продолжительного периода стабилизации. Активизация в этом случае начинается с орогенного воздымания в противоположность геосинклинальному циклу, который первоначально ведет к глубокому прогибанию.

## ВВЕДЕНИЕ

Мезозойский магматизм Западного Забайкалья проявился в условиях, которым непосредственно не предшествовало геосинклинальное прогибание и накопление осадков. Мезозойский тектогенез начался с орогенного воздымания, активизировавшего складчатую область, консолидированную еще в раннем палеозое. Иная направленность тектонических явлений по сравнению с геосинклинальными привела к качественно иному типу тектонического развития, следствием которого и явился внегеосинклинальный магматизм.

Следует заметить, что представления о геологическом развитии Западного Забайкалья неоднократно менялись по мере накопления фактического материала. Хорошо известна полемика между В. А. Обручевым и М. М. Тетяевым о роли молодой покровной тектоники в структуре Забайкалья, или о «древнем темени Азии», концепция о котором была выдвинута в 1886 г. И. Д. Черским. Иную точку зрения о последовательном причленении к Сибирской платформе зон каледонской, герцинской и альпийской складчатости выдвинул в 1913 г. де Лоне. Подобных же взглядов относительно Забайкалья придерживались А. Н. Мазарович (1938) и М. М. Тетяев (1924). В 1932 г. Н. С. Шатский выделил «зону байкальской складчатости».

Все последующие тектонические схемы, включающие Восточную Сибирь, построены по тому же принципу и отличаются лишь границами разновозрастных складчатых областей (Нагибина, Лучицкий, 1948; Иванов, 1949). На схеме мезокайнозойской тектоники Восточной Сибири Е. В. Павловским (1948а, 1953) показана переходная зона между Сибирской платформой и областью мезозойской складчатости. Он считает, что в Прибайкалье и в Забайкалье с середины или конца мезозойской эры начал проявляться процесс аркогенеза, который привел к формированию Байкальского и Даурского сводовых поднятий и Селенгино-Витимского синклинория.

Далее мы увидим, что контуры Западно-Забайкальской области орогенной активизации близко повторяют контуры Селенгино-Витимского поля мезозойских впадин, впервые выделенного Н. А. Флоренсовым (1948). Им опубликовано несколько схем тектоники Забайкалья. На последней (Флоренсов, 1960) Западное Забайкалье включено в область байкальской складчатости, в мезозое представлявшей переходную зону с чертами подвижной платформы и развитием глыбовой складчатости.

М. С. Нагибина на схеме тектоники Забайкалья, составленной в 1951 г., выделяет области древнекаледонской, герцинской и мезозойской складчатости. Однако в дальнейшем М. С. Нагибина (1960, 1963, 1969) приходит к выводу, что мезозойские прогибы Восточного Забайкалья, Приамурья и Северного Китая не являются геосинклинальными, а представляют собой «наложенные прогибы и впадины восточно-азиатской группы», образовавшиеся на складчатом основании различного возраста в результате процессов ревивации. М. С. Нагибина не относит Восточное Забайкалье к мезозойской геосинклинали, как это делают на своих схемах В. П. Козеренко (1956, 1961), Г. Л. Падалка (1958) и другие, а считает, что эта часть Забайкалья завершила геосинклинальное развитие в герцинское время.

На своеобразии мезозойского магматизма в Западном Забайкалье обращали внимание многие исследователи. Так, Н. А. Флоренсов (1954, 1960) считает, что уже в перми и триасе здесь господствовали горно-вулканические ландшафты и создавались области накопления громадных масс вулканического матернала; происходило внедрение малых гранитных интрузий.

Е. Н. Смолянский (1958) полагал, что мезозойские гранитные интрузии в Юго-Западном Забайкалье связаны с мезозойским складкообразованием в особых арко-

генических формах, а в более поздних работах он (Смолянский, 1960, 1961) склоняется к мысли, что решающую роль в распределении мезозойских интрузий играют глубинные разломы. М. М. Одинцов, Н. А. Флоренсов и П. М. Хренов (1958) отмечают существование в Прибайкалье подвижной мезозойской платформы с магматизмом, отличным как от геосинклинального, так и от платформенного по химизму, условиям внедрения и формам залегания тел.

О выделении мезокайнозойского комплекса магматических формаций, связанного с аркогеническим циклом развития в субплатформенных зонах, сообщает И. В. Белов (1958, 1959), по представлениям которого этот цикл начинается с середины мезозойской эры и продолжается в четвертичное время. Развитие формаций во времени направлено антидромно — от андезито-базальтовых через гранитоидные к четвертичным трахибазальтовым комплексам пород.

В 1959 г. автор (Комаров, 1959), рассматривая схему нижнемезозойского магматизма Западного Забайкалья, обратил внимание на его нетипичность как для платформенных, так и для геосинклинальных областей. Развивая дальше эту мысль, Ю. В. Комаров и П. М. Хренов (1962, 1963, 1964) пришли к выводу, что подобные структуры, названные ими эпигоналями, развиты не только в Забайкалье, но и на всем Азиатском континенте.

Переходя непосредственно к вопросу истории изучения и выделения мезозойских магматических образований в Западном Забайкалье, следует отметить, что, когда в конце прошлого и начале текущего столетия Прибайкалье (в том числе и Западное Забайкалье) считалось «древним теменем Азии», не могло быть и речи о проявлении мезозойского интрузивного магматизма в его пределах. Иные представления о возможном присутствии мезозойских гранитов в Селенгинской Даурии выдвигал М. М. Тегяев (1927).

Открытие Джидинских вольфрамово-молибденовых месторождений в Юго-Западном Забайкалье М. В. Бесовой в 1932 г. способствовало распространению взглядов о наличии здесь мезозойских интрузий. П. И. Налетов (1935) описал щелочные интрузивные породы, которые он считал моложе третьей фазы джидинской (варисской) интрузии. Мезозойские магматические образования выделяли П. Е. Луленок, Т. Т. Деуля, К. А. Шалаев. Что касается эффузивов, то их субщелочные разновидности впервые были отнесены к мезозою на Заа-Холойском междуречье Б. А. Ивановым в 1934 г. Однако В. А. Обручев еще в 1938 г. вполне определенно к мезозойским (юрским) относил лишь базальты, прорывающие или согласно залегающие в юрских осадочных породах.

Более интенсивно мезозойский магматизм изучался в течение последних двух десятилетий. При геологической съемке в западной части хребта Цаган-Дабан П. И. Налетов, Е. Н. Наумова, В. А. Новиков в 1954 г. впервые выделили малокуналейский интрузивный комплекс мезозойских щелочных гранитоидов. Годом позже вблизи дер. Черноярово в туфосланцах Д. Д. Сагалуевым и В. А. Новиковым были найдены остатки мезозойской флоры. Отпечатки позднепермской флоры были обнаружены вблизи дер. Алентуй Л. А. Козубовой (1960, 1962), проводившей изучение магматических образований Малханского хребта. Ею, а затем и В. А. Новиковым в бассейне среднего течения р. Хилок и по р. Тамир был выделен бицурский интрузивный комплекс, прорывающий отложения тамирской вулканогенной свиты. Нижнетриасовый возраст этой свиты установлен после находок в 1955 г. Я. М. Яблоковым по р. Тамир флоры папоротникообразных. Позднее в том же районе сборы остатков флоры были повторены Л. А. Козубовой, В. А. Новиковым, А. Д. Щегловым и В. М. Скобло.

Много интересных материалов о структуре вулканогенных толщ и взаимоотношений их с гранитоидами дали крупномасштабные геологические съемки, проведенные в юго-западной части региона Г. И. Храмцовым, Ф. П. Лесновым, Н. С. Андриухиным, Л. Н. Малышевой, И. М. Ивченко, В. П. Пановым, А. С. Киреевым, Ю. М. Холодом, В. М. Афанасьевым и др. С. М. Замараев (1958, 1960) занимался изучением структуры мезокайнозойских отложений Боргойской впадины.

Нефелиновые сyenиты в Боргойском хребте, в низовье р. Джиды изучались В. В. Казаковым, В. М. Ладаевой, Д. Д. Сагалуевым, Ф. В. Кузнецовой. Н. Я. Волянок исследовал вулканические стекла Западного Забайкалья. Интересные данные о взаимоотношении мезозойских гранитов, даек и оруденения на редкометалльных месторождениях Джиды были получены И. И. Кушнаревым (1947), М. М. Повилайтис (1957, 1960), В. И. Игнатовичем (1959, 1961, 1967), Г. И. Туговиком (1964). Металлоносность палеозойских и мезозойских гранитоидов южной части Бурятии исследовали Л. М. Афанасьев (1946, 1964), К. Н. Браун (1965), Д. Ж. Жалсабон, Э. А. Максимова (1967, 1968). Вопросы мезозойского гранитоидного магматизма рассматривались В. А. Дворкиным-Самарским (1965); эффузивные образования изучались А. И. Киселевым (1965, 1967), А. Я. Салтыковским (1967), В. В. Скрипкиной (1966), В. И. Турунхаевым (1966), послераннемеловые малые интрузии — М. И. Розинным (1964, 1965).

Тематические исследования по мезозойскому магматизму проводил Н. П. Михно (1961, 1964). Вопросы мезозойской тектоники Западного Забайкалья занимался В. А. Соловьев (1963, 1966, 1968). Им была предложена схема мезозойских магматических формаций, начало формирования которых, по его мнению, приходится на поздний триас. Общая картина развития формаций на территории Бурятии была показана В. П. Арсентьевым (1965, 1966). В области мезозойской активизации он отмечает две зоны: внешнюю и внутреннюю. При этом внутренняя зона повторяет контуры выделяемой нами области орогенной активизации, а внешняя обрамляет ее с северо-запада и, в свою очередь, ограничена восточным берегом Байкала.

Весьма плодотворными по стратиграфическому расчленению мезозойских образований Западного Забайкалья, в том числе и эффузивных, явились исследования В. М. Скобло и Н. А. Лямной (1962, 1964, 1965). Им была открыта среднеюрская фауна в осадочных породах среди эффузивов южных отрогов хребта Малого Хамар-Дабана, прежде относимых к нижнему триасу. Произведены дополнительные сборы и определения фауны, уточнившие положение эффузивов Тугнуйской впадины, верхнеюрских эффузивов хилокской свиты в бассейне Джиды, собран дополнительный палеоботанический материал в разных частях разреза тампирской свиты. С 1954 г. изучением мезозойских магматических образований Западного Забайкалья, их структурного положения и условий формирования занимался автор.

Приведенное краткое развитие взглядов на мезозойский магматизм касалось лишь южной части Западного Забайкалья, где мезозойские магматические образования стали выделяться уже относительно давно, после открытия первых редкометалльных месторождений в бассейне Джиды.

Совершенно иная картина сложилась в центральной и северо-восточной частях Западного Забайкалья. Продолжительное время существовало мнение, что здесь нет мезозойских интрузивных образований, поэтому этот район считался мало перспективным на редкометальное оруденение. Только после работ А. А. Арсеньева, Е. Н. Нечаевой и П. М. Клевенского, проводивших в 1939 г. геологическую съемку на Удино-Хилокском междуречье, здесь стали выделяться мезозойские эффузивные образования, объединенные в цаган-хунтейскую свиту. Названные исследователи выделили и мезокайнозойский эффузивный комплекс, состоящий из базальтов, долеритов, их туфов и тешенитов. Эта схема продолжительное время оставалась единственной, которой придерживались все геологи, работавшие в данных районах. Только с открытием на Витимском плоскогорье месторождений и рудопроявлений редких металлов стали выделяться малые интрузии условно мезозойского возраста (Хренов, 1957; Конев, Лисий, 1958; Комаров, 1958). К мезозойским образованиям И. М. Шпробоквым были отнесены и щелочные гранитоиды междуречья Курбы и Оны.

Достоверно мезозойские интрузии в этой части Западного Забайкалья были выделены после работы группы в составе В. Г. Беличенко, Ю. В. Комарова, Ю. Б. Мусина, В. В. Скрипкиной, П. М. Хренова, Ю. А. Чернова и А. П. Шмотова, которая проводила геологическую съемку южной окраины Витимского плоскогорья. Было установлено широкое развитие мезозойских интрузивных образований, прорывающих нижнемезозойские эффузивы (Комаров, 1959, 1960; Беличенко, Комаров и др., 1962). Мезозойские эффузивы были расчленены на триасово-нижнеюрские (цаган-хунтейская свита), средне-верхнеюрские (удинская свита) и нижнемеловые (эгитинская свита). Среди интрузивных образований был выделен кудунский комплекс нормальных и субщелочных гранитоидов, а также малокуналейский комплекс гранитоидов. Впоследствии наличие в бассейне р. Уды мезозойских интрузий было подтверждено Д. В. Труновым, В. Ф. Рукавцом, Э. М. Маревым, В. А. Новиковым, Г. А. Ермаковым, В. Ф. Ерховым, В. И. Фельдманом, В. В. Безруковым, Л. В. Дехтеревой и др. На Витимском плоскогорье мезозойские интрузии изучались А. Г. Гарфулиным (1960), А. Р. Зиповым (1962), в бассейне Хилка и на Хилокско-Чикойском водоразделе — И. Н. Фоминным (1963, 1966) и В. И. Сизых (1965, 1967). В 1964 г. вышел из печати 35-й том «Геологии СССР (Бурятская АССР)» с приложением геологической карты масштаба 1 : 1 500 000.

Таков краткий обзор развития представлений о мезозойском магматизме Западного Забайкалья. Если же суммировать их, то мы увидим, что в течение длительного времени Западное Забайкалье относилось к древней консолидированной области, в пределах которой не проявлялся мезозойский магматизм. Мезозойские интрузии были выделены первоначально в бассейне р. Джиды после открытия в 1932 г. Джидинских вольфрамово-молибденовых месторождений. Однако еще продолжительное время область развития интрузий ограничивалась Юго-Западным Забайкальем, и лишь отдельные исследователи высказывали предположение о возможном их наличии к северу от линии Улан-Удэ — Чита. Появление мезозойских гранитоидов севернее этой линии было необъяснимо с позиций тех тектонических воззрений на Западное Забайкалье, которые в то время существовали. Только в последние два десятилетия стала выясняться истинная картина широкого развития мезозой-

ских магматических образований и их роль в структурном развитии Западного Забайкалья в мезозойское время, что, несомненно, отразилось и на металлогенических построениях (Хренов, 1957; Налетов, 1957; Хренов, Рафиенко, 1958; Одинцов, Флоренсов, Хренов, 1958; Курьянов, 1958; Комаров, 1960; Смолянский, 1958, 1960; Щеглов, 1965, 1966, 1968; Арсентьев, Иванов и др., 1964; Хренов, Комаров и др., 1966; Игнатович, 1967). Кроме того, следует упомянуть исследования геологов И. Я. Кузьмина, Н. П. Михно, С. Д. Шера, В. С. Кормилицина и др.

Весь ход изучения и накопленный обширный материал по мезозойской тектонике и магматизму послужили исходным моментом суждений о возможности негеосинклинального развития данной территории с массовым проявлением эффузивного и гранитоидного интрузивного магматизма в своеобразных тектонических условиях автономной орогенной активизации.

---

## Глава I

### КРАТКИЙ ОЧЕРК СТРАТИГРАФИИ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ И СХЕМА МАГМАТИЗМА

#### СТРАТИГРАФИЯ

Мезозойские стратифицированные отложения Западного Забайкалья относятся к континентальным, сформировавшимся в условиях значительной расчлененности рельефа при массовом излиянии эффузивов, которые в одних случаях создали горные хребты, в других компенсировали прогибание межгорных впадин.

С конца ранней юры в Западном Забайкалье начинается образование наложенных впадин и разделяющих их сводовых горст-антиклиналей, сохранивших свой структурный план и впоследствии. Происходит сокращение магматической деятельности, в заполнении впадин начинают преобладать не вулканогенные, а осадочные грубообломочные отложения.

Многообразие условий, в которых происходило формирование мезозойских стратифицированных образований, к тому же накапливавшихся в изолированных впадинах, а также большой объем эффузивного материала создают значительные трудности в изучении мезозойских отложений, в первую очередь вулканогенных образований раннего мезозоя. Положение усугубляется чрезвычайной бедностью их захороненными остатками фауны и флоры, места находок которых и к настоящему времени насчитываются единицами.

Напомним, что еще в 1956 г. П. И. Налетов подразделял все нижне-мезозойские вулканогенные образования на мелафировый и ортофировый комплексы. Этих же взглядов придерживались и другие геологи. В 1961 г. П. И. Налетов в сводке по стратиграфии центральной части Бурятской АССР, подводившей итоги изучению стратифицированных образований на данный период, среди нижнемезозойских вулканогенных образований выделял петропавловскую ( $T_1$ ), тамирскую ( $T_1$ ) и цаган-хунтейскую ( $T - J_1$ ) свиты. Гусиноозерская серия подразделялась на хилокскую свиту ( $J_2$ ) и угленосные отложения ( $J_2 + Cr_1$ ).

В 35-м томе «Геологии СССР (Бурятская АССР)» (1964) нашли отражение уточнения и изменения в стратиграфической схеме мезозоя Западного Забайкалья. Раздел стратиграфии был написан несколькими авторами. Новая стратиграфическая схема отличалась от предыдущей по двум основным направлениям. Это прежде всего уточнение стратиграфии нижнемезозойской вулканогенной серии, выяснение взаимоотношений между выделяемыми свитами и, во-вторых, наметившееся расчленение юрских и меловых отложений. К нижнемезозойской вулканогенной серии была отнесена боргойская свита, ранее считавшаяся верхнепротерозойской или нижнепалеозойской.

Вопросами стратиграфии и биостратиграфического расчленения мезозойских отложений занимались В. М. Скобло и Н. А. Лямина. Послед-

ней и наиболее полной сводкой по этим вопросам является работа В. М. Скобло (1967), который принял следующую схему стратиграфии Юго-Западного Забайкалья: тамирская свита ( $T_{1-2}$ ), чернояровская ( $T_3 - J_1$ ), ичетуйская ( $J_1^1 + J_2^2$ ), тугнуйская ( $J_2$ ), галгатайская ( $J_3$ ), хилокская ( $J_3 + Cr_1$ ) свиты, гусиноозерская серия ( $Cr_1$ ). Цаган-хунтейская свита и боргойская толща залегают, по его мнению, на уровне чернояровской свиты, но рассматриваются как нерасчлененные вулканогенные образования нижне-среднемезозойского возраста.

В пределах северной части Западного Забайкалья выделяются удинская свита ( $J_{2-3}$ ) и гусиноозерская серия ( $Cr_1$ ), которая подразделяется на хысехинскую, одновозрастную ей индондинскую и зазинскую свиты.

Существование упомянутой работы, в которой отражаются все стороны биостратиграфии мезозойских отложений Западного Забайкалья, позволяет автору дать лишь краткую схему стратиграфии, которой он придерживается, не углубляясь в рассмотрение вопросов чисто стратиграфических. В то же время мы полагаем, что при решении вопросов стратиграфии следует учитывать и тектонические процессы, которые привели к формированию различающихся между собой структурно-формационных зон, стратифицированные образования которых различаются и по возрасту, и по составу.

В Западно-Забайкальской области орогенной активизации выделяют две структурно-формационные зоны, унаследованные с домезозойской истории развития Западного Забайкалья, в которых орогенная активизация начинается неодновременно и которые только с конца позднего триаса, а в некоторых случаях с ранней юры испытали общие движения.

При подобном структурно-тектоническом подходе к истории развития Западного Забайкалья представляется возможным решить вопросы стратиграфической последовательности мезозойских отложений, в частности раннемезозойских вулканогенных образований, установить черты их аналогии или различия, связанные с условиями образования в одной или в разных структурно-формационных зонах. Затянувшееся решение вопроса о стратиграфической последовательности и взаимоотношении нижнемезозойских вулканогенных свит, а также о корреляции их разрезов, видимо, объясняется несоответствием методического подхода к выделению свит без учета общей структуры региона и исторического развития разных структурно-формационных зон. В условиях весьма недостаточной палеонтологической обоснованности возраста вулканогенных образований подобный методический подход приводил к необоснованному объединению в одну свиту разновозрастных образований из разных зон только на основании сопоставления вещественного состава или внешней аналогии вулканогенных пород. Встречалось и обратное, когда одновозрастные образования, формировавшиеся в одной структурно-формационной зоне, относились к разным свитам только потому, что имели несколько различный состав. Безусловно, все это порождало множество мнений о последовательности образования вулканогенных свит, их взаимоотношении, корреляции разрезов отдельных свит и т. д. Особенно наглядно эти условия проявлялись при отнесении отдельных полей эффузивов к той или иной свите. Только с позиций исторического хода развития Западно-Забайкальской области орогенной активизации, последовательности формирования ее структурно-формационных зон, учитывая волновую миграцию тектоно-магматических процессов, о чем будет сказано ниже, можно решить вопросы стратификации мезозойских вулканогенных образований и понять общий ход развития данной структуры в мезозое. Именно с таких позиций автор подходит к возрастному расчленению мезозойских вулканогенных образований (табл. 1).

Эволюция орогенной активизации Западного Забайкалья распадается на два главных этапа, при этом в пределах области выделяются две структурно-формационные зоны: Селенгино-Витимская и Малханская. Более четко различия между ними обнаруживаются на раннемезозойском этапе развития (см. табл. 3), ибо формационный ряд магматических образований Малханской зоны отличается от подобного ряда Селенгино-Ви-

Таблица 1

Схема стратиграфии мезозойских образований Западного Забайкалья

Селенгино-Витимская зона	Малханская зона
Гусиноозерская серия (Сг <sub>1</sub> )	Гусиноозерская серия (Сг <sub>1</sub> )
Хилокская свита (J <sub>3</sub> )	Хилокская свита (J <sub>3</sub> )
Галгатайская » (J <sub>3</sub> )	
Удинская » (J <sub>2</sub> -J <sub>3</sub> <sup>1</sup> )	Харюлгатинская » (J <sub>2</sub> )
Тугнуйская » (J <sub>2</sub> )	
Ичетуйская » (J <sub>1</sub> <sup>3</sup> - J <sub>2</sub> )	Ичетуйская » (J <sub>1</sub> <sup>3</sup> - J <sub>2</sub> )
Боргойская » (T <sub>3</sub> -J <sub>1</sub> <sup>1</sup> )	Унгуркуйская » (T <sub>3</sub> -J <sub>1</sub> <sup>1</sup> )
Цаган-хунтейская » (T <sub>2</sub> ?)	Тамирская » (T <sub>1</sub> + 2)
	Алентуйская » (P <sub>2</sub> -T <sub>1</sub> )

тимской зоны. Начиная же с конца позднего триаса, различия эти в какой-то степени нивелируются, и в обеих зонах происходит становление одних и тех же магматических формаций. Однако несомненно и другое: в это время выделяемые структурно-формационные зоны продолжали существовать, оказывая влияние на масштабы магматической деятельности, на процесс впадинообразования и сопровождавшего его трахибазальтового магматизма.

### Нижнемезозойские стратифицированные образования

Орогенная активизация Западного Забайкалья началась в конце поздней перми, но главные движения и магматизм раннемезозойского этапа проявились в триасе и ранней юре.

Малханская зона, непосредственно примыкавшая к Зачуйской области Монголо-Охотского пояса герцинид, первой вступила на путь орогенной активизации. Поэтому только здесь распространены нижнемезозойские образования, формирование которых началось еще в поздней перми и закончилось, по-видимому, в среднем триасе.

В Малханской зоне нижнемезозойские отложения подразделяются на три свиты: алентуйскую, тамирскую и унгуркуйскую.

Алентуйская свита была выделена В. И. Сизых на южном склоне Заганского хребта по р. Алентуй и в районе горы Харинга. Этими небольшими полями и ограничивается распространность свиты, обрезанной со всех сторон разломами и зажатой среди более древних гранитоидов. Здесь же установлено налегание эффузивов на поверхность размыта палеозойских гранитов.

Л. А. Козубова в 1959 г. у дер. Алентуй обнаружила отпечатки флоры в алевролитах среди основных эффузивов. В 1962 г. В. И. Сизых дополнил эти сборы. По определению Г. П. Радченко<sup>2</sup>, возраст раститель-

<sup>2</sup> Среди растительных остатков обнаружены *Paracalamites* sp., *Noeggerathopsis* cf. *anomala* Radcz., *Crassinervia parva* Radcz., *Petcheria maletaensis* Radcz. sp. nov., *Cordaicarpus triangularis* Radcz. sp. nov., *C. sp. Calyccarpus crassus* Taras., *Coleocarpus*, *quadratus* Radcz.

ных остатков позднепермский (Козубова, Радченко, 1961; Сизых, 1967). Мощность аленгуйской свиты 600—700 м.

Тамирская свита распространена в Тамирской, Бичурской и Кударинской гривах. Она сложена преимущественно кислыми эффузивами и их пирокластами, в подчиненном количестве присутствуют осадочные породы и покровы основных и средних эффузивов.

В сланцах и туфосланцах, вскрытых в левом борту долины р. Тамир вблизи ее устья, Я. М. Яблоковым в 1954 г. собраны отпечатки флоры, которые, по определению Д. Е. Ермолаева и заключению Г. П. Радченко и А. И. Турутановой-Кетовой<sup>3</sup>, позволяют датировать вмещающие их породы ранним триасом. Здесь же, но в правом борту долины Тамира, Л. А. Козубовой в 1959 г. найдены растительные остатки, изученные Г. П. Радченко и И. Н. Сребродольской<sup>4</sup>, также указывающие на раннетриасовый возраст отложений. В 1963 г. В. М. Скобло и Н. А. Ляминой были открыты новые местонахождения с прекрасной сохранностью растительных отпечатков в правом борту долины Тамира, примерно в 3—4 км выше устья<sup>5</sup>. На основании приведенных данных, Г. П. Радченко считает, что наиболее вероятный возраст тамирской свиты — верхи раннего или низы среднего триаса. К таким же выводам приходит и В. М. Скобло (1967).

В то же время на левом берегу р. Кудары в 4 км западнее дер. Ивановки в туфосланцах, залегающих среди туфов фельзитов, В. М. Скобло и Н. А. Ляминой в 1963 г. найдены отпечатки *Sphenocallypteris* aff. *uralica* Tur.-Ket., более свойственные среднему триасу.

Следует подчеркнуть то обстоятельство, что разрез тамирской свиты западнее дер. Ивановки отличается от других разрезов свиты. Его можно представить как верхнюю часть тамирской свиты, лежащей на пачке чередующихся осадочных пород, вулканокластических образований и основных эффузивов в устье пади Тамир. На это же указывает и более молодой возраст найденных здесь отпечатков растений.

Все приведенные данные дают возможность считать возраст тамирской свиты ранне-среднетриасовым. При этом большая часть разреза свиты сформировалась в раннем триасе и только верхи разреза — в среднем триасе. Мощность свиты 6000—7000 м.

Унгуркуйская свита объединяет исключительно щелочные базальтоиды, развитые в Малханской зоне и слагающие крупные поля на западной оконечности Тамирской гривы в бассейне р. Унгуркуй (правый приток Кудары) и в верховье Кудары на водоразделе рек Кудара — Бичура — Большой Жиндокон. О возрасте унгуркуйской свиты можно судить лишь по косвенным данным, ибо каких-либо палеонтологических или палеоботанических остатков среди эффузивов не обнаружено, а непосредственные взаимоотношения унгуркуйской и тамирской свит не выяснены, ибо по контакту этих свит проходит крупный разлом.

По нашему мнению, есть больше оснований считать унгуркуйскую свиту более молодой по сравнению с тамирской свитой, исходя из того, что если прорывание тамирских эффузивов бичурскими гранитоидами известно во многих десятках пунктов, то пока еще нет достоверно установленного эруптивного контакта этих гранитоидов с унгуркуйской свитой. Поэтому возможно предположить более молодой возраст унгуркуйской свиты по отношению к бичурским гранитоидам, а тем более по отноше-

<sup>3</sup> *Thinfeldia* sp., *Sphaenobaiera* sp.

<sup>4</sup> *Cladophlebis* aff. *ichiiensis* Cze., *Cl. cosubovii* Srebr. sp. nov.

<sup>5</sup> Отпечатки астерокаламитовых *Schizoneura* sp. nov., папоротников *Cladophlebis tersiensis* Prun., *Cl. caoiana* Sze., *Cl. cf. caoiana*, хвощевидного *Paracalamites triassica* Radcz., вайи *Pecopteris (Asterothera) tamirica* Radcz. (определения Г. П. Радченко).

нию к тамирской свите. К тому же унгуркуйские эффузивы по составу близки к эффузивам боргойской свиты ( $T_3 - J_1^1$ ).

Возможно, что основные эффузивы с повышенной щелочностью, установленные в Северной Монголии на междуречье Орхона и Селенги, являются аналогами унгуркуйской свиты. Н. А. Маринов (1967) пишет о широком распространении здесь вулканогенных образований, отмечая, что нижняя половина триаса ознаменовалась накоплением умеренно мощных (до 2 км) лимнических моласс, а верхняя — массовым излиянием основных лав с повышенной щелочностью. В. А. Амантовым из нижних и средних (подэффузивных) частей многих разрезов комплекса на междуречье Толы и Орхона собраны флористические остатки, свойственные нижнему и среднему отделам и низам верхнего отдела триаса<sup>6</sup>. Н. А. Маринов (1967) считает, что формирование вулканитов продолжалось, возможно, и в ранней юре. Учитывая все вышесказанное, возраст унгуркуйской свиты следует, по-видимому, считать поздне триасовым — раннеюрским. Мощность ее около 2000 м.

Селенгино-Витимская зона вступила на путь орогенной активизации позже Малханской. В ее пределах вулканогенные образования раннемезозойского этапа объединяются в две свиты: цаган-хунтейскую и боргойскую.

Цаган-хунтейская свита широко распространена. Она впервые была выделена А. А. Арсеньевым и Е. А. Нечаевой в 1939 г. на междуречье Уды и Хилка. Свита представляет сложный эффузивно-туфовый комплекс. Каких-либо палеонтологических остатков в отложениях свиты до недавних пор не было обнаружено. Единственный отпечаток вайи папоротника, относимого к роду *Boreopteris*, был обнаружен В. М. Скобло в 1966 г. в туфоалевролитах на левобережье пади Иро вблизи дер. Покровка. Хотя *Boreopteris* известен пока лишь в нижнетриасовых отложениях Тунгусского бассейна, представляется возможным датировать слои, содержащие отпечатки этой флоры, только триасом, ибо для большего ограничения их возраста нет достаточных оснований. Тем не менее укоренившееся в течение последнего десятилетия мнение о триасово-юрском возрасте свиты в настоящее время может быть более конкретизировано. Нижний возрастной предел свиты устанавливается по наложению ее на поверхность размыва палеозойских гранитоидов и по единственному отпечатку флоры, приведенному выше и указывающему на триасовый возраст. Верхний предел определяется прорыванием цаган-хунтейской свиты кудунским интрузивным комплексом, который, по данным определения абсолютного возраста (см. рис. 1), внедрялся в начале позднего триаса. Эруптивные контакты кудунских гранитоидов, прорывающих вулканогенные образования цаган-хунтейской свиты, известны и описаны для всей Селенгино-Витимской зоны. В. В. Скрипкиной в 1967 г. на правом берегу Селенги в Боргойском хребте установлено наложение базальных конгломератов и трахибазальтов боргойской свиты ( $T_3 - J_1^1$ ) на кислые вулканиты, которые, по-видимому, и относятся к цаган-хунтейской свите. Щелочные гранитоиды малокуналеийского комплекса, имеющего раннеюрский возраст, повсеместно прорывают отложения цаган-хунтейской свиты. Таким образом, верхний возрастной предел цаган-хунтейских вулканитов ограничивается началом позднего триаса.

В целом же, учитывая взаимоотношения цаган-хунтейской свиты с кудунским интрузивным комплексом и боргойской свитой, первую

<sup>6</sup> *Taemopteris ensis* Oldh., *T. spatulata* Mc. Clell., *T. linearis*, *Cladophlebis efnebbensis* Brong., *C. harykensis*, *Yuccites* aff. *spatulatus* Pryn., *Baiera* cf. *setacea* (Herr.) Pryn., *Sphenopteris* sp. (определения В. П. Владимировича, Г. П. Радченко).

(хотя и единственную) находку отпечатка флоры, а также то обстоятельство, что Селенгино-Витимская зона несколько позже, чем Малханская, вступила в орогенную активизацию, следует, вероятно, цаган-хунтейскую свиту относить к среднетриасовым образованиям. Возможно, она начала формироваться в конце раннего и окончательно оформилась в начале позднего триаса. Мощность ее колеблется от 700 до 3000 м.

Боргойская свита прежде относилась к позднему протерозою — раннему палеозою на основании высокого метаморфизма. Однако детальное изучение и структурное картирование, проведенное автором совместно с А. И. Киселевым, показало, что боргойские эффузивы подвергаются динамометаморфизму в узких тектонических зонах и контактовому метаморфизму вблизи прорывающих их интрузий. В остальных случаях образования свиты или не метаморфизованы или метаморфизм их незначителен. В 1960 г. Ю. В. Комаровым и А. И. Киселевым в Боргойском хребте среди метаморфизованных углистых сланцев, залегающих среди пирокластических образований боргойской свиты, были найдены отпечатки<sup>7</sup>, представляющие, по определению В. А. Хахлова, юрский или несколько более ранний флористический комплекс (Комаров, Киселев, 1963).

Выше отмечалось, что В. В. Скрипкиной на правом берегу Селенги в Боргойском хребте установлено налегание базальных горизонтов боргойской свиты на кислые, по-видимому цаган-хунтейские, вулканиты. В устье Чикоя, на его правом берегу, боргойская свита налегает на субщелочные сyenиты кудунского интрузивного комплекса. Подобные взаимоотношения с цаган-хунтейскими вулканитами и кудунскими гранитоидами ограничивают нижний возрастной предел свиты поздним триасом, ибо кудунский интрузивный комплекс имеет этот возраст (см. рис. 1).

Верхний возрастной предел боргойской свиты устанавливается по повсеместному прорыванию ее гранитами малокуналейского комплекса, а также по резко несогласному налеганию образований ичетуйской свиты ( $J_1^2 - J_2^1$ ). Возраст малокуналейского комплекса определяется раннеюрским (170 млн. лет, см. рис. 1). Таким образом, боргойская свита моложе цаган-хунтейских вулканитов и гранитов кудунского комплекса и древнее малокуналейского комплекса и ичетуйских эффузивов. Это обстоятельство ограничивает возраст рассматриваемой свиты поздним триасом и ранней юрой.

К боргойской свите мы относим и черноярвовское поле эффузивов, сложенное преимущественно основными породами с повышенной щелочностью, а также пирокластами как основного, так и кислого (ортофирового) состава. Здесь на левобережье Хилка в районе дер. Черноярво в 1955 г. В. А. Новиковым, Д. Д. Сагалуевым и П. И. Налетовым были собраны отпечатки растений, которые, по определению Г. П. Радченко, представлены раннетриасовыми формами<sup>8</sup>. Эти определения в течение длительного времени служили основанием для отнесения черноярвовского разреза к раннему триасу. Однако остались забытыми определения Д. И. Ермолаева<sup>9</sup>, исследовавшего в том же 1956 г. остатки растений из тех же сборов, но по другим образцам и пришедшего к заключению об их юрском возрасте.

В М. Скобло (1967), проанализировав возрастные пределы распространения определенной Г. П. Радченко и Д. И. Ермолаевым флоры, делает

<sup>7</sup> *Neocalamites sibirica* Heer., *Podozamites lanceolatus* L. et Hutt., *Phoenicopsis angustifolia* Heer., *Desmiophyllum sibirica* Chach.

<sup>8</sup> *Pecopteris crenulata* Pryn., *Cladophlebis nevrosa* Pryn., *Tersiella* sp., *Yuccites* sp.

<sup>9</sup> *Cladophlebis* sp., *Feildenia ensiformis* (Heer) Natch., *F.* sp. cf., *F. Nordenskioldii* (Heer) Natch., *Caprolithes minor* Pryn.

вывод о поздне триасовом — раннелейасовом возрасте черноярковского разреза, что подтверждается и положением черноярковского поля и эффузивов в пределах Селенгино-Витимской зоны и сопоставимостью черноярковского разреза с разрезом боргойской свиты.

На основании изложенного следует относить боргойскую свиту к поздне триасовому — раннелейасовому возрасту. Мощность ее колеблется от 1500 до 3000 м.

### Верхнемезозойские стратифицированные образования

Поздне мезозойский этап развития региона существенно отличался от ранне мезозойского. В конце ранней юры начинается заложение и формирование юрских впадин, структурный план которых в основном сохранился до настоящего времени. Во впадинах накапливались молассовые отложения и изливалась трахибазальтовая лава. Излияния сопровождались внедрением экструзивных тел. Впадинообразование, осадконакопление и магматизм в поздне мезозойское время происходили в Селенгино-Витимской и Малханской зонах синхронно и однотипно, поэтому они рассматриваются совместно.

Ичетуйская свита как самостоятельная стратиграфическая единица была выделена после работ В. М. Скобло и Н. А. Ляминой, доказавших палеонтологически ее среднеюрский возраст, и работ Ю. В. Комарова и А. И. Киселева, обосновавших ее структурное положение (Скобло, Лямина, 1962; Комаров, Киселев, и др., 1965; Скобло, 1966). Впоследствии картирование полей ичетуйских эффузивов проводили А. С. Киреев, Ю. М. Холод, которые разделили эффузивы на две свиты (алцакскую и худогинскую) в объеме единой ичетуйской серии, мощность которой оценивается в 1500—2000 м.

Эффузивы ичетуйской свиты слагают громадное поле в пределах южных отрогов хребта Малый Хамар-Дабан, а также выполняют Тугнуйскую и Мухорталинскую депрессии. По-видимому, ичетуйские же эффузивы с вулканическими стеклами залегают и в Бадинской депрессии под отложениями букачачинской свиты. Кроме того, ичетуйские эффузивы слагают западную часть Тугнуйского хребта (водораздел Тугнуя и Сулхары) и в виде небольших полей расположены на южных склонах Заганского хребта и северных склонах Тамирской гряды.

Осадочные и пирокластические образования занимают весьма скромное положение в составе свиты, представленной преимущественно трахибазальтами и меньше трахитами. В Тугнуйской впадине разрез среднеюрских отложений начинается с мощной пачки березовских (хонхойских) конгломератов, развитых в южном обрамлении впадины. По северному борту впадины, восточнее с. Ново-Спасского, в основании ичетуйского разреза также залегают мощный горизонт конгломератов, перекрываемый эффузивами, в том числе и вулканическими стеклами комендитового состава.

В низах свиты В. М. Скобло и Н. А. Ляминой собрана богатая коллекция фауны, обнаруженная на южных склонах хребта Малый Хамар-Дабан в верховьях пади Худога, на водоразделе Ичетуя и Нарын-Ичетуя и по Цагатую<sup>10</sup>. Крупные палеонтологические сборы были проведены ими

<sup>10</sup> Отпечатки насекомых: *Coleoptera* (водные личинки жуков и взрослая форма жука), *Ephemeroptera* (водные личинки поденок), *Plecoptera* (водные личинки веснянок), *Odonota* (водные личинки стрекозы рода *Samarura*) (определения О. М. Мартыновой). Пелелиподы: *Ferganoconcha sibirica* Tschern., *F. curta* Tschern., *F. aff. subcentralis* Tschern., *F. cf. minor* Tschern., *Sibireconcha* sp. sp. *Tutuella* sp. sp. (определения В. М. Скобло).

в Тугнуйской впадине<sup>11</sup>, в районе сел Ново-Спаское, Холбожин, в пади Капчеранга и в других местах. Палеонтологические находки дают все основания датировать ичетуйскую свиту средней юрой. В. М. Скобло и Ч. М. Колесников считают возможным относить начало ее формирования к верхам лейаса. Так, из сборов остатков фауны по пади Худога Ч. М. Колесниковым определены раннеюрские моллюски *Tutuella*, очень близкие к *Tutuella kalganensis* Ch. Kol. sp. nov., *Sibireconcha*, столь же близкие к *Sibireconcha sitnicovae* Leb.

Тугнуйская свита распространена только в пределах Тугнуйской депрессии и залегает непосредственно на ичетуйской свите. Разрез свиты начинается с мелкокластических пород с пластами каменного угля, выше находятся плохо отсортированные песчаники и гравелиты. Мощность угленосных терригенных отложений около 400 м. В тугнуйской свите собраны многочисленные остатки моллюсков<sup>12</sup>, указывающие на среднеюрский возраст свиты.

Удинская свита встречается лишь в верхнем течении Уды и Мухея и впервые выделена П. М. Хреновым и Ю. В. Комаровым в 1959 г. (Беличенко, Комаров и др., 1962). Свита сложена в основании песчаниково-конгломератовыми отложениями мощностью от 500 до 1000 м. Выше по разрезу наблюдается частое переслаивание основных эффузивов и различных туфогенных образований. В верхах свиты появляются перлиты. Общая мощность разреза 1200—1500 м.

Среди отложений удинской свиты в правом берегу р. Уды ниже урочища Улай-Майло были собраны хорошо сохранившиеся отпечатки флоры<sup>13</sup> и энтомофауны<sup>14</sup>, позволяющие определить возраст свиты как конец средней — начало поздней юры.

Харюлгатинская свита развита на междуречье Ингоды и Хилка, а также в Беклемиевской и Читино-Ингодинской депрессиях. На водоразделе Ингоды и Хилка среди конгломератов и песчаников свиты отмечаются два горизонта эффузивов. Нижний горизонт сложен фельзитами и андезито-дацитами, верхний представлен одними фельзитами. Общая мощность свиты в этом районе 550—600 м. Возраст ее по находкам ископаемой флоры определяется юрским, скорее всего, среднеюрским (Барабашев, Трущева, 1963).

Хилокская свита распространена только в южной части Западного Забайкалья. В Малханской зоне она представляет многократное чередование осадочных отложений и трахибазальтов. Таков, в частности, разрез хилокской свиты в районе дер. Береговой по Чикою и в Нары-Гутайской впадине. В Селенгино-Витимской зоне более полные разрезы установлены в Гегетуйской, Ичетуйской, Боргойской и Тугнуйской депрессиях, где формирование хилокской свиты начинается с накопления материала базальных конгломератов, переслаивающихся с песчаниками, реже с маломощными покровами трахибазальтов. Мощность этой пачки пород, выделяемой здесь как нижняя осадочная подсвита, непостоянна и колеблется от десятков метров до 200 и даже 600 м. Верхняя вулканоген-

<sup>11</sup> Отпечатки насекомых: *Blattodea* (крыло тараканового *Mesotaeniopteryx*) и многие другие виды *Plecoptera* (веснянок), а также *Homoptera* (цикадок), *Ephemeroptera* (поденок) и *Diptera* (двукрылых) (Скобло, Лямина, 1962).

<sup>12</sup> *Pseudocardinia*, *Tutuella*, *Sibireconcha*, *Ferganoconcha*.

<sup>13</sup> Хвойные и гинкговые: *Podozamites eichwalldii* Heer., *Czekanowskia rigida* Heer., *Pityophyllum* sp. и др., перышки папоротника рода *Coniopteris*, семена *Samaropsis* sp., *Pityospermum maakianum* (Hr.) Nath. (определения М. М. Одицовой).

<sup>14</sup> Отпечатки личинок поденок *Ephemeroptera*, а также крыла, принадлежащего к отряду *Mecoptera*, семейство *Orthoplebiidae*, род *Mesopanorpa*, вид, близкий к устьбалейскому *M. hartungi* В. R. g. (определения О. М. Мартыно вой).

ная подсыта сложена почти исключительно щелочными базальтоидами (трахибазальтовыми и трахиандезитовыми базальтами) мощностью до 1000—1200 м.

В хилокской свите собраны многочисленные остатки фауны и флоры. На правом берегу Чикоя вблизи дер. Береговой Н. А. Флоренсовым в алевролитах среди базальтоидов обнаружена фауна двустворок-ферганоконхид<sup>15</sup>, которые, наряду с другими определениями, позволяют судить о позднеюрском возрасте свиты.

К верхнеюрским отложениям В. М. Скобло (1966) относит терригенные образования, развитые по северному борту Тугнуйской депрессии и выделяемые им как галгатайская свита. Сложена она песчаниками, гравелитами и мелкогалечниковыми конгломератами, а мощность ее около 400 м. В галгатайской свите собраны остатки ганоидных рыб.

В западной части Читинской области к хилокской свите верхнеюрского возраста А. В. Внуков и В. И. Сизых (1963) отнесли нижние горизонты осадочных отложений в Малетинской и Читино-Ингодинской впадинах. В Малетинской впадине это песчаниково-конгломератовая толща мощностью около 400 м, заключающая пластообразные тела трахибазальтов мощностью от 4 до 100 м.

Гусиноозерская серия в настоящее время объединяет нижнемеловые отложения, широко развитые во впадинах Западного Забайкалья. Нам нет надобности останавливаться на характеристике отложений гусиноозерской серии, ибо они достаточно полно рассмотрены в многочисленных работах, в том числе и в монографических описаниях, посвященных различным аспектам угленосных отложений Западного и Центрального Забайкалья (Мартинсон, 1958; Скобло, 1959, 1967; Флоренсов, 1960; Налетов, 1964; Внуков, Сизых, 1963; «Геология СССР», т. 35, 36 и т. д.).

Гусиноозерская серия сложена угленосной молассой, состоящей из нормально-осадочных пород с изменчивым количеством угленосных горизонтов. В целом для нее характерна фациальная невыдержанность слоев и пачек, индивидуальный характер разреза в разных впадинах, что в некоторых случаях затрудняет сопоставление разрезов одновозрастных отложений даже в соседних впадинах. Последнее обстоятельство и приводит к выделению самостоятельных стратиграфических подразделений в разных прогибах, но в объеме единой гусиноозерской серии. В этой связи следует особо подчеркнуть различия между образованиями гусиноозерской серии юго-западной и северо-восточной частей Западного Забайкалья. Если на юго-западе это почти исключительно нормально-осадочные образования с пластами угля, то на северо-востоке среди нижнемеловых образований существенную роль играют щелочные базальтоиды.

По этой причине приведем обобщающие схемы стратиграфии для юго-запада и северо-востока Западного Забайкалья.

В юго-западной части главную роль среди отложений гусиноозерской серии играют обломочные породы, меньше распространены глинистые, и еще меньше углисто-глинистые и битуминозные сланцы, а также бурые угли. Наиболее полный разрез угленосных отложений имеется в Гусиноозерской впадине, где суммарная мощность их достигает 2000—3000 м. Здесь гусиноозерская серия подразделяется на четыре свиты: муртойскую, убукунскую, селенгинскую и холбольджинскую.

<sup>15</sup> По новейшим определениям В. М. Скобло, это *Arguniella burjatika* Ch. Kol. sp. nov., *A. aff. ovalis* Ch. Kol., *A. aff. ventricosa* Ch. Kol., *A. elongata* (Ramm), *A. cf. asiatica* Ch. Kol., *Corbicula bichurensis* Ch. Kol. sp. nov., *C. sp.*, *Tutuella rotunda* Ch. Kol. sp. nov., *T. sp.*

В других впадинах разрезы гусиноозерской серии менее полны, а мощность их уменьшается до 1300 м (Боргойская впадина, по данным С. М. Замараева). В Петропавловской впадине кристаллический фундамент был вскрыт на глубине 60—200 м. В Читино-Ингодинской впадине мощность угленосных отложений около 1200 м, а в Малетинской всего 150 м. Возраст гусиноозерской угленосной серии трактовался по-разному. Так, Г. Г. Мартинсон (1955) определял его в интервале  $J_2$ — $Cr_1$ , В. М. Скобло предложил под гусиноозерской серией понимать только нижнемеловые отложения, стратотипом которых является разрез Гусиноозерской впадины.

Магматические породы появляются среди нижнемеловых отложений лишь в отдельных впадинах в виде наземных покровов и межпластовых силловых тел. В Боргойской впадине в верхах разреза гусиноозерской серии подобные породы представлены трахибазальтами и включают пропластки глинистых пород. Силловые интрузивные залежи установлены в ряде впадин. Так, в Гусиноозерской впадине известен Тамчинский силл трахидолеритов, внедрившийся в угленосные отложения. Подобное же тело трахидолеритов вскрыто скважинами в Кижингинской депрессии. В Чикойской впадине, севернее с. Осиновского, в юрско-меловых осадочных отложениях залегают два лакколитообразных интрузивных тела трахидолеритов.

В северо-восточной части Западного Забайкалья нижнемеловые образования представлены тем же набором пород, что и на юго-западе. В основном это грубообломочные молассовые отложения, состоящие из конгломератов, брекчий, песчаников, алевролитов, мергелей, известняков, доломитов, битумных сланцев и очень редко углей. В отличие от более южных впадин здесь существенную роль играют щелочные базальтоиды в виде потоков и покровов трахибазальтов, их кластолав и туфов.

Гусиноозерская серия подразделяется в этой части на хысехинскую, ендондинскую и зазинскую свиты. Для нас представляет интерес лишь хысехинская свита, ибо в ее составе присутствуют вулканогенные образования, в то время как одновозрастная ей ендондинская и лежащая выше зазинская свиты выражены исключительно нормально-осадочными отложениями.

Хысехинская свита, сложенная осадочно-вулканогенными образованиями, принимает участие в строении Зазинской, Еравнинской, Поперечинской, Дабан-Горхонской и других впадин. В Зазинской впадине разрез начинается с конгломератов, а заканчивается серией покровов трахибазальтов и трахибазальтовых кластолав. В Дабан-Горхонской впадине в разрезе хысехинской свиты преобладают вулканогенные породы. Трахибазальтовые излияния довольно широко развиты по бортам Поперечинской впадины. Несколько покровов трахибазальтов подсечено скважинами в Еравнинской и Бадинской впадинах.

Обоснование раннемелового возраста и выделение хысехинской свиты сделано В. М. Скобло, В. М. Дубченко и Н. А. Ляминой, которые обнаружили в керне скважин, пройденных в Зазинской, Еравнинской, Поперечинской и Дабан-Горхонской впадинах, обильные остатки нижнемеловой фауны<sup>16</sup>. Мощность свиты 300—400 м.

Приведенная схема стратиграфии вулканогенных образований отражает динамику мезозойского развития Западного Забайкалья с учетом

<sup>16</sup> Остракоды *Lycoperocypris eggeri* Mandelst., *Cypridea* cf. *vitimensis* Mandelst., *C. zagustaica* Scob., филлоподы *Bairdetheria*, рыбы рода *Lycoptera*.

влияния структурно-формационных зон и скользящего смещения в пространстве и во времени границ геологических тел, в данном случае вулканогенных свит.

### СХЕМА МАГМАТИЗМА

Мезозойский магматизм Западного Забайкалья чрезвычайно разнообразен по составу продуктов и форме их проявления. Широко развит эффузивный магматизм, часто связанный с субвулканическими, гипабиссальными и более глубинными интрузиями, дающий единые вулканоплутонические ассоциации. Магматические образования представлены широким набором пород — от основных до кислых, среди которых выделяются известково-щелочные, щелочно-известковые и щелочные серии. Большое разнообразие пород по составу, многоактность эффузивной и интрузивной деятельности показывают, насколько сложен мезозойский магматизм района. Если к этому добавить волноное перемещение магматизма с запада на восток, то станет ясным, что разработка схемы мезозойского магматизма представляет чрезвычайно трудную задачу. Этим, пожалуй, и можно объяснить тот факт, что до сих пор нет единой схемы магматизма, которая бы принималась большинством исследователей, а есть лишь множество вариантов этой схемы.

Несмотря на различия, наблюдающиеся при сопоставлении данных схем, их объединяет общность принципиального построения, исходящего из представлений об одновременном излиянии эффузивов, объединяемых в одну свиту, и одновременном внедрении магматических пород, относимых к одному интрузивному комплексу. Однако в настоящее время выясняется, что дело обстоит значительно сложнее. Во-первых, магматическая деятельность по-разному проявлялась в разных структурно-формационных зонах, во-вторых, определенные тектонические движения и сопровождающий их магматизм распространялись не одновременно по всей территории, а перемещались с запада на восток, постепенно охватывая всю область активизации. При этом если на западе данные движения и магматизм уже затухали, то на востоке они только начинались или же достигали максимума. Каждому такому импульсу соответствовал определенный магматизм, продукты которого слугали вулканогенную свиту или интрузивный комплекс. Поэтому при решении вопросов последовательности мезозойского магматизма Западного Забайкалья необходимо принимать во внимание волновой характер перемещения однотипного магматизма, но учитывать его различия в разных структурно-формационных зонах. В то же время надо помнить, что волноное перемещение магматизма не строгая закономерность, а лишь общая тенденция, проявляющаяся во времени в различных формах и с разной степенью конкретности.

В Малханской зоне магматическая деятельность началась с излияний эффузивов аленгуйской и тамирской, а затем уже унгуркуйской свит. Интрузивные образования представлены бичурским интрузивным комплексом, малокуналейским комплексом щелочных гранитов, гуджирским (рудоносным) комплексом и бажигирским дайковым комплексом (табл. 2). Из перечисленных интрузивных комплексов остановимся лишь на бичурском, ибо остальные более распространены в Селенгино-Витимской зоне, при описании которой и будут рассмотрены.

Бичурский интрузивный комплекс внедрялся в две фазы. Первая фаза представлена габбро, габбро-диоритами и диоритами, вторая — гранодиоритами и гранитами. Все эти породы секут вулканиты тамирской

свиты, что установлено во многих пунктах Бичурской, Тамирской и Кударинской грив. Так, на правом берегу Чикоя в районе дер. Шарагол породы первой фазы этой интрузии, представленные роговообманковыми габбро-диоритами, прорывают пирокластические и осадочные породы тамирской свиты. Контактное воздействие на вмещающие породы весьма незначительно и проявляется лишь в раскристаллизации кислых туфов.

Таблица 2

Схема мезозойского магматизма Западно-Забайкальской области  
орогенной активизации

Селенгино-Витимская зона	Малханская зона
Белозерский субвулканический комплекс ( $C_{r1}$ )	
Хысехинская вулканогенная свита и трахибазальты гусиноозерской серии ( $C_{r1}$ )	
Хилокская вулканогенная свита ( $J_3$ )	
Гуджирский комплекс рудоносных гранитов ( $J_3$ )	
Улунтуйский субвулканический комплекс ( $J_2-J_3^1$ )	
Удинская вулканогенная свита ( $J_2-J_3^1$ )	
Нарынский субвулканический комплекс ( $J_1^3-J_2$ )	
Ичетуйская вулканогенная свита ( $J_1^3-J_2$ )	
Бажигирский дайковый комплекс ( $J_1^3-J_2$ )	
Малокуналейский интрузивный комплекс ( $J_1^2$ )	
Боргойская вулканогенная свита ( $T_3-J_1^1$ )	Уигуркуйская вулканогенная свита ( $T_3-J_1^1$ )
Кудунский интрузивный комплекс ( $T_{2+3}$ )	Бичурский интрузивный комплекс ( $T_2$ )
Каган-хунтейская вулканогенная свита ( $T_2?$ )	Тамирская вулканогенная свита ( $T_{1+2}$ )
	Алентуйская вулканогенная свита ( $P_2-T_1$ )

Габбро-диориты в эндоконтактной зоне принимают порфировое строение. Прорывание раннемезозойских осадочно-эффузивных образований интрузиями первой фазы бичурского комплекса отмечалось Л. А. Козубовой (1964) в долинах рек Жиндо, Бичура и Кудара.

Взаимоотношение гранитоидов второй фазы бичурского комплекса с тамирской свитой и основными породами первой фазы также не вызывает сомнения. Эруптивные контакты с этими образованиями наблюдались П. И. Налетовым, В. А. Новиковым, Л. А. Козубовой, В. И. Сизых, Д. Ж. Жалсабоном и др. Наблюдались они и нами во многих пунктах. На правом берегу Чикоя ниже дер. Шарагол бичурские граниты прорывают эффузивы и пирокласты тамирской свиты и габбро-диориты первой фазы.

Многочисленные эруптивные контакты бичурских гранитоидов с тамирскими эффузивами установлены по левому борту долины Кудары. Здесь довольно четко можно выделить несколько типов эруптивных контактов по характеру их воздействия на вмещающие эффузивы. Первый, когда гранитоиды имеют четкий эруптивный контакт с образованием апофиз, проникающих во вмещающие породы. Контактное воздействие проявляется главным образом в раскристаллизации осадочных и пирокластических пород и в перекристаллизации эффузивов. Второй тип характеризуется образованием зон гибридных пород. Мощность таких зон различна и может колебаться от 1—2 до 20 и даже 40 м (левый берег

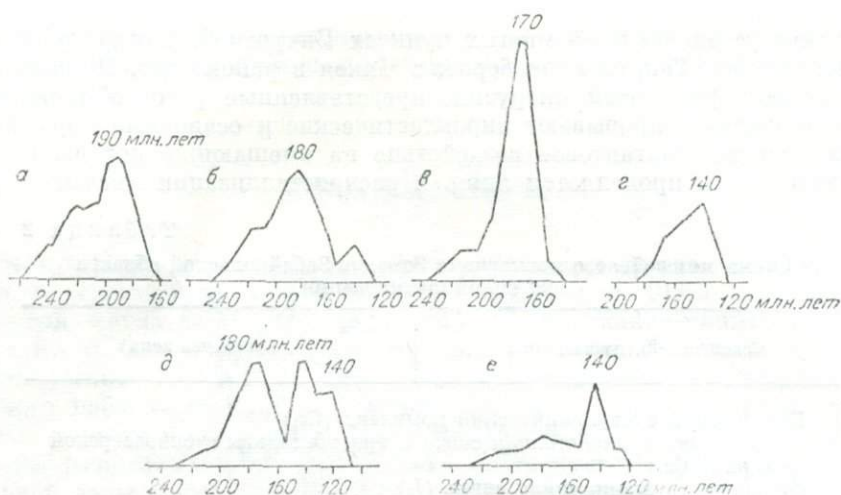


Рис. 1. Диаграммы абсолютного возраста мезозойских интрузивных образований Западного Забайкалья.

а — бичурский интрузивный комплекс (20 определений); б — кудунский интрузивный комплекс (21 определение); в — малокуналейский интрузивный комплекс (26 определений); г — нарынский субвулканический комплекс (10 определений); д — рудоносные граниты (29 определений); е — определение абсолютного возраста из Джидинских редкометальных месторождений.

Кудары ниже дер. Жарниково). В этом случае при прорывании основных эффузивов появляются гибридные породы типа диоритов и гранодиоритов меланократового облика, образующие оторочку гранитных массивов.

Верхняя возрастная граница бичурского комплекса устанавливается по прорыванию бичурских интрузий щелочными гранитоидами малокуналейского комплекса по Сухой речке, в верховье Бичуры и других местах.

Имеющиеся материалы по абсолютному возрасту пород бичурского интрузивного комплекса (рис. 1) весьма неполны и дают лишь приближенные представления. Тем не менее большинство анализов приходится на интервал 220—180 млн. лет. Если же проанализировать места взятия проб в пределах Малханской зоны, то видно, что пробы, имеющие больший абсолютный возраст, расположены в западной ее части (228—226 млн. лет). С продвижением на восток происходит омоложение возраста до 210—204 млн. лет. В Яблоновом хребте между ст. Могзон и г. Читой абсолютный возраст показывает цифру 197 млн. лет, т. е. в этих районах внедрение бичурских интрузий, по-видимому, продолжалось еще и в позднем триасе<sup>17</sup>.

Становится очевидным, что внедрение бичурского интрузивного комплекса происходило после возродившейся активизации Малханской зоны после формирования тамирской вулканогенной свиты и продолжалось до начала позднего триаса. При этом внедрение интрузий началось в западной части зоны и постепенно перемещалось на восток.

В Селенгино-Витимской зоне магматическая деятельность началась несколько позже, чем в Малханской, излиянием эффузивов и отложением пирокластов цаган-хунтейской свиты, возраст которой определяется как средний триас. Интрузивная магматическая деятельность ознаменовалась внедрением кудунского интрузивного комплекса. В конце

<sup>17</sup> Геохронологическая шкала в абсолютном исчислении принята по данным Г. Д. Афанасьева, Г. П. Багдасаряна и др. (1964).

раннемезозойского этапа после образования боргойской свиты внедрялся малокуналейский комплекс щелочных гранитоидов. В позднем мезозое происходило становление бажигирского дайкового комплекса, нарынского и улунтуйского субвулканических комплексов, гуджирского комплекса гранитов, которые развиты как в Селенгино-Витимской, так и в Малханской зоне.

Кудунский интрузивный комплекс был впервые выделен в бассейне р. Кудун, где он прорвал эффузивы цаган-хунтейской свиты. Комплекс сложен различными гранитоидами — от сиенитов до гранитов. Впоследствии этот комплекс был выявлен и в других районах.

Возрастные границы комплекса устанавливаются по следующим данным. Нижняя определяется по прорыванию вулканитов цаган-хунтейской свиты ( $T_2$ ), что наблюдалось в массиве Щулуг; многочисленны они в бассейнах рек Уда, Кудун, на Удино-Витимском междуречье, в хребте Цаган-Хуртей и т. д. Частично эрузивные контакты описаны автором в коллективной работе, посвященной геолого-петрографическому описанию южной окраины Витимского плоскогорья (Беличенко, Комаров и др., 1962). Так, секущие контакты лейкократовых гранитов кудунского комплекса с витрофировыми туфами цаган-хунтейской свиты наблюдались по левобережью Уды, ниже бывшего улуса Улай-Майло. Граниты не только прорывают туфы, но и содержат их ксенолиты размером от 1—2 до 7—10 м, кроме того, образуют апофизы и жилы, которые внедряются в эффузивно-туфовые отложения. На юго-западных склонах горы Кылыгей в береговых обрывах р. Уды среднезернистые биотит-роговообманковые сиениты прорывают лито- и кристаллокластические туфы фельзитов и ортофирров, которые в непосредственном контакте раскристаллизованы и ороговикованы.

Верхний возрастной предел кудунского комплекса определяется по налеганию на эродированную поверхность кудунских интрузивов базальных горизонтов боргойской свиты и фаунистически охарактеризованных среднеюрских отложений ичетуйской и удинской свит. Кроме того, они прорываются щелочными гранитоидами малокуналейского комплекса.

Налегание боргойской свиты на кудунские гранитоиды установлено на правобережье Чикоя в его устье. Здесь на субщелочных гранитоидах залегает базальный горизонт боргойской свиты с крупным обломочным материалом подстилающих пород. Среднеюрские фаунистически охарактеризованные отложения, лежащие на поверхности размыва кудунских гранитов, отмечены на левобережье Уды несколько ниже устья Мухея, а также в районе бывшего улуса Улай-Майло на левом склоне долины Уды.

Прорывание кудунских интрузий малокуналейскими щелочными гранитами наблюдалось в западной части массива Щулуг. Здесь небольшое тело крупнозернистых эгирин-рибекитовых гранитов прорывает граносиениты кудунского комплекса, которые, в свою очередь, имеют эрузивные контакты с вулканитами цаган-хунтейской свиты. Таким образом, кудунский интрузивный комплекс является послецаган-хунтейским, но дорборгойским и тем более домалокуналейским.

Имеющиеся определения абсолютного возраста для кудунского комплекса дают резко выраженный максимум в 180 млн. лет, а более половины всех анализов указывает на поздне триасовый возраст кудунского комплекса, конечные фазы которого на северо-востоке, возможно, продолжали внедряться еще в ранней юре (см. рис. 1). Формирование комплекса происходило в несколько фаз, при этом конечная его фаза является рудоносной. В частности, представителем последней являются граниты Оркитканского массива, имеющие абсолютный возраст в интервале 188—

165 млн. лет. Возможно, что выделявшийся ранее (Конев, Лисий, 1958) на Витимском плоскогорье так называемый нырокский комплекс, представленный мелкими штоками лейкократовых гранитов, является завершающей фазой кудунского интрузивного комплекса. С ним связаны здесь грейзенизация, а также рудопроявления молибдена, олова и др.

Малокуналейский интрузивный комплекс, сложенный щелочными гранитоидами, широко распространен в Западном Забайкалье. Щелочные гранитоиды известны здесь уже давно, однако прежде они не выделялись в самостоятельную интрузию, а относились или к каледонидам, или к варисцидам (Арсеньев, Нечаева, 1954). Только после работ П. И. Налетова и В. А. Новикова щелочные гранитоиды были выделены в самостоятельный малокуналейский комплекс мезозойского возраста. Возрастное положение этого комплекса определяется тем, что он прорывает отложения всех нижнемезозойских вулканогенных свит, интрузивные образования бичурского и кудунского комплексов и перекрывается среднеюрскими вулканогенными породами.

Активные контакты щелочных гранитоидов с отложениями унгуркуйской и тамирской свит установлены в Тамирской и Бичурской гривах. Многочисленные примеры прорывания малокуналейскими гранитоидами вулканогенных образований цаган-хунтейской свиты наблюдались многими исследователями в Цаган-Дабанском, Цаган-Хуртейском хребтах и в других местах. Один из таких контактов описан нами (Беличенко, Комаров и др., 1962) на северном склоне Цаган-Хуртейского хребта по правому склону долины Кудуна против устья Самарты. На северных склонах хребта Тора, вблизи массива щелочных гранитов, обнаружены многочисленные жилы щелочных гранитов, прорывающих вулканогенные породы.

Прорывание щелочными гранитоидами эффузивов боргойской свиты также установлено во многих местах. В частности, в Дабхорском массиве отмечены многочисленные активные контакты щелочных гранитов с основными и кислыми вулканогенными образованиями. В Боргойском хребте крупный массив эгириновых и рибекит-эгириновых сиенитов, граносиенитов и гранитов прорывает отложения боргойской свиты.

Эруптивные контакты и присутствие ксенолитов цаган-хунтейских эффузивов среди щелочных гранитов установлены для Харитоновского массива, расположенного на северо-западной оконечности Тугнуйской впадины. Здесь фиксируется и верхняя возрастная граница малокуналейского комплекса. На поверхности размыта щелочных гранитов залегают базальные валунные конгломераты среднеюрской ичетуйской свиты. Сложены они почти исключительно галькой и валунами щелочных гранитов. Подобные же соотношения наблюдались и в правом борту верхнего течения Тугнуя в районе с. Ново-Спасского. Галька щелочных гранитоидов присутствует и в конгломератах удинской свиты в верховьях Уды и Кудуна — там, где малокуналейский комплекс слагает крупные интрузии.

Имеющиеся определения абсолютного возраста (см. рис. 4) показывают максимум в 170 млн. лет, т.е. относятся к ранней юре. Учитывая то обстоятельство, что на поверхности размыта малокуналейских интрузий залегают фаунистически охарактеризованные отложения ичетуйской свиты (верхи ранней и средняя юра), возраст малокуналейского комплекса с достаточным основанием можно считать лейасовым, а точнее, даже среднелейасовым.

Бажигирский дайковый комплекс выделяется впервые. Однако еще раньше многие геологи признавали существование многочисленных дайковых образований, не связанных с какими-либо мезозойскими интрузивными комплексами (Вавилов, Хренов, Шерман, 1965). Так, автор (Бели-

ченко, Комаров и др., 1962), рассматривая мезозойский магматизм верховьев р. Уды и Удино-Витимского междуречья, выделил самостоятельный комплекс юрских гипабиссальных образований кислого и среднего состава, встречающихся в виде даек различной мощности и протяженности. Отмечалось, что становление дайкового комплекса произошло в иных тектонических условиях, чем формирование кудунского и малокуналейского интрузивных комплексов, и что дайковый комплекс контролируется ослабленными зонами и разломами. Поэтому дайковые пояса часто располагаются за пределами мезозойских интрузивов и не имеют с ними видимой связи.

На самостоятельное значение дайкового комплекса указывает то, что дайковые породы, слагающие данный комплекс, не являются жильными производными ни одного из раннемезозойских интрузивных комплексов. К такому выводу приводят следующие соображения. Жильные производные раннемезозойских интрузивных комплексов петрографически весьма близки материнским интрузиям и, как правило, располагаются или внутри массивов, или в непосредственной близости от них. Выделяемый нами бажигирский дайковый комплекс формировался в условиях интенсивного проявления разрывных дислокаций, вследствие чего он почти во всех случаях контролируется разломами и слагает вытянутые пояса и зоны интенсивного насыщения дайками. Практически пояса и зоны бажигирского дайкового комплекса пересекают все домезозойские и раннемезозойские образования.

Дайковый пояс, располагающийся среди каледонских гранитоидов, установлен в осевой части Кудунского хребта между Кижингинской и Поперечинской впадинами. На водоразделе Тамира и Шазаги подобный же пояс рассекает эффузивы тамирской свиты. В Дабхорских горах, разделяющих собственно Боргойскую впадину и ее северную ветвь (Северо-Боргойская впадина), в районе горы Бажигир зона интенсивного насыщения дайками пересекает поле боргойских эффузивов и граниты малокуналейского комплекса. Прорывание дайками бажигирского комплекса вулканогенных образований цаган-хунтейской свиты наблюдалось во многих местах. На северных склонах хребта Цаган-Дабан В. А. Чабаненко закартировал дайковый пояс, прорывающий эффузивы цаган-хунтейской свиты и гранитоиды малокуналейского комплекса. Подобная же картина установлена и по северному борту Тугнуйской впадины восточнее с. Ново-Спасского.

Таким образом, нижняя возрастная граница бажигирского дайкового комплекса определяется тем, что он прорывает раннемезозойские вулканогенные образования, в том числе и боргойскую свиту ( $T_3-J_1$ ), а также все раннемезозойские интрузивные образования, включая и малокуналейский комплекс ранней юры.

Верхний возрастной предел бажигирского дайкового комплекса устанавливается по налеганию на размытую поверхность даек базальных горизонтов хилокской свиты, что наблюдалось нами в Дабхорских горах. Кроме того, в восточной части Тугнуйской впадины обнаружено перекрытие даек среднеюрскими вулканитами ичетуйской свиты.

Некоторым указанием на возраст бажигирских дайковых поясов и зон может служить закономерность их пространственного положения. Во-первых, они тяготеют к крупным ослабленным зонам, которые располагаются в удалении от юрских межгорных депрессий; во-вторых, находятся в осевых частях сводовых поднятий, разделяющих впадины; в-третьих, размещаются на продолжении впадин за их пределами и, наконец, приурочены к бортам (преимущественно к северо-западным) мезозойских наложенных впадин, выполненных средне-верхнеюрскими отложениями. Подобное по-

ложение дайковых поясов указывает на существование определенной связи между заложением среднеюрских впадин и внедрением бажигирского дайкового комплекса<sup>18</sup>. В свете этих данных вырисовывается картина тектонических условий внедрения бажигирских даек. Происходило оно в то время, когда закончились движения раннемезозойского этапа и наметилось перераспределение тектонических напряжений, приведших впоследствии к формированию среднеюрских депрессий и разделяющих их поднятий. Наиболее ослабленными в данных условиях оказались осевые части сводовых поднятий, участки их сочленения с межгорными впадинами и, наконец, зоны на продолжении верхнемезозойских впадин.

Зависимость дайковых поясов и зон от среднеюрских впадин и разделяющих их поднятий и налегание на них среднеюрских отложений указывают на то, что начало внедрения дайкового комплекса предшествовало морфологическому оформлению впадин, но было связано с началом активизации тех тектонических движений, которые привели к формированию впадин и сопряженных с ними сводовых поднятий в виде горных хребтов. Подобные тектонические условия могли существовать лишь в переломный момент между раннемезозойским и позднемезозойским этапом развития Западно-Забайкальской области орогенной активизации, т. е. в конце ранней — начале средней юры. Этим временем и следует датировать начало формирования бажигирского дайкового комплекса, внедрение которого затем продолжалось и в средней юре.

Нарынский субвулканический комплекс представлен довольно широкой гаммой щелочно-известковых пород — от трахидолеритов и эссекситов до субщелочных сиенит-порфиров, граносиенит-порфиров и гранит-порфиров. Все эти породы связаны со щелочной оливин-базальтовой магмой, излияние которой привело к образованию ичетуйской свиты. Поэтому субвулканические и экструзивные породы нарынского комплекса образуют с эффузивами ичетуйской свиты единую вулканоплутоническую ассоциацию. Субвулканические породы слагают дайки и мелкие штокообразные массивы, площадь которых измеряется лишь долями квадратного километра.

Тесная комагматическая связь указанных пород с эффузивами предопределила и пространственное положение тел нарынского комплекса. Они располагаются или в пределах полей развития среднеюрских эффузивов, или в их самом ближайшем окружении. Более ранними среди субвулканических образований являются трахибазальты, трахидолериты и эссекситы, а более поздними — субщелочные и щелочные сиенит-порфиры и граносиенит-порфиры. В то же время в Тугнуйской впадине отмечаются случаи прорывания всех этих пород недифференцированными дайками трахибазальтов. Последние являются как бы сквозными, внедрявшимися в течение всего времени излияния эффузивов ичетуйской свиты.

Верхняя возрастная граница нарынских субвулканических образований устанавливается по налеганию на поверхность их размыта базальных слоев хилокской свиты, имеющей позднеюрский возраст. Налегание конгломератов хилокской свиты на дайки нарынского комплекса установлено на левом склоне долины Бургултая и на водоразделе Нарына и Гегетуй, т. е. непосредственно там, где в хилокской свите обнаружены остатки флоры, позволяющие судить о ее позднеюрском возрасте.

Таким образом, возраст нарынского комплекса ограничен интервалом времени, приходящимся на среднюю юру.

<sup>18</sup> Имеются районы, где нет мезозойских впадин, а дайковые пояса встречаются, т. е. нет прямой связи между впадинообразованием и дайковыми поясами (прим. отв. ред.).

Улунтуйский субвулканический комплекс является аналогом нарынского. Разлит он в верхней части бассейнов рек Уды, Конды и в районе Еравнинских озер. Масштабы проявления улунтуйского комплекса по сравнению с нарынским значительно меньше. Он представлен порфировой фацией с более ограниченным набором пород, слагающих лишь дайки и мелкие штоки.

Нижний возрастной предел устанавливается по прорыванию сиенит-порфирами отложений удинской свиты в устье Улунтуя на правом берегу Уды (Беличенко, Комаров и др., 1962). Верхняя возрастная граница улунтуйского комплекса в этом районе определяется только по отношению к мухейской свите поздне мелового возраста, которая залегает на поверхности их размыва. Учитывая наблюдавшиеся взаимоотношения, а также тесную пространственную связь субвулканических образований с эффузивами удинской свиты, следует признать среднеюрский возраст улунтуйского комплекса. К тому же в этом районе нигде не наблюдалось, чтобы дайки гранитоидов прорывали трахибазальты и осадочные отложения позднеюрского и раннемелового возраста.

Тесная связь ичетуйских эффузивов и нарынских субвулканических образований, а также аналогичных им по составу и близких по возрасту магматических образований удинской свиты и улунтуйского комплекса позволяет говорить о единой вулканоплутонической формации среднеюрского возраста.

С гуджирским интрузивным комплексом обычно связываются месторождения редких и цветных металлов, в частности молибдена, вольфрама, олова и др. Уже после первых открытий в 1932 г. М. В. Бесовой Джидинских вольфрамово-молибденовых месторождений, гуджирские интрузии как рудоносные привлекли пристальное внимание исследователей. Многие из них специально занимались изучением этих интрузий и их рудоносности (Л. М. Афанасьев, И. П. Кушнарев, М. М. Повилайтис, М. Н. Хулугуров, В. И. Игнатович, Д. Ж. Жалсабон, В. В. Скрипкина, Г. И. Туговик и т. д.), другие — их положением в общей геологической структуре Западного Забайкалья (М. В. Бесова, П. И. Налетов, Е. Н. Смоленский, А. Ф. Носков, Г. И. Храмцов и т. д.). Описание и характеристика данного комплекса приводится во всех работах, посвященных вопросам металлогении Западного Забайкалья. Однако, несмотря на это, положение гуджирского комплекса до сего времени остается самым неопределенным среди мезозойских интрузивных образований. Нет сколько-нибудь общего мнения о составе входящих в комплекс пород, не ясна его петрохимическая характеристика, возрастное и структурное положение, отношение к мезозойским вулканогенным образованиям, размеры слагающих его интрузивов и связь с ними процессов оруденения. Подобное положение создано, по-видимому, в результате того, что с момента выделения рудоносной интрузии (гуджирский комплекс и его аналоги с местными названиями — булуктайский, ихэ-желгинский и т. д.) одним из основных критериев, отличающих ее от других интрузивных образований, считался гипабиссальный облик и кислый состав пород. Поэтому все небольшие тела мелкозернистых гранитов, гранит-порфиров, кварцевых порфиров и близких к ним пород относились к гуджирскому комплексу. Впоследствии было установлено, что в Западном Забайкалье имеются довольно многочисленные мезозойские дайковые образования, которые не являются жильными производными каких-либо интрузивных комплексов, а представляют самостоятельные образования. Многие геологи стали связывать их также с гуджирским комплексом, тем самым значительно расширив номенклатуру пород, входящих в его состав, вследствие чего гуджирский комплекс стал пониматься как объединение гипабиссальных

образований различных интрузивных и субвулканических комплексов разного возраста. Сложность выделения гуджирской интрузии заключается в том, что она не контактирует с мезозойскими стратифицированными образованиями моложе тамирской свиты. Поэтому диапазон возраста, к которому можно отнести породы комплекса, чрезвычайно широк. Установлено, что комплекс прорывает тамирскую свиту (Хамнигадайский массив, см. рис. 18), а галька грейзенизированных гранитов, по-видимому, гуджирского комплекса встречается в конгломератах гусиноозерской серии. Данные определения абсолютного возраста (см. рис. 1) весьма разноречивы и охватывают промежутки времени от 210 до 110 млн. лет, т. е. от низов позднего триаса до верхов раннего мела. Если же учитывать анализы, отобранные из массивов, с которыми связаны месторождения (см. рис. 1), то возрастной интервал существенно суживается, а главный максимум приходится на 145—140 млн. лет, что соответствует поздней юре. В то же время очевидно, что гуджирский комплекс не имеет ничего общего с позднеюрской хилокской свитой, сложенной трахибазальтами. Подобные различия могут быть объяснены лишь со структурных позиций, а именно: приуроченностью хилокского трахибазальтового магматизма только к верхнеюрским впадинам, а гуджирских гранитоидов к поперечным зонам тектонических нарушений, не связанных с этими впадинами и расположенных в удалении от них. Видимо, этим же объясняется и то обстоятельство, что гуджирские интрузии нигде не контактируют с юрскими стратифицированными образованиями. Поэтому к гуджирскому интрузивному комплексу мы относим только те интрузивные тела, с которыми генетически или парагенетически устанавливается рудообразование, в первую очередь гипабиссальные тела гранитоидов Джидинского рудного района и интрузивы, с которыми связаны рудопроявления молибдена в Тамирской гриве, Малханском хребте, в бассейне Уды и, возможно, Витимкана. Во всех случаях молибденовая минерализация связана со средне- и мелкозернистыми лейкократовыми гранитами, слагающими небольшие тела, в эддоконтактных зонах которых появляются гранитпорфиры. Воздействие гуджирского комплекса на осадочные породы сказывается в появлении контактово-метасоматических пород.

Белозерский комплекс связан с дальнейшей активной жизнью позднемезозойских впадин, в которых происходило накопление угленосных моласс и излияние трахибазальтовой магмы. В некоторых случаях магма не достигала поверхности, а внедрялась в виде межпластовых тел в осадочные отложения, образуя силловые и лакколитовые тела, которые и представляют субвулканическую фацию нижнемеловых трахибазальтов. Раскристаллизация пород, слагающих силлы и лакколиты, привела к образованию трахидолеритов. В некоторых из них имели место расслоение и дифференциация с появлением более кислых продуктов. Ранее меловые дайковые образования в Западном Забайкалье выделялись в несколько комплексов. Так, в 1962 г. П. И. Налетов выделил алтачейский дайковый комплекс, указывая на прорывание им угленосных пород средней юры — нижнего мела по р. Алтачей. Однако этот комплекс оказался очень неопределенным в возрастном отношении, ибо охватывал большой промежуток времени, в течение которого, как было затем выяснено, возникло несколько вулкано-плутонических комплексов (среднеюрского, позднеюрского, раннемелового), состоящих из эффузивных и субвулканических, в том числе и дайковых, образований.

Еще в 30-х годах П. Е. Луненком, П. И. Налетовым и К. А. Шалаевым выделялись меловые дайки в бассейне р. Джиды, впоследствии объединенные в так называемый хурай-байбинский комплекс. Возраст его считался меловым на том основании, что западнее с. Торей в районе нади

Хурай, Большая и Малая Байба дайки прорывают конгломераты якобы гусиноозерской серии. Детальное изучение этого района С. М. Вавиловым, П. М. Хреновым, С. И. Шерманом (1965), показало, что здесь нет гусиноозерских отложений, а конгломераты служат базальным горизонтом ичетуйской свиты ( $J_1^3 - J_2$ ). Поэтому прорывающие их дайки связаны с иарыским субвулканическим комплексом, который развит в этом районе, и сопровождают огромные поля ичетуйских эффузивов. Бесспорное прорывание гусиноозерских отложений дайками установлено лишь в единичных случаях на северо-западном побережье Гусино озера. Это так называемая Муртойская дайка гленмуиритов, описанная многими исследователями (Флоренсов, 1960; Белов, 1962, 1963; Розинов, 1964, и др.), а также дайки бостонитов, прорывающие угленосные отложения в верховьях оврагов Ара-Ганга и Хултук-Джалга (Флоренсов, 1960). Все субвулканические образования как пластового, так и дайкового типа, залегающие в гусиноозерских отложениях, связаны с раннемеловыми излияниями трахибазальтов, с которыми они образуют единую вулкано-плутоническую серию. Эта ассоциация, по мнению автора, и заканчивает мезозойский орогенный магматизм.

---

## Глава II

### МЕЗОЗОЙСКИЕ ВНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

#### О МЕТОДЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЙ

Среди современных методов петрохимических пересчетов широко используются системы пересчета А. Н. Заварицкого, П. Нигли, Е. А. Кузнецова. Они основаны на выявлении связей между различными элементами и их кристаллохимическими соотношениями, которые по возможности должны приближаться к реальным соотношениям в минералах. Поэтому при существующих методах пересчета возникает необходимость прибегать к группировкам и к замене атомных или молекулярных количеств различных элементов их отношениями, т. е. сущность всех систем пересчета сводится к систематике химических анализов по определенным искусственно выбранным признакам. Это положение приводит к тому, что всякий пересчет химического анализа в большей или меньшей мере всегда является условным с целым рядом упрощений и искусственных объединений. Уместно напомнить слова А. Н. Заварицкого (1950, стр. 73) о том, что, «заменяя формулами или параметрами данные анализа, мы не только не получаем чего-либо нового, не только не выигрываем чего-либо в знании химического состава пород, но сознательно или бессознательно оставляем без внимания некоторые особенности, выраженные в первичных цифрах анализа». В этом отношении первичные цифры анализа служат определенным объективным выражением вещественного состава породы и отражают как элементы аналогии, так и различия между ними. В то же время пользование непосредственными цифрами анализа значительно затруднено, ибо весовые количества разных окислов несоизмеримы между собой, почему необходимым условием всех петрохимических построений является перевод химического анализа породы из весовых количеств окислов в атомные, т. е. изображение химического состава в атомных количествах. Однако и в этом случае для выявления каких-либо особенностей пород, их массового сопоставления или для целей петрохимической классификации пользование непосредственными цифрами анализа практически невозможно ввиду значительных количеств сравниваемых величин.

Как один из возможных вариантов петрохимических построений без пересчета автором был предложен метод «натуральных петрохимических диаграмм» (Комаров, 1966), позволяющий анализировать соотношение всего комплекса главных породообразующих компонентов, входящих в состав данной породы. При этом обозначение осей, т. е. расположение компонентов на диаграмме, выбрано так, что отражает зависимость минерального состава породы от химического. Данный метод петрохимических построений опубликован (Комаров, 1966). Однако для того, чтобы помещаемые в настоящей работе петрохимические диаграммы были более понятны, ниже приведено краткое описание сущности этого метода.

Метод натуральных (без пересчета на коэффициенты, параметры или характеристики) петрохимических диаграмм исходит из того, что изверженные горные породы представляют собой природные объекты, состав которых может закономерно меняться, но в известных пределах. Поэтому изменение количества любого из химических элементов, участвующих в образовании породобразующих минералов, приводит к вполне определенным изменениям содержания других элементов и, естественно, к изменению минералогического состава пород.

Принцип построения диаграмм прост и достаточно хорошо виден на рис. 2. По вертикальной оси откладывается атомное количество кремния, влево — сумма атомных количеств Са и Mg, вправо — Na и K. Из полученных таким образом точек строятся векторы. В горизонтальном направлении строится вектор, указывающий на величину преобладания того или иного компонента, входящего в данную сумму. Так, в левой части диаграммы из полученной точки влево откладывается вектор преобладания Са над Mg,

а вправо — Mg над Са, причем величина вектора равна разности атомных количеств этих компонентов и откладывается в масштабе, принятом для данной диаграммы. Здесь же откладывается вертикальный вектор, обозначающий сумму атомных количеств Fe'' и Fe'''. Направление его вверх показывает, что сумма атомных количеств железа больше суммы атомных количеств Са и Mg, а направление вниз — наоборот. Таким образом, получаются два вектора из одной точки, которые можно заменить одним результирующим. Последний, если необходимо, можно разделить черточкой пропорционально окисленному и закисленному железу.

Так же строят и правую часть диаграммы. Из точки, обозначающей сумму щелочей, влево откладывается горизонтальный вектор преобладания Na над K, вправо — K над Na. Вертикальный же вектор показывает величину преобладания атомного количества алюминия над суммой атомных количеств щелочей, если он направлен вниз, и, наоборот, преобладание щелочей над алюминием, если он направлен вверх. Полученные два вектора (горизонтальный и вертикальный) заменяют одним результирующим. Для удобства пользования диаграммой и последующего ее анализа вводится обозначение осей.

За ведущий компонент при построении диаграмм принят кремний, по отношению к которому устанавливается зависимость остальных составляющих изверженных пород. Подобный выбор построения основан на том, что подавляющая часть породобразующих минералов магматических пород относится к силикатам (более 90%). Классификационные признаки первого порядка, кроме насыщенности пород кремнеземом, включают щелочность, известковистость и магнезиальность, определяющие положение начальных точек. Векторы и их положение на плоскости относятся уже к классификационным признакам второго порядка, отражающим железистость пород, отношение железистости к сумме Са и Mg, со-

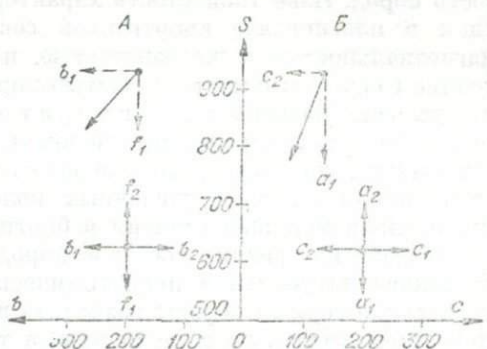


Рис. 2. Схема построения натуральной петрохимической диаграммы (символы обозначают атомные количества). A — меланократовая часть диаграммы:  $S=Si$ ,  $b=Ca+Mg$ ,  $b_1=Ca-Mg$  при  $Ca>Mg$ ,  $b_2=Mg-Ca$  при  $Mg>Ca$ ,  $f=Fe''+Fe'''$ ,  $f_1=f$  при  $b>f$ ,  $f_2=f$  при  $b<f$ ; B — лейкократовая часть диаграммы:  $c=Na+K$ ,  $c_1=K-Na$  при  $K>Na$ ,  $c_2=Na-K$  при  $Na>K$ ,  $a=Al$ ,  $a_1=a-c$  при  $a>c$ ,  $a_2=c-a$  при  $c>a$ .

отношение между Mg и Ca, а также щелочами, отношение к щелочам глинозема. Поворот вектора вверх в правой части диаграммы, т. е. появление величины  $a_2$ , указывает, что данная порода относится к агнаитовому ряду.

Левая часть диаграммы отражает известковистость и меланократовость пород. Известковистость характеризуется главным образом содержанием в плагиоклазе анортитовой составляющей, а меланократовость — магнезиальностью и железистостью, ибо магний и окисное железо почти целиком связаны с цветной частью породы. Поэтому левая часть диаграммы условно названа меланократовой, а правая — лейкократовой, ибо в ней отражается щелочность пород главным образом за счет содержания щелочей в лейкократовых минералах — альбитовой составляющей плагиоклазов, щелочных полевых шпатах, фельдшпатах и в значительно меньшей степени в биотите, эгирине и в других минералах.

Обработка средних составов пород по Дэли и Ноккольдсу (рис. 3, 4) на основе натуральной петрохимической диаграммы позволила все магматические горные породы разделить на три серии: известково-щелочную, щелочно-известковую и щелочную, а также выделить группы пород: граниты кудунского комплекса, которые, в свою очередь, имеют эрутивные ким образом, натуральная петрохимическая диаграмма может служить основой для химической классификации магматических горных пород, что особенно важно для эффузивов (рис. 6). Следует отметить, что на приводимых диаграммах (см. рис. 5, 6) выделены лишь обобщенные группы пород, которые в дальнейшем могут быть уточнены.

Безусловно, различные геологические условия формирования пород в какой-то степени сказываются на их минеральном составе, поэтому в некоторых случаях породы, близкие по химическому составу, могут отличаться по минералогическому (явление гетероморфизма), относиться к различным сериям или группам, особенно в тех случаях, когда по химическому составу порода является переходной от одной серии к другой. На диаграммах показано частичное наложение одной серии на другую, так же как наложение соседних групп пород. Кроме явления гетероморфизма подобное наложение вызвано еще тем, что между соседними сериями и группами пород существуют постепенные переходы, а потому разделение таких переходных или промежуточных пород на определенные серии или группы всегда в какой-то степени условно.

Натуральные петрохимические диаграммы могут использоваться как для целей химической классификации магматических пород, так и для сопоставления и изучения естественных ассоциаций пород, для выявления их аналогий или различия по химическому составу. Вместе с тем, имея построенные по той же методике диаграммы состава минералов изверженных пород и диаграммы их колебания (рис. 7), можно уже в каждом конкретном случае судить о присутствии тех или иных минералов, вызывающих отклонение химического состава породы от среднего или сопоставляемого. На той же диаграмме видны непостоянство и пределы колебания состава силикатных минералов в зависимости от типа тех изверженных пород, в которых они присутствуют.

В петрохимии, как и в любой науке, методы исследования должны быть достаточно разнообразны, чтобы соответствовать каждому конкретному случаю, т. е. не может быть универсальной системы пересчетов или графических изображений, отвечающих многообразию случаев, встречающихся при изучении химизма магматических горных пород. Поэтому метод натуральных диаграмм не может заменять другие методы петрохимических построений, он может только дополнить их, ибо для разных петрохимических целей следует применять и разные методы. Для дан-

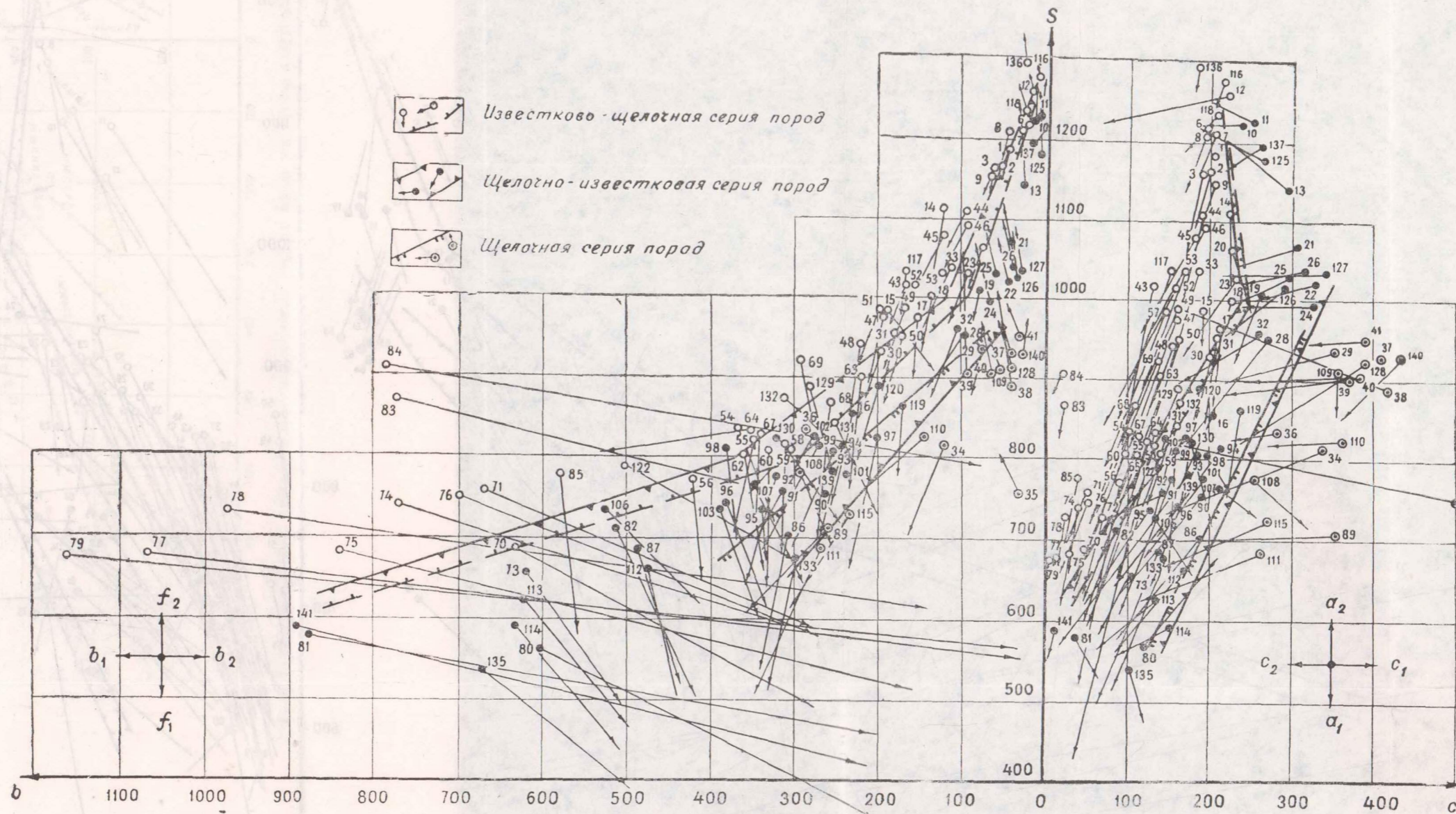


Рис. 3. Natural petrochemical diagram of some average compositions of volcanic rocks by Dali. The numbers of points correspond to the numbers given in the manual by S. D. Chetverikov (1956).

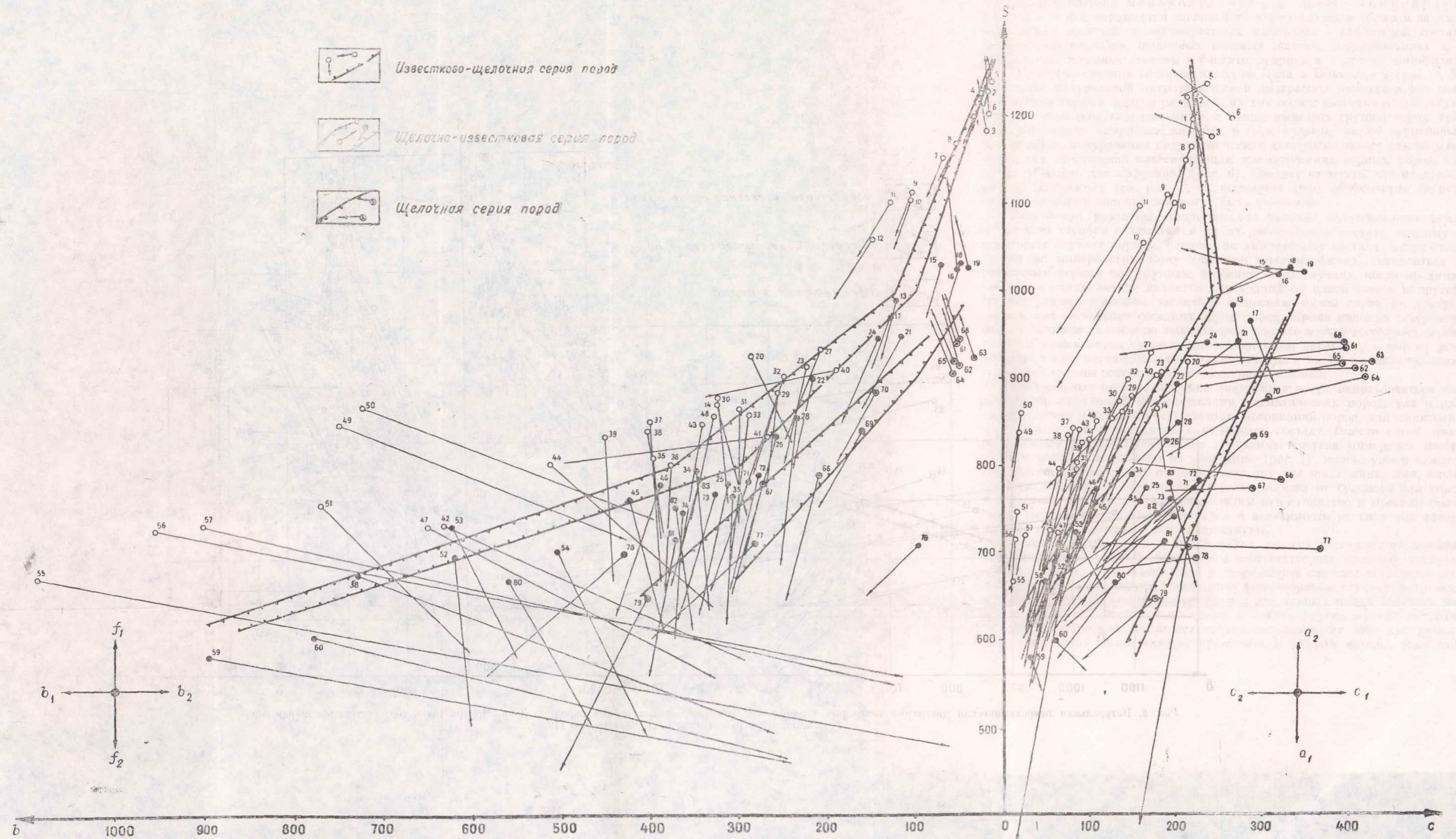


Рис. 4. Natural petrochemical diagram of the average composition of volcanic rocks according to Nockolds. Numbers of points correspond to numbers of rocks, given in the reference by V. F. Morokvina (1964).

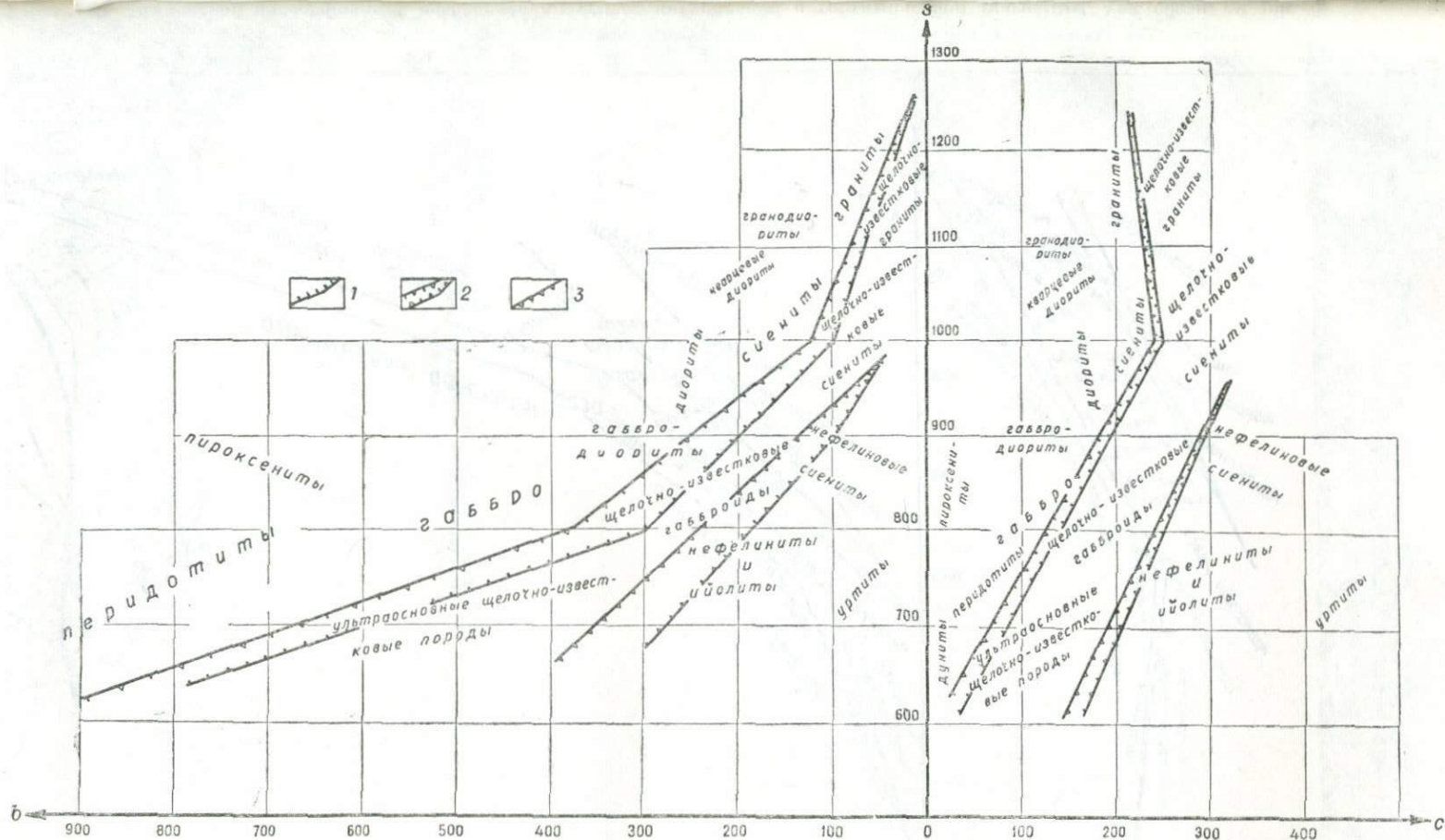
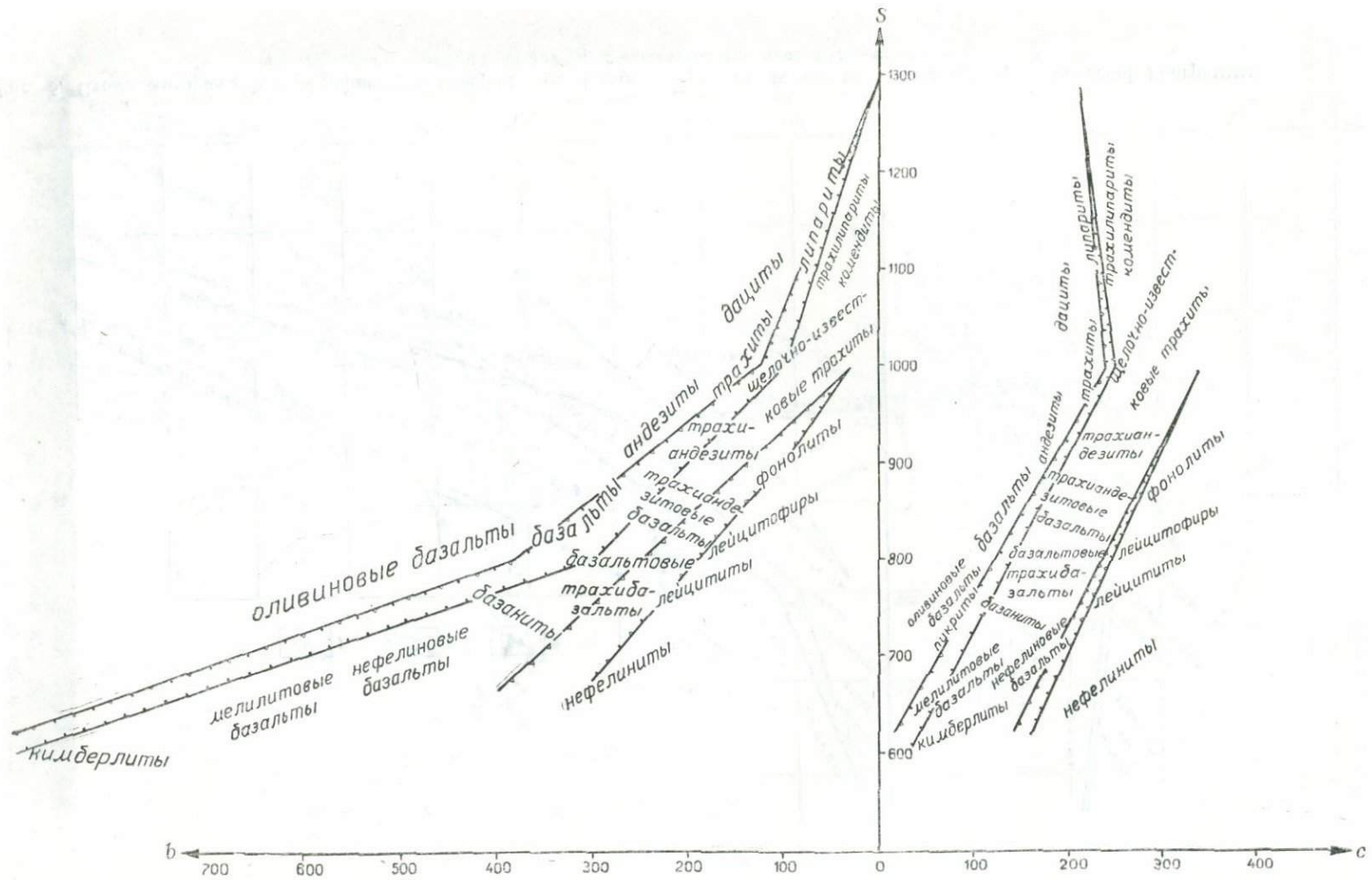


Рис. 5. Схема химической классификации изверженных горных пород на основе натуральной петрохимической диаграммы.  
 Серия пород: 1 — известково-щелочная; 2 — щелочно-известковая; 3 — щелочная.



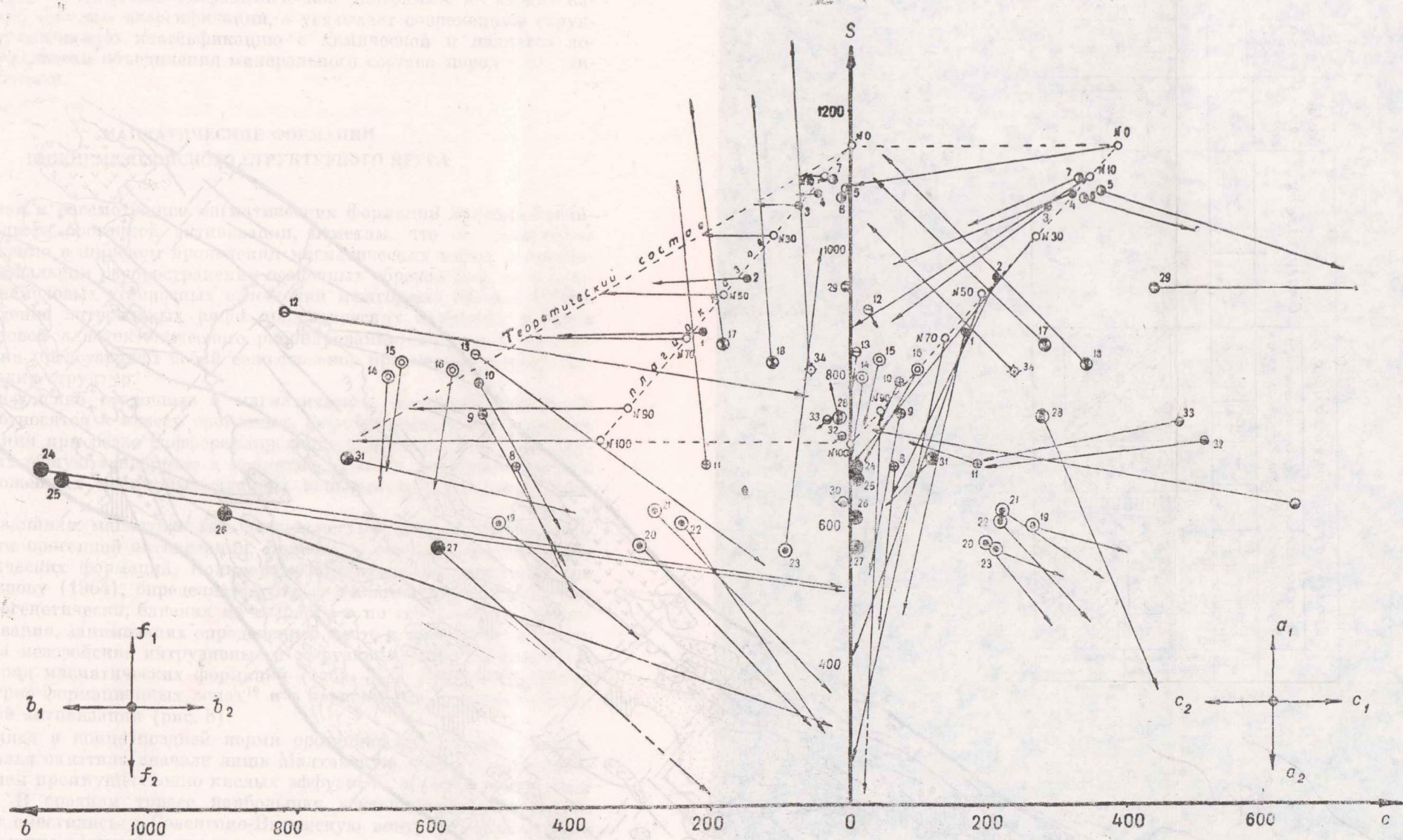


Рис. 7. Natural petrochemical diagram, reflecting the variation of compositions of main rock-forming minerals of volcanic rocks (composition of minerals according to Chirvin, 1953).

- 1 — plagioclase from gabbro-norite rocks; 2 — plagioclase from andesites; 3 — plagioclase from sienites; 4 — plagioclase from granites; 5 — orthoclase theoretical; 6 — orthoclase from sienites; 7 — anorthoclase from effusives; 8 — hornblende from basalts; 9 — hornblende from diorites; 10 — hornblende from sienites; 11 — hornblende from nepheline sienites; 12 — rhombic pyroxene from ultrabasic rocks; 13 — rhombic pyroxene from trachites and andesites; 14 — augite from basalts; 15 — augite from sienites and diorites; 16 — monoclinic pyroxene from essekites; 17 — alkaline pyroxene from alkaline sienites and granites; 18 — alkaline pyroxene from nepheline sienites; 19 — biotite from peridotites; 20 — biotite from gabbro; 21 — biotite from sienites and monzonites; 22 — biotite from granites; 23 — biotite from nepheline sienites; 24 — olivine from basalts; 25 — olivine from peridotite rocks; 26 — olivine from picrites and limburgites; 27 — olivine from gabbro and norites; 28 — muscovite; 29 — leucite; 30 — sodalite; 31 — melilite; 32 — nepheline from shonkinite; 33 — nepheline from nepheline; 34 — ribekite.

Тип геотектонического развития	Время	Формации	
Седловое развитие	Н	12	
	Рg		
Стабилизация	Cr <sub>2</sub>		
	Cr <sub>1</sub>	9, 10, 11	
Орогенная активизация	Верхнемезозойский структурный ярус	У <sub>3</sub>	10
		У <sub>2</sub>	6, 7, 8
	Раннемезозойский структурный ярус	У <sub>1</sub>	5
		Т <sub>3</sub>	3, 4
	Т <sub>2</sub>	2	
	Т <sub>1</sub>	1	
	Р <sub>2</sub>	Селенгино-Витимская зона, Малханская зона	

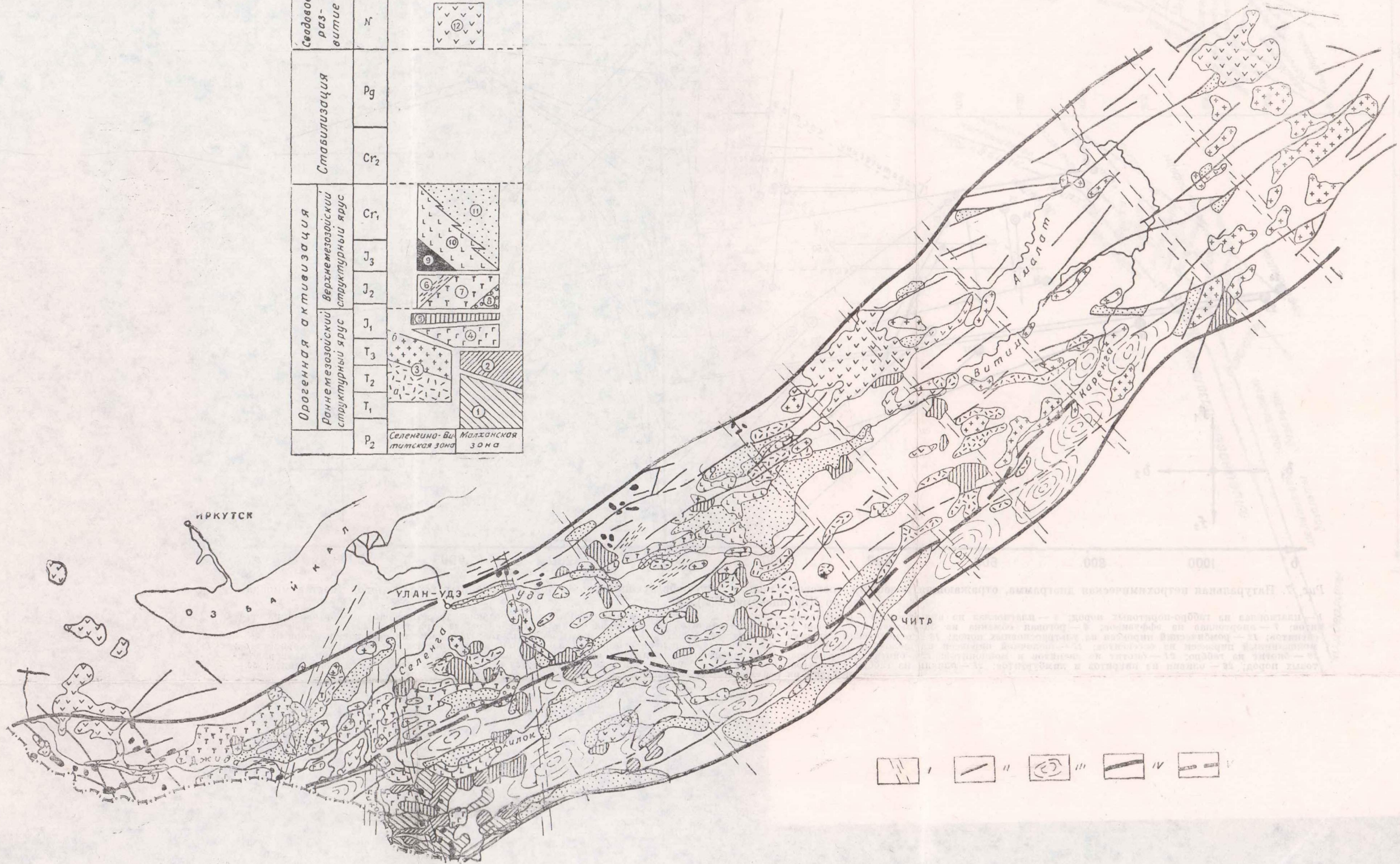


Рис. 8. Карта мезозойских формаций Западно-Забайкальской области орогенной активизации.

1 — поперечные зоны разломов; II — разломы; III — гранито-гнейсовые купола; IV — граница области орогенной активизации; V — граница структурно-формационных зон. Формации: 1 — тамирская контрастная базальт-диоритовая; 2 — бичурская габбро-диорит-гранитная; 3 — селенгино-витимская субщелочная вулканоплутоническая пестрого состава (а — вулканогенный комплекс, б — интрузивный комплекс); 4 — боргойская трахибазальтовая; 5 — малокуналейская щелочная гранитоидная; 6 — бажигирская малых интрузий; 7 — ичетуйская трахибазальтовая; 8 — березовская молассовая; 9 — гуджирская рудоносных гранитов; 10 — верхнемезозойская трахибазальтовая; 11 — гусиноозерская угленосно-молассовая; 12 — кайнозойская трахибазальтовая.

ной же работы, когда необходимо показать принадлежность пород к определенным сериям (известково-щелочная, щелочно-известковая и щелочная) и группам, метод натуральных петрохимических диаграмм более чем другие методы отвечает существу поставленной цели. Здесь наглядно виден набор пород, слагающих данную формацию, соответствие ее формационному типу и петрохимические особенности всех пород.

Предложенная схема химической классификации изверженных горных пород на основе натуральной петрохимической диаграммы не вводит какой-либо новой системы классификации, а увязывает современную структурно-минералогическую классификацию с химической и является логическим результатом объединения минерального состава пород с их химическим составом.

### МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ НИЖНЕМЕЗОЗОЙСКОГО СТРУКТУРНОГО ЯРУСА

Приступая к рассмотрению магматических формаций Западно-Забайкальской области орогенной активизации, отметим, что ее своеобразие нашло отражение в широком проявлении магматических пород, в несравнимо более локальном распространении осадочных образований, за исключением нижнемеловых угленосных отложений межгорных впадин. Поэтому сопоставление латеральных рядов магматических формаций мезозоя является основой для тектонического районирования, ибо в данном случае только они представляют собой вещественное проявление формирования мезозойских структур.

Все мезозойские осадочные и магматические формации Западного Забайкалья относятся к классу орогенных, сформировавшихся в условиях горообразования при резко дифференцированных движениях, в ряде случаев имевших общую тенденцию к поднятию. Только отдельные участки (в виде наложенных межгорных впадин) испытывали нисходящие движения.

Многостадийная магматическая деятельность, сопровождавшая развитие области орогенной активизации, привела к образованию целой серии магматических формаций. Конкретная магматическая формация, по Ю. А. Кузнецову (1964), определяется как ассоциация пород, тесно связанных парагенетически, близких по возрасту и по геологической обстановке образования, занимающих определенное место в пространстве и времени. Отсюда мезозойские интрузивные и эффузивные образования объединяются в ряд магматических формаций (табл. 3) с учетом положения их в структурно-формационных зонах<sup>19</sup> и в зависимости от этапов развития орогенной активизации (рис. 8).

Начавшаяся в конце поздней перми орогенная активизация Западного Забайкалья охватила вначале лишь Малханскую зону и сопровождалась излиянием преимущественно кислых эффузивов, а также внедрением гранитоидов. В среднем триасе наибольшая тектоническая активность и магматизм сместились в Селенгино-Витимскую зону, где происходило массовое излияние эффузивов и внедрение гранитоидов. С конца позднего триаса синхронные магматические формации проникают как в Селен-

<sup>19</sup> Структурно-формационные зоны, в понимании автора, представляют собой отдельные участки земной коры в пределах геосинклинальной области или области орогенной активизации, отличающихся от соседних комплексами осадочных и магматических формаций (формационными рядами), отражающими ход, последовательность и продолжительность их тектонического развития.

## Магматические формации Западно-Забайкальской области орогенной активизации

	Селенгино-Витимская зона	Малханская зона
	<i>Сквозные магматические формации</i>	
Вернемезозойский структурный ярус ( $J_3^3 - Cr_1$ )	Верхнемезозойская трахибазальтовая формация ( $J_3 - Cr_1$ )	
	Гудкирская формация рудоносных гранитов ( $J_3$ )	
	Ичетуйская трахибазальтовая формация ( $J_1^3 - J_3^1$ )	
	Бажигирская формация малых интрузий ( $J_1^3 - J_2$ )	
Нижнемезозойский структурный ярус ( $T_2 - J_1^2$ )	Малокуналейская щелочная гранитоидная формация ( $J_1^2$ )	
	Боргойская трахибазальтовая формация ( $T_3 - J_1^1$ )	
	Селенгино-витимская субщелочная вулканоплутоническая формация «пестрого» состава ( $T_{2+3}$ )	Бичурская габбро-диорит-гранитная формация ( $T_2$ ) Тамирская контрастная базальт-липаритовая формация ( $P_2 - T_2$ )

гино-Витимскую, так и в Малханскую зону, т. е. имеют сквозное распространение по всей области орогенной активизации.

## Магматические формации Малханской зоны

Магматические формации, связанные с раннемезозойским этапом развития Малханской зоны, представлены тамирской контрастной базальт-липаритовой и бичурской габбро-диорит-гранитной формациями.

Тамирская контрастная базальт-липаритовая формация. Орогенная активизация Малханской структурно-формационной зоны началась дифференцированными движениями и излиянием кислых и в меньшей степени основных эффузивов алентуйской ( $P_2 - T_1$ ) и тамирской ( $T_{1-2}$ ) вулканогенных свит, сопровождавшихся мелкими субвулканическими телами. Формация сложена преимущественно кислыми породами, и только около 10% объема эффузивов представлено разностями основного состава.

Алентуйская свита пользуется весьма ограниченным развитием по р. Хилок в районе дер. Алентуй, слагая небольшие блоки, зажатые среди гранитоидов. По данным В. П. Сапожникова и В. И. Сизых (1963), разрез свиты по р. Алентуй следующий (снизу):

	Мощность, м
1. Фельзит-порфиры, кварцевые порфиры	100
2. Туфы крупнообломочные, туфоалевролиты	30—50
3. Кератофиры	30
4. Туфы крупнообломочные	50
5. Фельзит-порфиры, кварцевые порфиры	30—50
6. Туфы крупнообломочные, туфоалевролиты	10—20
7. Кварцевые порфиры, фельзит-порфиры	75
8. Туфы крупнообломочные и туфоалевролиты	15—20
9. Фельзит-порфиры, кварцевые порфиры	60—70
10. Туфы крупнообломочные и туфоалевролиты	15—20
11. Фельзит-порфиры, кварцевые порфиры	50—70
12. Андезитовые порфириты и их туфы	100
Общая мощность	565—655

Тамирская вулканогенная свита распространена значительно шире, чем ален-туйская, и слагает большие поля в западной части Малханского хребта в пределах Бичурской, Тамирской и Кударинской грив. Общая площадь, занимаемая вулканогенными образованиями тамирской свиты, около 1500 км<sup>2</sup>. Свита содержит преимущественно туфы кислых эффузивов (рис. 9). В разрезе по р. Тамир, например, туфы фельзитов составляют 40%, кварцевых порфиров — 10, а трахитов — около 7%; в разрезе тамирской свиты по р. Ара-Киреть туфы фельзитов — 60%, а туфы трахитов — около 30%. Кислые эффузивы согласно залегают в виде неправильных тел среди пирокластических образований и имеют мощность от 5—10 до 350—400 м. Среди них чаще встречаются фельзиты и кварцевые порфиры и очень редко трахиты.

По крупности обломочно-го материала среди пирокластов выделяются агломератовые туфы, состоящие из несортированных вулканических обломков различного размера — от 1 до 10 см, гравийные и псаммитовые туфы, а также пелловые. По составу туфы преимущественно кристаллолитокластические или кристаллокластические, редко кристалловитрофировые туфы фельзитов, меньше кварцевых порфиров и еще меньше трахитов. Встречаются туфы смешанного состава, в которых присутствует обломочный материал перечисленных выше эффузивов, а иногда и обломки базальтоидов. Как правило, туфы преобразованы, причем изменения прежде

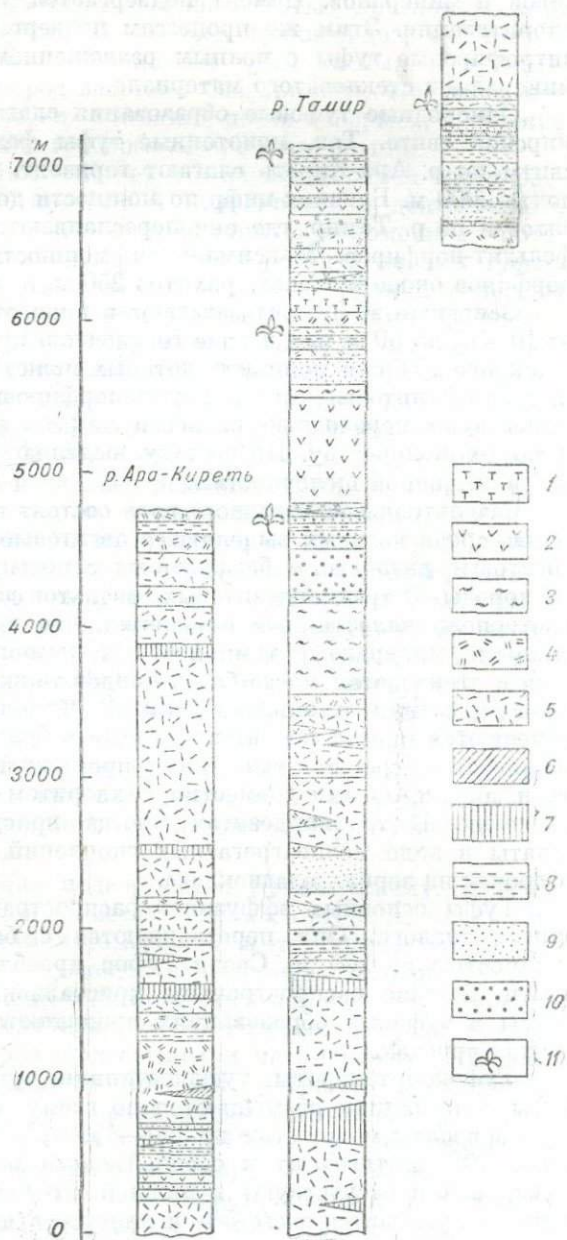


Рис. 9. Стратиграфические колонки тамирской свиты. Составили Ю. В. Комаров, А. И. Киселев, 1963, 1965 гг.

- 1 — трахиандезиты; 2 — базальты и трахибазальты;
- 3 — туфы кварцевых порфиров; 4 — туфы ортофиров;
- 5 — туфы фельзитов; 6 — ортофиры; 7 — фельзиты;
- 8 — алевриты; 9 — песчаники и туфопесчаники;
- 10 — конгломераты; 11 — места сборов остатков ископаемой флоры.

всего проявляются в их цементе и почти не затрагивают обломков эффузивов и минералов. Цемент подвергается разложению, серицитизации и хлоритизации. Этим же процессам подвергаются пепловые и кристалло-витрофировые туфы с полным разложением и замещением вторичными минералами стекловатого материала.

Однородные туфовые образования слагают мощные горизонты в тамирской свите. Так, монотонные туфы фельзитов в разрезе тамирской свиты по р. Ара-Киреть слагают горизонт, мощность которого достигает почти 2000 м. Близких цифр по мощности достигает горизонт туфов фельзитов и по р. Тамыр, где они переслаиваются с излияниями фельзитов и фельзит-порфиров. Максимальная мощность пластов туфов кварцевых порфиров около 600 м, а трахитов 250 м.

Основные эффузивы залегают в виде отдельных потоков мощностью от 10—15 до 50 м или в виде горизонтов, представляющих серию потоков и покровов, общая мощность которых может достигать 700 м. Наблюдаются как афанитовые, так и крупнопорфировые породы, между которыми существуют переходные разности как по размерам вкрапленников, так и по их количеству. По составу выделяются породы нормального ряда и с повышенной щелочностью.

Базальтоиды нормального ряда состоят из пород от базальтов до андезитов, среди которых выделяются авгитовые, роговообманковые и оливнин-авгитовые разности, а базальтоиды с повышенной щелочностью включают породы от трахиандезитовых базальтов до трахиандезитов. Все породы претерпели палеотипные изменения, что проявляется в замещении вторичными минералами темновесных компонентов. Основная тонкозернистая и стекловатая масса базальтоидов также подвергается хлоритизации, серицитизации и эпидотизации. В щелочно-известковых базальтоидах отмечаются иногда цеолиты, которые в большинстве случаев в виде ксеноморфных агрегатов выполняют промежутки между зернами плагноклаза и нироксена или совместно с хлоритом — мелкие (не более 0,3 мм) пустотки. В трахиандезитах иногда присутствуют щелочные полевые шпаты в виде мелкоагрегатных скоплений отдельных зерен или тонких оторочек на зернах плагноклаза.

Туфы основных эффузивов распространены меньше, чем их излившиеся аналоги. Они переслаиваются с базальтоидами, слагая пласты мощностью до 200 м. Среди туфов преобладают литокластические разности, меньше распространены кристаллокластические. Вторичные процессы в туфовых образованиях проявляются интенсивнее, чем в излившихся породах.

Туфоконгломераты, туфонесчанки, туфосланцы, а также конгломераты и песчанки размещаются по всему разрезу тамирской свиты, слагая горизонты мощностью до 350—450 м. В тамирском разрезе они составляют 19% и тяготеют к средней части разреза, менее распространены в верхней и отсутствуют в нижней его части; по р. Ара-Киреть на эти породы приходится всего 5% и присутствуют они во всех частях разреза. Отмечается несколько периодов нормального осадконакопления, фиксирующих перерывы или, во всяком случае, существенное уменьшение вулканической деятельности. Первый из таких перерывов устанавливается внутри нижней трети разреза (см. рис. 9). Здесь осадочные породы налегают на туфы фельзитов и перекрываются ими же, т. е. возобновление вулканической деятельности после отложения данного горизонта гравелистых и песчаников не сопровождалось изменением состава вулканических продуктов. Тем не менее на водоразделе пади Новый Кундуй и долины р. Шазаги на этих осадочных отложениях залегают маломощные и не повсеместно наблюдаемые потоки базальтоидов.

Следующий горизонт осадочных пород мощностью около 300 м, сложенный гравелитами, песчаниками, а большей частью конгломератами, в которых спорадически присутствует галька гранитоидов, залегает в основании средней трети разреза, перекрывая туфы кислых эффузивов. Выше этой пачки осадочных пород залегают базальтоиды, что указывает на изменение состава вулканических излияний после перерыва, в течение которого происходило накопление грубообломочных отложений.

Пачка осадочных отложений залегает и в начале верхней трети разреза. Она фиксирует местный перерыв в вулканической деятельности, возобновление которой привело вначале к излиянию маломощных потоков базальтов, а затем к накоплению мощного горизонта кислых туфов.

К тамирской контрастной базальт-липаритовой формации отнесены и субвулканические образования, представленные фельзитами, кварцевыми порфирами, гранофирами, микрогранитами, мелко- и неравномернозернистыми гранитами. Породы эти слагают дайки или мелкие штоки среди вулканогенных образований тамирской свиты. Перечисленные разновидности представляют собой плотные афонитовые или порфировые породы с фельзитовой основной массой. Петрохимически породы эти отличаются от эффузивных аналогов своей несколько повышенной щелочностью. Гранофировые граниты образуют только мелкие штокообразные массивы. Одно тело таких гранитов отмечено на стрелке рек Кудары и Убур-Кирети. Сложено оно породами гранитного состава с весьма невыдержанным текстурным рисунком. Главную массу пород представляют фельзиты и микрограниты, различающиеся лишь относительной крупностью зерна. К микрогранитам тесно примыкают мелкозернистые граниты, в свою очередь переходящие в неравномернозернистые разновидности, текстурный рисунок которых крайне невыдержан. На протяжении нескольких сантиметров граниты постепенно переходят в мелкозернистые или, наоборот, в крупнозернистые, иногда пегматоидного облика. Наличие такого «пестрого» текстурного рисунка с постепенными переходами от одной петрографической разновидности к другой вполне подтверждает субвулканические условия становления данного тела.

Породы тамирской формации подвергаются метаморфизму. Прежде всего следует отметить контактовый метаморфизм со стороны бичурских гранитоидных интрузий и динамометаморфизм в тектонических зонах. Последний проявляется только в узлокальных зонах вблизи крупных дизъюнктивных нарушений. Динамометаморфизм вызывает появление по вулканитам метаморфических сланцев, состав которых зависит прежде всего от первичного состава пород, подвергшихся метаморфизму. По кислым вулканитам образуются кварц-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые, а по основным — хлоритовые, кварц-эпидот-хлоритовые и другие метаморфические сланцы. Одна из зон метаморфизма прослеживается от дер. Семеновки на запад по левобережью р. Кудары до р. Чикой.

Контактовый метаморфизм ведет к раскристаллизации туфогенных пород. Отмечаются случаи ассимиляции вулканитов гранитоидами. При ассимиляции основных вулканитов возникают серии гибридных пород — от габбро-диоритов до гранодиоритов. В тех случаях, когда имеет место наложение контактового метаморфизма и метасоматоза, наблюдается диоритизация и гранитизация вмещающих вулканитов.

Петрохимическая характеристика тамирской контрастной базальт-липаритовой формации сводится к следующему. Все эффузивы, за небольшим исключением, относятся к породам нормального известково-щелочного ряда с преобладанием натрия над калием. Общее свойство почти всех эффузивов — обеднение их известью и магнезией, что придает им более лейкократовый облик по сравнению с типичными среднемировыми показателями. Следствием этого является смещение точек вправо в левой

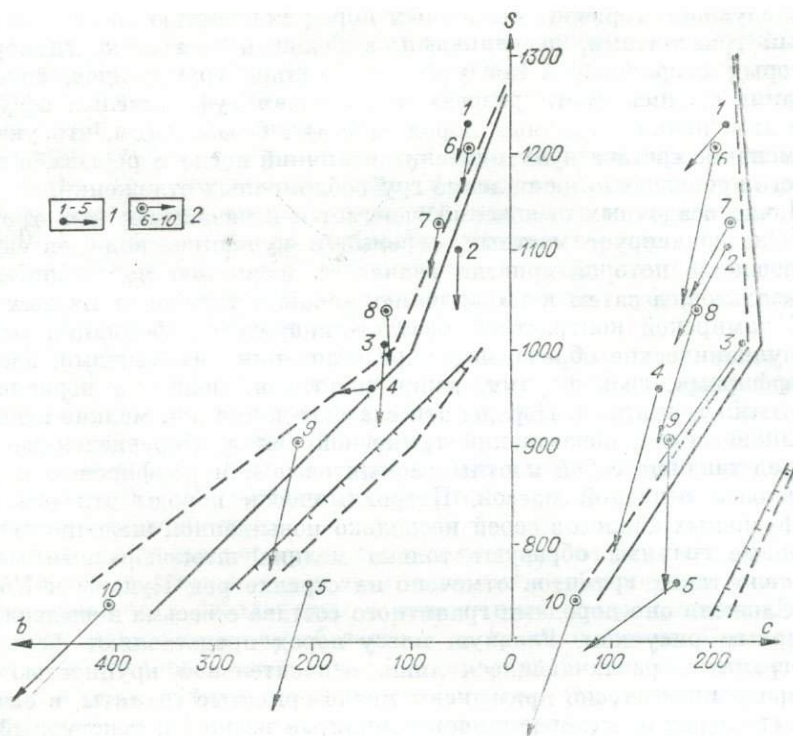


Рис. 10. Naturalная петрохимическая диаграмма формаций.  
 1 — тамирская контрастная базальт-липаритовая; 2 — бичурская габбро-диорит-гранитная.

части диаграммы (рис. 10)<sup>20</sup>. Породы щелочно-известковой серии среди эффузивов тамирской формации играют весьма ничтожную роль и представлены лишь трахиандезитовыми базальтами. Эффузивы основного и среднего состава известково-щелочной серии имеют базальтовый, андезит-базальтовый и андезитовый составы. Весьма существенным петрохимическим свойством основных эффузивов является преобладание в меланократовой части диаграммы  $b_1$  над  $b_2$ , что указывает на относительно малое количество магнезии. Поэтому среди основных эффузивов широко распространены безоливиновые базальты, и только в единичных случаях отмечается присутствие оливина в незначительном количестве.

Для эффузивов кислого состава намечается единый ряд — от полевошпатовых порфиров через кварцосодержащие порфиры до фельзитов. Они характеризуются лейкократовым обликом и малой величиной плагиоклазовой составляющей, что приводит в левой части диаграммы к смещению фигуративного ряда точек правее вариационной линии раздела известково-щелочных и щелочно-известковых серий. К тому же постоянное преобладание  $c_2$  над  $c_1$  указывает на присутствие среди ортофиоров и фельзитов незначительного количества кислых плагиоклазов альбитового или альбит-олигоклазового состава. Подтверждается это и весьма малой известковой составляющей в левой части диаграммы.

Бичурская габбро-диорит-гранитная формация. Излияние эффузивов тамирской формации, ознаменовавшей начало орогенной активизации Малханской зоны, сменилось внедрением широкой гаммы

<sup>20</sup> Номера точек на петрохимических диаграммах главы II соответствуют номерам химических анализов в приложении.

интрузивных пород, объединяемых в бичурский интрузивный комплекс. Этот комплекс не связан ни с более ранними кислыми эффузивами тамирской свиты, ни с более поздними трахитобазальтами унгуркуйской свиты, а потому выделяется нами в самостоятельную бичурскую габбро-диорит-гранитную формацию.

Наиболее широко бичурская габбро-диорит-гранитная формация распространена в западной части Малханской зоны в пределах Заганского, Малханского и Безымянного хребтов. Далее к востоку породы бичурской формации выделяются условно, ибо здесь отсутствуют нижнемезозойские вулканогенные образования, только при сопоставлении с которыми возможно достоверно установить рассматриваемые интрузии. Поэтому истинное развитие бичурских интрузий и занимаемая ими площадь определены еще недостаточно. Лишь в западной части Малханской зоны бичурские интрузии занимают площадь около 2000 км<sup>2</sup>. Внедрение интрузивных образований бичурского комплекса происходило в две фазы.

Интрузивные образования первой фазы представлены габбро, габбро-диоритами, диоритами и гранодиоритами. Породы эти слагают тела площадью от долей квадратного километра до 90—100 км<sup>2</sup>. Более крупные массивы имеют вытянутую в северо-восточном или субширотном направлении изометричную форму. Они встречаются в западной части Малханской зоны, где район их развития строго ограничен лишь юго-восточным склоном Малханского хребта на междуречье Чикоя и Кудары. Только небольшие единичные массивы габброидов и диоритов известны севернее р. Кудары. Формирование основных и средних интрузий бичурской формации к югу от Кудары объясняется тем, что в этом районе по долине Кудары проходит крупное тектоническое нарушение, расчленяющее Малханскую зону на два блока. Раннемезозойский магматизм этих блоков не идентичен. Так, в юго-восточном блоке (междуречье Чикоя и Кудары) повсеместно выражен основной и средний интрузивный магматизм, широкое развитие получили процессы метаморфизма. В северо-западном блоке (междуречье Хилка и Кудары) основной магматизм и процессы метаморфизма проявляются весьма ограниченно, хотя гранитоиды бичурской формации представлены также широко.

Среди габброидов преобладают роговообманковые разновидности с содержанием роговой обманки до 60%. Породы обычно имеют крупнозернистое сложение с резко индивидуализированными зернами темной роговой обманки и светлого плагиоклаза. Под микроскопом они имеют габбровую структуру, а из темноцветов, кроме роговой обманки, содержат монаклиновый пироксен. Количество роговой обманки может колебаться в широких пределах, уменьшаясь до 20—25%. Такие габбро обладают более светлой окраской; плагиоклаз в них имеет ярко выраженный идиоморфизм по отношению к темноцветам. Габбро иногда постепенно переходит в габбро-диорит, в котором темноцветы представлены роговой обманкой и авгитом (до 30%).

Диориты хотя и часто встречаются среди пород бичурской формации, но не образуют значительных массивов. Они, как правило, меланократовые, с большим содержанием роговой обманки, количество которой достигает в отдельных случаях 60%, а обычно 25—40%.

Гранодиориты в противоположность диоритам слагают массивы площадью в десятки квадратных километров. Среди них выделяются две генетические разновидности: одна — типичная интрузивная, имеющая эруптивные контакты с вмещающими толщами, вторая — гибридная, возникшая в результате ассимиляции гранитоидами вмещающих основных эффузивов. Гранодиориты состоят из олигоклаза (до 50%), калиевого полевого шпата, роговой обманки. В отличие от диоритов в них появляется биотит

и кварц. Количество последнего может достигать 10—12%. В гранодиоритах больше и аксессуарных минералов — апатита, сфена, циркона, магнетита, гематита.

Вторая фаза бичурского комплекса сложена гранитоидами, которые встречаются значительно чаще, чем породы первой фазы. Гранитоиды образуют неправильные или изометричные, вытянутые в широтном направлении тела площадью до 150 км<sup>2</sup>. Среди них резко преобладают граниты, меньшую роль играют граноспелиты. В некоторых массивах они встречаются вместе, образуя постепенные переходы от одной разновидности к другой. По составу среди гранитов выделяются роговообманковые и биотит-роговообманковые, редко встречаются биотитовые и лейкократовые разновидности. Содержание главных породообразующих минералов колеблется в широком диапазоне. Так, плагиоклаз (олигоклаз и альбит) присутствует в количестве 10—50%, калиевый полевой шпат — 20—50, кварц — 5—35, роговая обманка — 2—15, биотит — до 8%. Породы большей частью крупнозернистые, иногда порфириовидные, с выделениями калиевого полевого шпата размером в 2—3 см; встречаются также среднезернистые, неравномернозернистые и мелкозернистые.

Большое многообразие петрографических разновидностей, встречающихся как в разных массивах, так и в одном массиве, уже указывает на то, что гранитоиды бичурской формации не могут относиться к батолитовым интрузиям и что формирование их происходило в пределах мезозоны. Наличие небольших массивов и штоков гранитов показывает, что часть их, по-видимому, проникла даже в эпизону. Для таких гранитоидов характерны мелкозернистое строение, гранофировые структуры, слабое контактное воздействие на вмещающие породы.

Дайковые образования сопровождают внедрение пород первой и второй фаз. Общим для них является пространственное тяготение к материнским интрузиям, вследствие чего дайки часто не выходят за их пределы. Интрузии габброидов сопровождаются дайками габбро и габбро-диоритов, а также дайками диоритового состава. С массивами гранодиоритов и гранитов ассоциируют гранодиоритовые и гранитные дайки, иногда отмечаются дайки гранит-порфиров.

Становление бичурской формации завершилось гранитами, внедрение которых сопровождалось гидротермальной деятельностью. Граниты эти преимущественно лейкократовые, мелко- и среднезернистые. Они почти всегда грейзенизированы или сопровождаются кварцевыми жилами с рудной вкрапленностью минералов железа, меди, молибдена. Грейзенизированные граниты обнаружены на правом берегу Кудары выше с. Кудара-Сомон. Размеры гранитного штока измеряются долями квадратного километра, однако туфы кислых эффузивов, окружающие граниты, подвергаются раскристаллизации с образованием пород гранитного облика, обладающих гранобластовой структурой. Вблизи контакта с гранитами такие породы почти неотличимы от гранитов массива, а с удалением в них появляются теневые структуры былых туфов в виде реликтов обломков или полосчатости, отражающей былую слоистость или флюиальность. Граниты штока грейзенизированы. Процесс грейзенизации сопровождался осветлением породы, новообразованием светлой слюды, преобразованием среднезернистых агрегатов в мелкозернистые с обогащением кварцем. Из рудных минералов появляется вкрапленность пирита.

На левобережье Кудары ниже дер. Жарниково грейзенизированные граниты встречены в ассоциации с мелко- и среднезернистыми роговообманковыми гранитами. Последние прорывают здесь кислые и основные вулканогенные образования тампирской свиты, вызывая те же контактные воздействия, которые были отмечены выше. Грейзенизированные породы

представляют собой светло-серую или светло-розовую породу, состоящую из кварца (50—60%), калиевого полевого шпата (15—25%), мусковита (15—25%) и топаза (3—5%). Здесь же присутствуют довольно многочисленные кварцевые прожилки, в которых также отмечается светлая слюда.

Ниже дер. Хутор на правом берегу Чикоя розоватые неравномернозернистые биотитовые граниты подвергаются гидротермальному изменению с замещением крупнозернистых агрегатов тонкозернистым кварц-полевошпатовым материалом с мусковитом. Здесь же отмечается альбитизация биотитовых гранитов, а все гидротермально измененные породы пиритизированы.

В этом же районе на западных склонах горы Аюя более поздние интрузивные образования бичурского комплекса представлены небольшими вытянутыми телами (протяженностью до 300 м при ширине 70—150 м) светло-розовых неравномернозернистых лейкократовых гранитов. Основная масса их мелкозернистая, часто с гранофировой структурой, на фоне которой выделяются многочисленные мелкие обособления без резких ограничений, имеющих среднезернистое строение с кучным расположением кварца. В породе встречаются мларолитовые пустоты с кристалликами кварца, пирита и чешуйками гематита.

На натуральной петрохимической диаграмме (см. рис. 10) распределение анализов вполне определенно указывает на принадлежность всех пород формации к известково-щелочному ряду, к единой габбро-диорит-гранодиорит-гранитной серии. Для всех пород характерно преобладание натрия над калием, за исключением грейзенизированных гранитов, в которых соотношение щелочей обратное. Породам среднего и основного состава свойственна общая лейкократовость, в связи с чем точки смещаются вправо в меланократовой части диаграммы. Последнее подчеркивается и поворотом вектора в этой части влево, что указывает на преобладание в породе известки над магнезией; меньшее содержание последней по сравнению со средними данными по Дэли и Ноккольдсу также вызвано меньшим содержанием в породе темноцветов, в частности малым содержанием в габбро оливина. Меньшее содержание темноцветов и, как следствие этого, смещение точек в лейкократовую сторону присуще и гранодиоритам. С другой стороны, граниты бичурского комплекса не обладают тенденцией к повышенной лейкократовости, а относятся к ряду с обычным содержанием темноцветов.

Петрохимическая диаграмма подчеркивает и еще одну особенность бичурского комплекса — отсутствие пород сиенитового состава. Это обстоятельство отмечается при полевых исследованиях и подтверждается расположением точек на диаграмме. Отсутствие сиенитов как бы «компенсировано» довольно широким развитием в формации гранодиоритов и частично диоритов. Как увидим ниже, всем остальным мезозойским магматическим формациям области орогенной активизации, наоборот, свойственно присутствие пород сиенитового состава.

### Магматические формации Селенгино-Витимской зоны

Как отмечалось выше, Западно-Забайкальская область орогенной активизации подразделяется на две структурно-формационные зоны. Раннемезозойский магматизм Малханской зоны был рассмотрен выше. Вторая структурно-формационная зона, именуемая Селенгино-Витимской, располагается севернее Малханской (см. рис. 8). Раннемезозойский магматизм ее существенно отличается от магматизма Малханской зоны, что предопределено структурным положением. Селенгино-Витимская зона наложена

на собственно, эвгеосинклиналичную зону каледонид, имеет свои особенности в тектоническом развитии, обладает большей площадью и меньшей продолжительностью раннемезозойского этапа формирования, по сравнению с Малханской зоной. Магматизм Селенгино-Витимской зоны довольно разнообразен, хотя в то же время ему явно присущи и общие черты, позволяющие объединить все эффузивные и интрузивные образования раннего мезозоя Селенгино-Витимской структурно-формационной зоны в одну конкретную магматическую формацию, которая выделяется нами как селенгино-витимская субщелочная вулканоплутоническая формация «пестрого» состава.

Селенгино-витимская субщелочная вулканоплутоническая формация «пестрого» состава состоит из вулканогенного и интрузивного комплексов. Первый представлен цаган-хунтейской вулканогенной свитой, второй — кудунским интрузивным комплексом.

Цаган-хунтейская свита распространена почти на всей территории Селенгино-Витимской зоны, от среднего течения Джиды до Витимского плоскогорья, т. е. на протяжении почти 800 км, слагая разрозненные поля, наиболее крупные из которых достигают 300—350 км<sup>2</sup>. Только в восточной части Витимского плоскогорья и на Витимо-Олекминском водоразделе вулканогенные образования присутствуют крайне редко в виде мелких изолированных полей. Цаган-хунтейская свита по набору пород представляет собой сложный вулканогенный комплекс, состоящий из излившихся, пирокластических, вулканогенно-осадочных и осадочных образований. Кроме того, интенсивная эффузивная деятельность сопровождалась формированием близповерхностных даек и мелких субвулканических тел. Среди излившихся и пирокластических пород преобладают производные кислой магмы, в то время как основные составляют не более 10% объема.

Эксплозивный характер извержения кислых лав привел к тому, что главная масса вулканитов свиты представлена туфами и туффитами. Преобладают туфы трахитов, составляющие почти половину объема свиты, меньше распространены туфы фельзитов. По размеру обломочного материала можно выделить крупно-, средне- и мелкообломочные туфы, по характеру обломков — литокластические, литокристаллокластические и кристалловитрофировые туфы. Наряду с туфами отмечаются туфолавы, которые в бассейне р. Уды слагают горизонты мощностью до 50 м. Они имеют флюидальную текстуру с расплюснутыми и разлинзованными обломками пород.

Излившиеся аналоги этих туфов, а именно трахиты, фельзиты, фельзит-порфиры и кварцевые порфиры, в объемном отношении распространены много меньше, чем их пирокласты. Из перечисленных пород только трахиты встречаются повсеместно и по всему разрезу свиты, причем они более многочисленны в нижней части разреза. Фельзиты, фельзит-порфиры также отмечаются по всему разрезу, хотя и реже, причем преобладают в верхах свиты.

В распределении основных и средних эффузивов отмечается лишь самая общая закономерность, выражающаяся в том, что они появляются только в восточной части района, т. е. в верхнем течении Хилка и Уды, где встречаются в виде редких потоков в разных частях разреза, но чаще в его низах.

Вулканогенно-осадочные породы довольно широко распространены в составе свиты. Среди этой группы пород большая часть объема падает на туфокогломераты, которые присутствуют во всех частях разреза, слагая в отдельных случаях горизонты мощностью до 300 м. Таковы горизонты туфокогломератов в хребтах Тора, Хухайта, в гольцах Худун-Саган

и Бадата. Туфопесчаники и туфосланцы слагают пласты мощностью не более 30 м. Они наблюдаются совместно с туфоконгломератами, а также среди туфов.

Внешний облик пород цаган-хунтейской свиты весьма разнообразен. В эффузивах одной группы пород могут присутствовать как афировые, так и порфиновые (олигофиновые и полифиновые) породы. Еще больше вариации по составу, размеру обломков, их соотношению с цементирующим материалом и по цвету наблюдаются у тефрогенных пород. Изучение вулканогенного комплекса как единого геологического тела во многом затрудняется тем, что в настоящее время вулканисты свиты сохранились в виде разобщенных, относительно небольших по размерам полей. Поля вулканитов обычно обрезаются тектоническими зонами или эруптивными контактами более молодых гранитоидов. Поэтому основание свиты наблюдается редко. Там же, где оно установлено и где вулканисты непосредственно налегают на поверхность размыва палеозойских гранитоидов, обычно отмечаются агломератовые туфы с обильными обломками подстиляющих изверженных пород.

Разобщенность сохранившихся полей цаган-хунтейских вулканитов и глубокий эрозионный срез приводят к тому, что нет единого полного разреза свиты ни на одном из участков ее развития. В этом отношении особенно показательна центральная часть Селенгино-Витимской зоны. Сохранившиеся здесь поля вулканитов представляют собой лишь небольшую часть разреза, которую практически ввиду отсутствия маркирующих горизонтов невозможно привязать к общему разрезу, а потому и невозможно составить хотя бы схематизированный разрез свиты для этого района. Так, цаган-хунтейские вулканисты хребта Цаган-Дабан представлены почти исключительно туфами трахитов, трахитами и вулканогенно-осадочными отложениями. Другие эффузивы и их туфы более кислого и более основного составов отмечаются спорадически. В Хамбинском хребте наблюдается та же картина, но относительно чаще присутствуют андезитовые порфиры и их туфы. Далее к востоку разрезы цаган-хунтейской свиты становятся полнее, а мощность их возрастает.

В хребте Тора восточнее с. Хоринск отложения свиты начинаются с агломератовых туфов, которые установлены на южных склонах пади Хальтуй и по р. Барун-Харгагатый. Эти туфы, а также туфобрекчии лежат на поверхности размыва каледонских гранитоидов, кембрийских песчаников и известняков. Слабо окатанная галька этих пород в изобилии присутствует в нижних горизонтах агломератовых туфов. Здесь же палеозойские гранитоиды и мезозойские вулканисты прорваны щелочными гранитоидами малокуналейского комплекса, поэтому какая-то часть отложений не фиксируется в разрезе. К северо-западу от контакта с гранитами разрез продолжается трахитами и их туфами, сменяющимися мощной пачкой туфобрекчии и туфоконгломератов с подчиненными прослоями туфов и покровами эффузивов, главным образом андезитовых порфиритов и трахибазальтов. Общая мощность грубообломочных тефрогенных и пирокластических пород с покровами различных эффузивов составляет 700—800 м.

В верхах этой пачки залегают туфопесчаники, переслаивающиеся с мелкогалечными туфоконгломератами и туфосланцами. Мощность данной части разреза 50—80 м. Видимая мощность отложений около 200 м. Общая мощность разреза около 1000—1200 м (Комаров, 1960).

Несколько юго-восточнее, уже в пределах Цаган-Хуртейского хребта, разрез цаган-хунтейской свиты, по данным В. А. Новикова, начинается горизонтом порфиритов мощностью 15—20 м, выше которого следует переслаивание туфов и отдельных потоков трахитов, кварцевых порфиров и андезитов. Верхняя часть разреза представлена перемежаемостью тра-

хитов, фельзитов кварцевых порфиров с их пирокластическими производными. Видимая мощность разреза около 1080 м.

Два последних разреза расположены на одной линии вкрест Селенгино-Витимской зоны. Первый разрез дает характеристику вулканитов северо-западного борта зоны, второй — юго-восточного. Общее для обоих разрезов — преобладание кислых эффузивов и их туфов и весьма ограниченное присутствие эффузивов основного и среднего состава. В то же время разрезы существенно различаются между собой. Прежде всего в северо-западном борту присутствует мощный горизонт грубообломочных тэфрогенных отложений мощностью около 700—800 м, чего нет в хребте Цаган-Хуртей. Однако в последнем случае мы видим очень частое переслаивание туфов и излившихся пород, большее участие в разрезе эффузивов, в том числе фельзитов и кварцевых порфиров, тогда как в хребте Тора излившиеся кислые эффузивы представлены почти исключительно трахитами, которые составляют весьма небольшой объем в разрезе.

Следующие два разреза также расположены на одной линии вкрест простирания Селенгино-Витимской зоны и отстоят от предыдущих на 60—70 км к востоку.

В хребте Хухайта на водоразделе Чесана и Кулькисона разрез вулканогенных образований начинается с трахитов. Эти породы залегают в ядре антиклинальной складки, а потому основание свиты здесь не установлено. Трахиты перекрыты туфоконгломератами, в основании которых присутствуют обильные обломки подстилающих трахитов. В туфоконгломератах в виде покровов мощностью до 15—20 м залегают трахиты и фельзит-порфиры. Отличен покров андезитовых порфиритов. Мощность всей этой пачки 450—500 м. Выше лежат туфы трахитов, переслаивающиеся с подобными же туфами фельзитов. Туфы перекрыты туфосланцами и туфопесчаниками. Последние переслаиваются с маломощными пластами туфоконгломератов. Мощность описываемого интервала 150—200 м.

Верхнюю часть разреза слагают преимущественно излившиеся породы: кварцевые порфиры, фельзит-порфиры и трахиты, переслаивающиеся с туфами этих же пород и туфоконгломератами. Мощность пачки перечисленных пород 200—250 м. Общая мощность вулканогенных отложений в хребте Хухайта составляет 800—1000 м (хотя здесь и не представлены базальные горизонты свиты).

Разрез для южных склонов хребта Цаган-Хуртей приводится по В. И. Фельдману (1958). Он начинается с андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов и их туфов, залегающих на поверхности размыва более древних гранитоидов. Среди пирокластов выделяются туфы и туфобрекчии, которые не имеют определенного места в разрезе, а перемежаются с излившимися породами. Мощность пачки средних эффузивов и их туфов около 250 м. Среднюю часть разреза составляют кварцевые и кварцсодержащие порфиры, фельзит-порфиры, реже дацитовые порфиры и разнообразные пирокластические образования. Среди последних присутствуют агломераты, лавобрекчии. В верхах разреза появляются трахиты и трахидациты. Общая мощность разреза 750—850 м.

Наконец, последний самый восточный разрез свиты приводится Л. Д. Дехтеревой для водораздела Холоя и Джидотоя.

Он представляется в следующем виде (снизу):

	Мощность, м
1. Дациты, дацитовые порфиры и их кластолавы	180
2. Андезиты, андезито-дациты, их кластолавы, а также туфы андезитовых порфиритов . . .	450
3. Кварцевые порфиры, фельзиты, фельзит-порфиры, реже ортофиры . . . . .	320
Суммарная мощность . . . . .	950

При сопоставлении приведенных разрезов, а также наблюдений над составом и последовательностью образования вулканитов цаган-хунтейской свиты намечается некоторая чрезвычайно общая последовательность формирования свиты по простиранию Селенгино-Витимской зоны. В юго-западной части в составе свиты преобладают пирокласты и тефрогенные образования, обломочный материал которых представлен почти исключительно трахитами. С продвижением на северо-восток в разрезе свиты уменьшается составляющая трахитов и их пирокластов, которая компенсируется появлением в основании свиты основных и средних эффузивов, а в верхах — фельзитов, кварцевых порфиров и их туфов. Если взять крайний восточный разрез свиты по водоразделу Холяя и Джидотога, то здесь он представлен лишь двумя группами пород — в основании залегают дациты, андезиты-дациты, андезиты и их туфы, в верхах — фельзиты, кварцевые порфиры и их туфы, т. е. в данном разрезе роль трахитов чрезвычайно мала. Однако восточнее в бассейне р. Конды, а также на водоразделе Витима и Каренги, в верховье р. Юмурчен, вновь появляются вулканиты трахитового и фельзитового состава.

Изменение последовательности излияния эффузивов отмечается не только по направлению Селенгино-Витимской зоны, но и вкрест ее. В целом же цаган-хунтейская свита представляет весьма пестрый комплекс пород с довольно резкой фациальной невыдержанностью и быстрым выклиниванием отдельных горизонтов пирокластов и тефрогенных пород, потоков и покровов эффузивов.

Излияние эффузивов цаган-хунтейской свиты сопровождалось внедрением мелких субвулканических тел в виде небольших штоков и даек, которые в ряде случаев, видимо, служили подводными каналами для излияния эффузивов. Следует, однако, заметить, что вопрос о субвулканических телах, сопровождавших излияние цаган-хунтейских эффузивов, изучен далеко не достаточно, поэтому о подобной взаимосвязи и о конкретных породах субвулканических тел можно говорить лишь применительно к некоторым участкам — тем, где эти тела наблюдались. Один из таких участков — западная оконечность и северный борт Тугнуйской впадины, где установлены субвулканические тела, выраженные мелкими штоками и дайками, возрастной диапазон которых ограничен, с одной стороны, вулканитами цаган-хунтейской свиты, с другой — щелочными гранитоидами малокуналейского комплекса. Субвулканические тела не только тесно ассоциируют с описываемой свитой, но и по составу, петрохимии и внешнему облику идентичны цаган-хунтейским эффузивам, составляя с ними единый комагматичный ряд. Штоки и дайки представлены здесь двумя взаимосвязанными разностями пород: сиенит-порфирами и гранит-порфирами с наличием переходных пород граносиенит-порфирового состава, причем последние играют доминирующую роль. Субвулканические породы слагают мелкие штоки площадью до 0,4 км<sup>2</sup>, а также дайки различной мощности (до 10 м) и протяженностью от первых десятков метров до 1,5 км.

Большинство из выделенных даек имеет резкие контакты с вмещающими породами, в них отмечаются маломощные зоны закалки. В то же время здесь присутствуют дайки и мелкие штоки, идентичные по внешнему облику и составу вмещающим вулканитам, но отличающиеся от них полнокристаллическим сложением. Контакты их с вмещающими породами выражены нечетко, а зоны закалки в зальбандах этих тел слабы. По-видимому, формирование субвулканических тел не было одноактным, а сопровождало вулканическую деятельность. Поэтому близко одновременные эффузивы и субвулканические тела имеют большее сходство во внешнем облике, составе и менее четкие эруптивные соотношения.

Изложенное выше не исчерпывает всего многообразия даек и субвулканических пород, генетически связанных с цаган-хунтейской свитой. Приведены только те случаи, где подобная связь не вызывает сомнения. Обычно же поля вулканитов этой свиты сопровождаются многочисленными дайками, среди которых, кроме вышеприведенных, присутствуют кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, микрограниты, микросиениты, дацитовые порфиры, сиенито-диориты, дайки трахиандезитов, вогезитов, спессартинов. Возможно, большинство из них имеет с эффузивами непосредственную связь.

Заканчивая обзор цаган-хунтейской свиты, отметим, что, видимо, следует выделять не только цаган-хунтейскую вулканогенную свиту, но и цаган-хунтейский вулканический комплекс, представляющий собой объединение вулканитов и сопровождающих их субвулканических тел в виде мелких штоков и даек. Все это, несомненно, единое целое, что подтверждается наличием связи между вулканическими и плутоническими процессами. В данном случае подобная непосредственная связь устанавливается лишь для вулканитов и субвулканических тел.

Формирование цаган-хунтейского вулканического комплекса происходило в континентальных условиях. Анализ фаций, в частности крупнообломочных тейрогенных отложений, существование местных поверхностей размыва среди эффузивных образований — все указывает на накопление вулканитов в горной резко пересеченной стране, в пониженных и разрозненных частях которой между горными сооружениями и вулканическими постройками. Или накопление материала вулканогенно-осадочных пород. Последние встречаются по всему разрезу свиты, слагая отдельные пласты, которые в латеральном направлении не образуют какого-то единого горизонта, а присутствуют в разных разрезах на разных уровнях. Весьма пестрый состав вулканитов, а также намечающиеся изменения по латерали в общей последовательности их образования указывают на существование многих и, вероятно, сближенных центров излияний и эксплозивной деятельности, что и привело местами к чередованию в одном разрезе продуктов извержения соседних вулканов.

Интрузивный комплекс селенгино-витимской субщелочной вулканоплутонической формации пестрого состава представлен кудунским комплексом, который внедрялся в две фазы. Он сложен нормальными и субщелочными гранитоидами, распространен только в Селенгино-Витимской зоне, тесно ассоциирует с полями вулканитов цаган-хунтейской свиты, имеет с ней близкие или тождественные петрохимические свойства.

Интрузии кудунского комплекса выделяются почти по всей Селенгино-Витимской зоне, а площадь, занимаемая ими, по самым скромным и неполным подсчетам, оценивается в 3—4 тыс. км<sup>2</sup>, причем сюда не входят гранитоиды собственно Витимского плоскогорья. Если же учитывать весьма неполные сведения о раннемезозойских гранитоидах этого региона, а также водораздела Витима и Каренги, то, видимо, приводимую цифру следует увеличить в 1,5—2 раза. Гранитоиды комплекса слагают массивы площадью от долей квадратного километра до 150 км<sup>2</sup>. Представлены они довольно большим набором пород, относящимся к кислым разновидностям ряда сиенит — гранит. Среди них присутствуют как нормальные, так и субщелочные разновидности, что в целом определяет повышенную щелочность комплекса.

Первая фаза кудунского комплекса представлена габбро-диоритами, диоритами, сиенитами, граносиенитами и гранитами. Габбро-диориты и диориты встречаются исключительно редко и слагают небольшие массивы и штоки. Сиениты, граносиениты и граниты тесно связаны между собой и образуют взаимные переходы. Эти породы имеют близкий внешний

облик, структуру и состав, отличаясь лишь содержанием кварца. Структура их меняется от мелко- до крупнозернистой, иногда гигантозернистой с размерами кристаллических индивидов до 10—12 мм. Состоят породы из калиевого полевого шпата и переменного количества кварца. В большинстве случаев это породы лейкократового облика, переходящие в роговообманковые и биотитовые разновидности.

Гранитоиды первой фазы комплекса сопровождаются жильными производными, которые залегают в пределах материнских интрузий или в непосредственной близости от них. Поэтому, как правило, они имеют близкий состав, отличаясь мелкозернистым или порфировым строением. По составу это преимущественно различные граниты, граносиениты и сиениты, которые встречаются в виде даек и жил мощностью от 0,3 до 25 м и протяженностью от десятков метров до 2,5 км.

Вторая фаза кудунского комплекса, которую мы считаем рудоносной, представлена мелкими телами. Сюда относится Ореkitканский шток мезозойских рудоносных гранитов, имеющий возраст 180—165 млн. лет. К подобным же рудоносным гранитоидам, возможно, относятся и гранитоиды так называемого нырокского комплекса (Конев, Лисий, 1958), слагающего мелкие тела ультракислых субщелочных пород на Чино-Амалатском междуречье. По петрохимической характеристике они весьма близки гранитам Ореkitканского массива. Комплекс этот развит на Витимском плоскогорье и прорывает все известные здесь каледонские магматические образования. С этими гранитоидами связаны молибденово-вольфрамовые, вольфрамовые, оловянные, свинцово-цинковые рудопроявления. Размеры интрузивных массивов обычно не выходят за пределы 1 км<sup>2</sup> и лишь в редких случаях достигают 40 км<sup>2</sup>. Сложены они аллитовидными гранитами и гранит-порфирами. Породы отличаются высоким содержанием кварца и микроклипа с подчиненным количеством альбита и мусковита, реже биотита. Граниты и гранит-порфиры подвергаются грейзенизации.

Интрузивный комплекс выделяемой формации развит в пределах всей Селенгино-Витимской зоны, и его тела тяготеют к тем районам, где отмечаются вулканогенные образования цаган-хунтейской свиты. В целом же интрузивный комплекс представлен почти исключительно гранитоидами — в общем случае от сиенитов до гранитов. Породы более основного состава (габбро-диориты, диориты, сиенито-диориты) отмечаются исключительно редко. Вторая фаза комплекса выражена мелкими телами ультракислых гранитов, с которыми связана минерализация редких и цветных металлов.

На рис. 11 приведена натуральная петрохимическая диаграмма селенгино-витимской формации. Ее вулканогенный комплекс представлен известково-щелочной серией пород с обычными для них петрохимическими свойствами. Для кислых эффузивов отмечается несколько повышенная лейкократовость, а относительно большая величина вектора указывает на обогащение их железом. Интрузивные образования по сравнению с эффузивными несколько обогащены щелочами, а потому их анализы располагаются на границе раздела известково-щелочной и щелочно-известковой серий. Становление первой фазы кудунского комплекса протекало, несомненно, кратковременнее, чем формирование цаган-хунтейской свиты, поэтому он более един в петрохимическом отношении.

Рудоносная фаза представлена только гранитами. Это видно и на петрохимической диаграмме. Главная масса гранитов имеет лейкократовый облик, поэтому в левой части диаграммы их точки смещены в лейкократовую сторону. Породы с калиевой специализацией (появление величины  $c_1$ ) составляют около 30%. Среди рудоносных гранитов присутст-

вуют разности с довольно большой величиной  $c_2$  и малой величиной  $a_1$ , что указывает на албитизацию, которой подвергались породы.

Петрохимическая характеристика всей формации подтверждает, что в целом ее можно отнести к субщелочной, ибо состоит она из пород как известково-щелочных, так и щелочно-известковых, причем главная масса пород по щелочности варьирует вблизи той линии, которую условно можно считать границей раздела этих серий. Если же представить общую петрохимическую диаграмму всей формации, то она будет отражать тот общий субщелочной характер, который присущ ей в целом. В то же время довольно широкие изменения состава пород (в связи с отмечающимся колебанием содержания щелочей, магнелии и известки), а также наличие среди вулканитов всей гаммы пород — от основных до кислых — придают петрохимическому составу формации большое разнообразие. Это обстоятельство и общий субщелочной характер формации объясняют тот формационный тип, к которому мы считаем возможным его отнести. Этот формационный тип можно назвать субщелочным вулканоплутоническим пестрого состава. Подобный формационный тип не выделяется Ю. А. Кузнецовым (1964) среди главных типов магматических формаций. Однако следует учитывать, что Ю. А. Кузнецовым рассматривались магматические формации лишь геосинклинальных областей, включая геантклинальные поднятия, а также платформы. Магматические же формации областей орогенной активизации, естественно, должны иметь свои отличительные особенности. Одной из таких особенностей магматизма подобных областей, видимо, и является субщелочная вулканоплутоническая формация пестрого состава, формирующаяся в беспокойной тектонической обстановке.

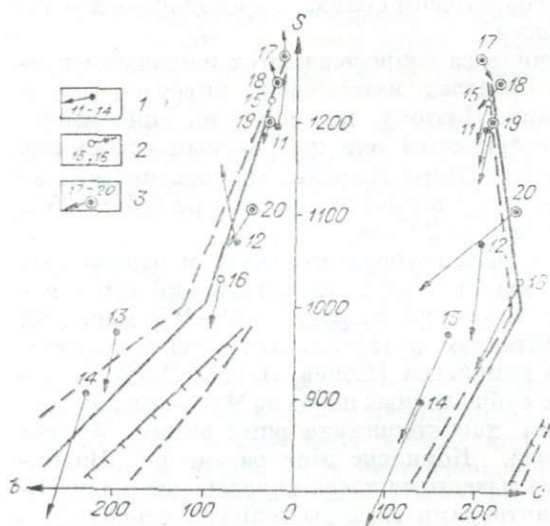


Рис. 11. Naturalная петрохимическая диаграмма селенгино-витимской субщелочной вулканоплутонической формации пестрого состава.

1 — цаган-хувейская свита; 2 — кудунский интрузивный комплекс; 3 — рудоносная фаза кудунского интрузивного комплекса.

### Сквозные магматические формации

Выше отмечалось, что Западно-Забайкальская область орогенной активизации состоит из двух структурно-формационных зон — Малханской и Селенгино-Витимской. Эти зоны можно рассматривать как структуры второго порядка, сочетание которых дает единую по типу тектонического развития и магматизму область орогенной активизации. Однако их единство не отрицает присущих им структурных и магматических различий, которые начались уже с того, что Малханская зона раньше вступила на путь орогенной активизации. Вместе с тем вслед за образованием бичурской габбро-диорит-гранитной формации в Малханской зоне и селенгино-витимской субщелочной вулканоплутонической формации «пестрого»

состава в Селенгино-Витимской зоне пространственное распределение магматических формаций существенно меняется. С этого времени формирование всех последующих магматических формаций происходит независимо от структурно-формационных зон. Такие магматические формации названы нами сквозными, т. е. распространенными в пределах всей орогенной области. Очевидно, структурно-формационные зоны и в данном случае оказывали влияние на магматизм, которое сказывалось лишь в масштабах проявления той или иной формации. Следует отметить, что в Селенгино-Витимской зоне сквозные магматические формации развиты больше, чем в Малханской, хотя в обеих зонах представители одной формации синхронны и образуют единый комплекс пород.

С раннемезозойским этапом развития области орогенной активизации связаны две сквозные магматические формации: боргойская трахибазальтовая и малокуналейская щелочная гранитоидная.

Боргойская трахибазальтовая формация объединяет боргойскую и унгуркуйскую вулканогенные свиты, а также сопровождающие их экструзии и дайки. Образование боргойской формации началось в позднем триасе и закончилось в начале ранней юры. Излияние трахибазальтов в Селенгино-Витимской и Малханской структурно-формационных зонах явилось отражением изменения тектонической обстановки, которое произошло в это время и охватило обе зоны.

Боргойская свита распространена лишь в юго-западной части Селенгино-Витимской зоны, западнее Тугнуйской впадины, и прослеживается за границей Советского Союза в Северной Монголии. Только в пределах Советского Союза вулканогенные образования боргойской свиты занимают площадь, близкую к 1500 км<sup>2</sup>. Наиболее крупные поля боргойских эффузивов установлены в Боргойском и Харгантуйском хребтах, а также в западной части хребта Гудзан.

Свита сложена кислыми и основными вулканитами, но именно последние играют решающую роль в ее составе. Объем кислых пород постепенно убывает с юга-запада на северо-восток, где соответственно возрастает значение основных. В составе свиты участвуют излившиеся, пирокластические, тефрогенные, осадочные и субвулканические породы. Если к этому добавить, что среди эффузивов и тефрогенных пород присутствуют различия кислого, среднего и основного состава с повышенной щелочностью и что все вулканогенные образования могут подвергаться метаморфизму в тектонических зонах и на контакте с прорывающими интрузиями (до образования метаморфических сланцев и роговиков разного состава), то станет ясно, насколько это сложный и разнообразный комплекс.

Кислые вулканиты представлены трахилипаритами и их туфами. Эффузивы наблюдаются редко и обычно присутствуют в виде маломощных потоков, куполов и субвулканических тел. Они имеют светлую окраску, большей частью афанитовое строение, иногда флюидальную текстуру, которая наблюдается обычно в субвулканических телах. Последние залегают среди основных эффузивов, что наблюдалось, например, на стрелке Селенги и Чпкоя.

Туфы кислого состава отмечаются по всему разрезу, присутствуя и в восточной части района, где они являются отзвуком эксплозивной деятельности вулканов, расположенных на значительном удалении к юго-западу. Вероятно, поэтому здесь обнаружены лишь пепловые и тонкообломочные туфы, в то время как средне- и крупнообломочные развиты преимущественно в западных районах.

Основные эффузивы составляют главную часть объема боргойской свиты. Среди них выделяются излившиеся, субвулканические и пирокластические образования. Однако доминирующая роль принадлежит изли-

шимся породам щелочно-известкового ряда. Обычно они имеют порфировое строение с вкрапленниками плагиоклаза, оливина и пироксена. Реже встречаются афировые разности. По составу выделяются трахиандезитовые базальты и трахиандезиты — оливиновые, оливин-пироксеновые и пироксеновые. Вторичные изменения трахибазальтов во многом затрудняют их петрографическое изучение, поэтому присутствие щелочного полевого шпата устанавливается не всегда. На щелочной характер основных эффузивов указывает наличие в них биотита.

Субвулканические тела, сопровождавшие формирование эффузивов, представлены трахибазальтами характерного внешнего облика, который придают породе крупные порфировые вкрапленники плагиоклаза, достигающие размера 2—2,5 см. Основная же масса сложена мелкими лейстами плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены тонкорассеянным рудным минералом и вторичными минералами — хлоритом, эпидотом и серицитом. В некоторых образцах можно видеть миндалекаменную текстуру, при этом миндалины всегда выполнены серицит-хлоритовым материалом, эпидотом или же цоизитами. Встречается в них и калиевый полевой шпат. Цоизит может присутствовать не только в миндалинах, но и в основной массе в виде отдельных зерен или скоплений.

Описываемые породы слагают на стрелке рек Селенги и Чикоя неправильное тело, которое имеет эруптивные контакты с вулканитами боргойской свиты. Оно формировалось, очевидно, в непосредственной близости к дневной поверхности, поэтому слагающие его породы имеют эффузивный облик. Подобные же породы, но с несколько меньшими размерами фенокристов, встречаются в боргойской свите в виде эффузивных покровов, залегающих согласно с вмещающими породами. Один из таких покровов наблюдался в том же районе, но уже на правом берегу Чикоя. Крупнопорфировые трахибазальты закартированы на левобережье Хилка ниже дер. Черноярово в так называемом чернояровском разрезе. Здесь крупнопорфировые трахибазальты в отличие от подобных субвулканических пород содержат больше оливина, а также моноклиналиный пироксен, который не отмечается в субвулканических телах. Таким образом, крупнопорфировые трахибазальты в составе боргойской свиты присутствуют и в покровной, и в субвулканической фации.

Вулканогенно-осадочные и осадочные породы повсеместно присутствуют в разрезе боргойской свиты, в основном в нижней ее части, где горизонты конгломератов достигают мощности 200—300 м. В верхней части разреза появляются мелкообломочные разности — туфопесчаники, песчаники, туфосланцы.

Рассматривая распределение осадочных пород, отметим довольно мощный горизонт базальных конгломератов на южных склонах хребта Гудзан. В остальных случаях наблюдавшиеся базальные конгломераты имеют небольшую мощность, не выходящую за пределы десятков метров, обычно залегают на палеозойских изверженных породах и содержат их гальку. Подобные конгломераты наблюдались к северо-западу от дер. Поворот на Селенгино-Чикойском водоразделе, на правом склоне долины Чикой в ее устье, на северном склоне Заганского хребта в верховье р. Алтачей.

Общие закономерности распределения осадочных пород указывают на их связь в пространстве и времени с кислыми вулканитами. Поэтому на юго-западе, где в разрезе свиты кислых вулканитов относительно больше, возрастает роль осадочных пород, что вполне увязывается с характером вулканизма, который в то время предопределял палеогеографическую обстановку. Эксплозивный характер извержения кислых лав способствовал созданию горного рельефа, в пониженных частях которого в водных бассейнах могло происходить накопление осадочного материала. Наоборот,

излияние основных лав, имевших большую текучесть, приводило к относительному выравниванию рельефа, заполнению его отрицательных форм излияниями трахибазальтов.

Отложения боргойской свиты подвергаются локальному динамометаморфизму, а также испытывают довольно интенсивные контактовые воздействия прорывающих интрузий. Вместе с тем степень метаморфизма весьма невыдержана. Она повышается по мере приближения к тектоническим зонам, в которых метаморфизм проявляется наиболее интенсивно. С удалением же от тектонических зон степень метаморфизма довольно быстро уменьшается, вплоть до появления неметаморфизованных вулканитов, в которых можно заметить лишь обычные палеотипные изменения.

Связь метаморфизованных пород с тектоническими зонами приводит к тому, что эти образования имеют узколокальное распространение в каждом конкретном случае. В то же время боргойские отложения в Боргойском хребте разбиты множеством тектонических нарушений различного порядка, сопровождающихся метаморфизмом вмещающих пород. Это обстоятельство и создает кажущееся впечатление общего высокого метаморфизма отложений боргойской свиты, почему прежде и считали возраст свиты древним. При детальном изучении локальность метаморфизма становится очевидной.

Динамотермальный метаморфизм, который испытывают отложения боргойской свиты, не выходит за пределы зеленосланцевой фации метаморфизма. Минеральный состав их обычен для хлоритовой зоны, и очень редко нарастание интенсивности метаморфизма приводит к образованию минеральных ассоциаций, свойственных биотитовой фации. В зависимости от первичного состава пород образуются кварц-хлорит-серицитовые, кварц-эпидот-биотитовые, кварц-серицитовые, хлорит-биотитовые и другие метаморфические сланцы.

Контактовое воздействие прорывающих интрузий проявляется в образовании в экзоконтактовой зоне кварц-микроклин-мусковитовых, кварц-биотитовых или кварц-роговообманковых роговиков. В случае наложения контактового метаморфизма на уже измененные и метаморфизованные основные эффузивы могут появиться плагиоклаз-роговообманковые амфиболиты. Однако встречаются они исключительно редко и не слагают сколько-либо заметных по объему тел.

Унгуркуйская свита распространена лишь в западной части Малханской зоны, где выполняет два поля общей площадью 900 км<sup>2</sup> в западных частях Бичурской, Тамирской и Кударинской грив. Вулканогенные образования представлены почти исключительно излившимися породами, по составу отвечающими трахиандезитовым базальтам. По присутствию темноцветов они разделяются на оливиновые, оливин-пироксеновые и пироксеновые. Пироксен всегда представлен авгитом. Из минералов, подчеркивающих щелочной характер основных эффузивов, присутствуют щелочной полевои шпат, биотит, анальцит и цеолиты. Щелочной полевои шпат отмечается в виде мелких ксеноморфных образований между зернами плагиоклаза или же совместно с эпидотом выполняет миндалины.

Субвулканические тела, комагматичные унгуркуйским эффузивам, имеют весьма ограниченные размеры, встречаются исключительно редко и представлены эссекситами и трахидолеритами. Залегают они в виде даек и мелких штоков площадью в несколько сотен квадратных метров. Текстура их от мелко- до крупнозернистых, сложены они плагиоклазом, биотитом, роговой обманкой и моноклинным пироксеном. В эссекситах количество биотита может достигать 15—18%, в трахидолеритах — 5%.

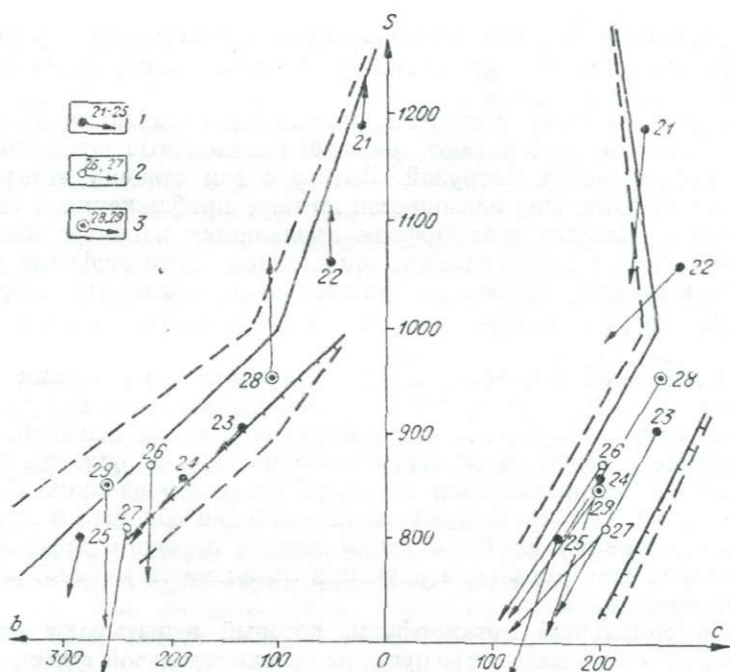


Рис. 12. Naturalная петрохимическая диаграмма боргойской трахибазальтовой формации.  
 1 — вулканиты боргойской свиты; 2 — вулканиты унгуркуйской свиты; 3 — субвулканические образования.

На натуральной петрохимической диаграмме боргойской свиты (рис. 12) видно, что эта свита представлена набором эффузивных пород — от основных до кислых. Расположение точек на диаграмме указывает, что вся масса вулканитов относится к щелочно-известковой серии. При этом серия начинается с базальтовых трахибазальтов, переходит в трахиандезитовые базальты и в трахиандезиты. Кислые эффузивы выражены трахитами и трахилипаритами.

Рассматривая петрохимическую характеристику отдельных групп пород можно заметить в лейкократовой части диаграммы повышенное содержание щелочей в эффузивах трахиандезитового состава, что объясняется присутствием в них щелочных полевых шпатов и биотита. Кислые эффузивы имеют тоже повышенную щелочность.

Унгуркуйская свита в петрохимическом отношении составляет компактную группу, отвечающую по составу трахиандезитовым базальтам, а для субвулканических пород — эссекситам и трахидолеритам. Все эти породы имеют общие петрохимические свойства. В целом же вся боргойская формация сложена породами щелочно-известковой серии с резко доминирующей ролью основных эффузивов над кислыми.

Малокуналейская щелочная гранитоидная формация выделяется в составе малокуналейского интрузивного комплекса щелочных гранитоидов, а также их аналогов в пределах Витимского плоскогорья, где щелочные гранитоиды объединяются в талойский комплекс. Следует отметить весьма широкое и повсеместное развитие в пределах области орогенной активизации пород щелочной гранитоидной формации, что является одной из специфических ее черт. Подобную особенность отметили еще в 1939 г. А. А. Арсеньев и Е. А. Нечаева, однако только после геоло-

тосъемочных работ П. И. Налетова и В. А. Новикова в начале 50-х годов в бассейне р. Малый Куналей щелочные гранитоиды были выделены в самостоятельную интрузию и отнесены к мезозойскому возрасту. Дальнейшим изучением щелочных гранитоидов занимались многие исследователи.

Малокуналейская щелочная гранитоидная формация сложена исключительно щелочными гранитоидами. Завершают внедрение дайковые образования. Становление малокуналейского комплекса происходило в несколько весьма близких по времени фаз, вследствие чего состав пород различных фаз мало чем различается. Поэтому фазы следует рассматривать не как общую закономерность для всего интрузивного комплекса, а как специфику формирования отдельных интрузивных массивов. Становление некоторых массивов носило довольно сложный и многостадийный характер. Другие же образовались в результате одноактного внедрения. Поэтому говорить о какой-либо унифицированной схеме последовательности фаз, об общем для всего комплекса едином составе пород каждой выделяемой фазы не приходится. Все это носит сугубо индивидуальный характер для каждого массива, и можно полагать, что становление многофазных плутонов представляло собой хотя и прерывистый, но единый процесс. Общим для всей формации остается завершающее внедрение даек щелочных гранитоидов, располагающихся, как правило, среди материнских интрузий и сопровождающих как многофазные, так и однофазные плутоны. Кроме того, в составе щелочной гранитоидной формации мы выделяем и рудоносную фазу, которая, скорее всего, представляет собой одну из заключительных фаз и сложена гранитами с повышенной щелочностью, но без щелочных темноцветов.

Комплекс пород выделяемой формации представлен преимущественно щелочными гранитами и граносиенитами, несколько меньше кварцевыми сиенитами и сиенитами. По содержанию темноцветов выделяются эгирниновые, эгирин-арфведсонитовые, эгирин-рибекитовые разности, а также многочисленные биотитовые и биотит-роговообманковые щелочные и субщелочные гранитоиды. Содержание темноцветов в породах весьма непостоянно и может колебаться от 15% до полного исчезновения. В последнем случае встречаются лейкократовые щелочные и субщелочные граниты и граносиениты и, как исключение, сиениты. Лейкократовые разности чаще всего ассоциируют с биотитовыми щелочными гранитоидами.

Внешний облик щелочных гранитоидов довольно различен. По сложению среди них присутствуют все разности — от мелкозернистых до крупнозернистых и даже гигантозернистых — с размером зерен полевых шпатов до 1—1,5 см. Отмечаются неравномернозернистые и порфиroidные породы с порфиroidными выделениями полевых шпатов размером до 1,5—2 см. Окрашены гранитоиды тоже неодинаково — в красные, розовые, желтоватые или серые тона часто с сиреневым оттенком. Этот оттенок — весьма характерный внешний признак, который присущ большинству, но, к сожалению, не всем щелочным гранитоидам описываемой формации. Довольно часто, но не всегда отмечаются миаролитовые пустоты с видимой невооруженным глазом вкрапленностью флюорита.

Главными породообразующими минералами щелочных гранитоидов являются калиевый полевой шпат, почти всегда микроклин и микроклинпертит, а также альбит и кварц. Темноцветные минералы представлены эгирином, арфведсонитом, рибекитом, биотитом и субщелочной роговой обманкой. Темноцветы присутствуют в переменном количестве и в различных сочетаниях, хотя субщелочная роговая обманка ассоциирует из темноцветов обычно лишь с биотитом. Биотит практически есть во всех разновидностях щелочных пород — в одних случаях его довольно много, в других он отмечается лишь спорадически.

Весьма характерно для щелочных гранитоидов постоянное присутствие альбита, который образует сростание с микроклином и ортоклазом, давая микроклин-пертиты и пертиты. Кроме того, все щелочные гранитоиды подвержены альбитизации, при этом замещению альбитом подвергаются лишь калиевые полевые шпаты — микроклин и ортоклаз. Наличие в гранитоидах микроклина, микроклин-пертита и пертита, а также альбитизация калиевых полевых шпатов настолько характерно для щелочных гранитоидов описываемой формации, что является более общим и постоянным их признаком, нежели присутствие в них щелочных темноцветов, ибо среди щелочных гранитоидов присутствуют и лейкократовые разновидности.

Щелочные гранитоиды слагают тела различного размера — от долей квадратного километра до 200—300 и даже до 700—750 км<sup>2</sup>. Последние отмечаются в центральной части хребта Цаган-Дабан (Куналейский массив) и в южных отрогах хребта Хомские Гольцы (Хоринский массив). Массивы щелочных гранитов обладают изометричной или неправильной формой, а намечающееся удлинение имеет большей частью северо-западное и в меньшей степени северо-восточное направление. Некоторые геологи, увлекаясь ролью разломов в истории геологического развития Забайкалья в мезозое, высказывают мнение о приуроченности щелочных интрузий только к разломам (Чупров, 1963). Подобные суждения, видимо, в какой-то мере верны для небольших интрузий. Если же брать всю массу щелочных гранитоидов, в частности крупные плутоны, то их размеры, формы и расположение не подтверждают такого одностороннего подхода к объяснению закономерностей размещения щелочных гранитоидов. Существование тех или иных «глубинных» или «крупных» магмоконтролирующих разломов нуждается в более убедительном подтверждении наблюдениями. Однако во многих случаях, к сожалению, выделение подобных разломов используется как аргумент, заменяющий такие наблюдения.

Рассматривая пространственное положение щелочных гранитоидов, отметим, что главная их масса располагается в Селенгино-Витимской зоне, на которую приходится около 4000 км<sup>2</sup> щелочных гранитоидов, или 70% их общей площади. В Малханской зоне площадь щелочных пород составляет примерно 1600 км<sup>2</sup>.

Для щелочных плутонов малокуналейской формации весьма характерно слабое воздействие на вмещающие породы, которое проявляется или в раскристаллизации и перекристаллизации вулканогенных образований, или в их ороговковании.

Щелочные гранитоиды Западно-Забайкальской области орогенной активизации изучены во многом лучше, нежели гранитоиды других интрузивных комплексов. Поэтому представляется возможным рассмотреть некоторые конкретные массивы. Примером однофазного плутона является Центрально-Боргойский массив, двухфазного — Хоринский, а многофазного — Харитоновский.

Центрально-Боргойский массив эгириновых сиенитов и граносиенитов расположен в осевой части Боргойского хребта на перевале из пади Убур-Билютай в Ара-Билютай. Массив занимает площадь около 30 км<sup>2</sup> с удлинением на северо-восток параллельно осевой части Боргойского хребта. Породы имеют ярко выраженный щелочной состав, что проявляется в довольно обильном содержании эгирина и рибекита и высоком содержании щелочей, количество которых достигает 12—13,5%. Они имеют светло-серый, почти белый цвет, на фоне которого четко выделяются зерна темноцветов. Состоят породы из микроклина, микроклин-пертита, альбита, эгирина и редко рибекита. Содержание темноцветов от 2 до 12%, однако в отдельных случаях отмечаются шпировые обособления с повышенным содержанием темноцветов — до 20—25%. Кварц при-

существует не во всех разностях, поэтому наблюдаются переходы от сиенитов до граносиенитов и очень редко до гранитов. В отдельных случаях эгириновые сиениты на контакте с вмещающими вулканитами постепенно переходят в эгирин-биотитовые или даже биотитовые разности. Весьма изменчивы текстуры и структуры щелочных пород, что, очевидно, указывает на формирование массива в эпизоне, современный же эрозионный уровень вскрыл лишь близапикальную часть интрузива.

Щелочные гранитоиды сопровождаются жильными образованиями, среди которых выделяются сельвсбергиты, мелкозернистые эгириновые сиениты и пегматиты. Последние состоят из микроклина, крупных (до 3—4 см) кристаллов эгирина и обильной мелкой вкрапленности магнетита. Среди других акцессорных минералов отмечаются многочисленные зерна циркона и флюорита.

Контактовое воздействие щелочных гранитоидов на вмещающие вулканиты проявляется только в ороговиковании, при этом зона ороговикования имеет различную мощность — от нескольких метров до нескольких десятков метров.

Харитоновский массив расположен на правобережье Хилка у дер. Харитоново. Площадь его около 250 км<sup>2</sup>. Массив изучался многими геологами. Он относится к типу многофазных интрузий и имеет вполне определенные взаимоотношения с цаган-хунтейской и ичетуйской вулканогенными свитами.

Харитоновский массив прорывает вулканиты цаган-хунтейской свиты и содержит их многочисленные, в различной степени переработанные ксенолиты. Более того, Д. Ж. Жалсабон и В. В. Скрипкина указывают на эруптивный характер западного контакта массива по отношению к биотитовым субщелочным сиенитам, которые они считают раннемезозойскими, отмечая при этом наличие зоны интенсивного инъецирования щелочными сиенитами вмещающих пород. Наличие эруптивных контактов с цаган-хунтейскими вулканитами и более ранними мезозойскими интрузивными образованиями определяет нижний возрастной предел массива. Верхний предел устанавливается на основании того, что здесь же Харитоновский массив перекрывается базальными конгломератами ичетуйской свиты ( $J_1^3$  —  $J_2$ ). Галечный и валунный материал конгломератов представлен почти исключительно щелочными гранитоидами.

Массив формировался в несколько фаз. Выделяются четыре фазы — две первые и две последние сближены между собой во времени, их породы тесно ассоциируют в пространстве, имеют аналогичный вещественный состав и отличаются лишь крупностью зерна. Вместе с тем различия между двумя первыми и двумя последними фазами более существенны. Они касаются уже вещественного состава, интенсивности процессов альбитизации, а также того, что первые две фазы, как и две последние, завершаются внедрением дайковой серии.

Породы первых двух фаз составляют около 2/3 массива, слагая его центральную и северную части. При этом подавляющая часть пород относится к первой фазе, в то время как мелкозернистые породы второй фазы образуют сравнительно небольшие штеки площадью от долей квадратного километра до 5 км<sup>2</sup>. По составу они аналогичны породам первой фазы и представлены гранитами, граносиенитами и сиенитами; тем и другим присуща невыдержанность текстурно-структурных признаков, вариации в цвете (от розовых до серых и сиреневых), довольно существенные колебания в содержании темноцветов. Подобному колебанию подвержен и химический состав пород, и их щелочность. Преимущественно это субщелочные породы, иногда переходящие в щелочные. Последние большей частью имеют лейкократовый облик.

Северная и западная периферийные части массива сложены субщелочными биотит-роговообманковыми и биотитовыми гранитами и граносиенитами с весьма характерным порфиroidным строением. При этом порфиroidные зерна калиевых полевых шпатов (микроклина и микроклипертита) достигают размера 1,5—2,5 см. Состоят породы из микроклина, микроклипертита, кислого плагиоклаза (подвергающегося альбитизации), кварца, биотита и субщелочной роговой обманки. Максимальное содержание темноцветов достигает 7—8%. Уменьшение их содержания приводит к переходу биотитовых и биотит-роговообманковых гранитоидов в лейкократовые. Слагают они центральную и восточную части массива.

В распределении тел гранитоидов второй фазы не устанавливается какой-либо закономерности. Можно лишь отметить, что чаще они встречаются в восточной части массива. Вторая фаза завершается внедрением даек вогезитов и мелкозернистых лейкократовых щелочных гранитов. Эти дайки встречаются только среди пород первой и второй фаз и полностью отсутствуют среди последующих. Наличие даек, а также характер взаимоотношений между гранитоидами двух первых и двух последующих фаз указывают на более длительный перерыв между ними, чем между первой и второй или между третьей и четвертой фазами.

Третья и четвертая фазы Харитоновского массива, как уже отмечалось, весьма сближены между собой во времени, но существенно различаются по размерам слагаемых ими интрузивных тел. Так, щелочные гранитоиды четвертой фазы представляют собой небольшие массивы от сотен квадратных метров до 3—4 км<sup>2</sup>, в то время как гранитоиды третьей фазы занимают площадь в 9 км<sup>2</sup>. Они слагают южную часть массива и имеют резкие эруптивные контакты с породами предыдущих двух фаз. При этом отчетливо фиксируется приконтактовая фация, в пределах которой крупнозернистые граниты постепенно переходят в мелкозернистые. Кроме того, вблизи контакта в гранитоидах третьей фазы местами содержатся многочисленные ксенолиты пород более ранних фаз.

Щелочные гранитоиды третьей фазы довольно однообразны по составу и внешнему облику. Это преимущественно крупнозернистые породы с размером зерен полевых шпатов до 1—1,2 см. Состоят породы из калиевого полевого шпата, преимущественно микроклинпертита, переменного количества кварца и темноцветов, среди которых отмечаются эгирин, рибекит и биотит. Содержание темноцветов колеблется от единичных зерен до 3—4%.

Щелочные гранитоиды четвертой фазы представлены неравномернозернистыми и порфиroidными граносиенитами, кварцевыми сиенитами и сиенитами. Породы имеют довольно выдержанный внешний облик и состав. Они лейкократовые, состоят из калиевого полевого шпата (микроклинпертита) и переменного количества кварца. Иногда отмечаются мелкие единичные зерна эгирина и рибекита.

Становление третьей и четвертой фаз завершается внедрением жильной серии, представленной дайками щелочных граносиенитов и граносиенитпорфиroidов, кварцевых сиенитов, сиенитов, сиенитпорфиroidов, мелкозернистых щелочных лейкократовых гранитов, даек сельвсбергитов и грорудитов. Мощность даек колеблется от нескольких метров до 10 м, а протяженность их до 300—500 м. Ориентировка даек внутри массива различная, хотя преобладают северо-восточное и северо-западное направления. Почти все дайки располагаются внутри массива и только единичные выходят за его пределы. Все они имеют повышенную щелочность и содержат щелочные темноцветы.

Один из крупных массивов в Селенгино-Витимской зоне — Хориинский, занимающий площадь более 300 км<sup>2</sup> к северу от с. Хориинск в

хребте Хойта-Упша. Этот массив, впервые выявленный И. М. Широбоковым, имеет округлую форму, сложен главным образом щелочными гранитами, которые через граносиениты связаны с сиенитами. Последние количественно уступают гранитам. Среди щелочных гранитоидов выделяются рибекит-эгириновые и арфведсонит-эгириновые разности с непостоянным содержанием темноцветов, уменьшение которых приводит к появлению лейкократовых пород. Гранитоиды Хоринского массива прорывают палеозойские граниты и вулканогенные образования цаган-хунтейской свиты. Эндоконтактовая фация представлена мелкозернистыми гранитами и спелитами, переходящими вблизи контакта в граносиенит-порфиры и сиенит-порфиры. Мощность эндоконтактовой зоны порфировых пород составляет 5—10 м, а по р. Тугле — даже 25—30 м. Последнее обстоятельство вводило в заблуждение некоторых исследователей, рассматривавших порфировые породы эндоконтакта как переходные разности от интрузивных пород массива к эффузивным образованиям цаган-хунтейской свиты (Соловьев, 1968). Однако наблюдения над общей структурой вулканогенных образований в этом районе и прослеживание горизонтов осадочных и туфогенных пород показывают, что Хоринский массив пересекает эти отложения вкрест их простираия (левый и правый склон долины р. Туглы), что без сомнения говорит о более позднем внедрении щелочных гранитоидов по сравнению со временем формирования вулканогенных образований цаган-хунтейской свиты.

Крупные массивы щелочных гранитоидов известны и восточнее. На междуречье Уды, Мухея и Кудуна встречаются массивы площадью до 300 км<sup>2</sup> (Беличенко, Комаров и др., 1962). В хребте Цаган-Хуртей подобные массивы (Самартинский, Тайдутский, Мазой и др.) описаны в свое время А. А. Арсеньевым и Е. А. Нечаевой (1951), В. И. Фельдманом (1958, 1965). Такие же по площади массивы щелочных гранитоидов установлены в бассейне р. Конды.

Одним из крупнейших массивов щелочных гранитоидов в Малханской зоне является Кукинский массив в бассейне р. Каковы (правого притока Ингоды). Его площадь около 500 км<sup>2</sup>. По мнению И. Н. Фомина (1966), он представляет собой сложный плутон с зональным строением. Центральные его части образованы среднезернистыми или порфировидными щелочными и субщелочными гранитами. Ближе к контакту они переходят в неравномернозернистые породы, затем в мелкозернистые с микроритовыми пустотами. Мелкозернистые разновидности в непосредственном контакте с вмещающими породами переходят в гранит-порфиры и фельзит-порфиры. Видимая ширина зоны пород краевой фации непостоянна. Наибольшая (около 5 км) она на южном и юго-восточном контакте и почти исчезает на северном. Подобное различие И. Н. Фомин объясняет трещинным характером интрузии, падающей на юго-восток, и более пологим ее южным контактом, по сравнению с северным.

В процессе изучения аксессуарных минералов в щелочных гранитоидах малокуналейской формации обнаружены резкие колебания их содержания как при сопоставлении усредненных данных из разных массивов, так и в отдельных пробах из одного массива. В табл. 4 приведены усредненные данные содержания аксессуарных минералов семи массивов.

Более или менее постоянным остается лишь содержание магнетита, однако его присутствие в отмеченном количестве не может служить каким-либо коррелирующим признаком, ибо примерно в том же количестве этот минерал встречается в изверженных породах других магматических комплексов. Обращает внимание повышенное содержание в некоторых массивах флюорита. В то же время из табл. 4 видно и другое, а именно то, что флюорит не обязательный аксессуарный компонент всех

## Содержание акцессорных минералов в породах малокуналейской формации щелочных гранитов, г/т

Акцессорный минерал	1	2	3	4	5	6	7
Магнетит . . .	74 719	9595	2385	4216	5816	8457	10700
Гематит . . .	—	7875	18200	—	—	—	—
Ильменит . . .	440	290		1745	9	458	430
Рутил . . .	Р. знаки	Знаки	963	Р. знаки	Знаки		
Сфен . . .	38	1223	632	1764	1915	1887	125
Апатит . . .	2	591	717	393	56	76	13
Флюорит . . .	1243	400	457	4	Р. знаки	Знаки	Знаки
Циркон . . .	4242	325	2391	235	87	117	97
Пиррохлор . . .	2						
Ортит . . .	125					Р. знаки	Знаки
Монацит . . .	5			Р. знаки			
Молибденит . . .	Р. знаки	Р. знаки				Р. знаки	Р. знаки
Галенит . . .	„	„				Знаки	„
Сфалерит . . .	„					Р. знаки	
Касситерит . . .							Р. знаки
Анатаз . . .	9	140	57	51			
Цирколит . . .				8			
Та-минерал . . .					35		
Циркон радио-активный . . .					4		58

Примечания: 1. Центрально-Боргойский массив. Боргойский хребет, падь Ара-Билютай. Среднее из десяти проб (Ю. В. Комаров, 1962 г., минералог А. Л. Плешанова). 2. Дабхорский массив. Дабхорские горы. Среднее из семи (Ю. В. Комаров, 1961 г., минералог А. Л. Плешанова). 3. Массив Улан-Дабан. Южные отроги хребта Малый Хамар-Дабан. Среднее из пяти (Ю. В. Комаров, 1961 г., минералог А. Л. Плешанова). 4. Харитоновский массив. Р. Хилок. Среднее из 11 (Д. Ж. Жалсабон и др., 1964 г.). 5. Куналейский массив. Хребет Цаган-Дабан. Среднее из четырех (Д. Ж. Жалсабон и др., 1964 г.). 6. Читинский массив к северо-востоку от г. Читы. Среднее из трех. (М. П. Безверхний и др., 1964 г.). 7. Каменский массив в верховьях речек Каменки и Кадалинки. Среднее из двух проб (М. П. Безверхний и др., 1964 г.).

массивов щелочных гранитоидов и что есть щелочные гранитоиды, не содержащие или почти не содержащие флюорита. В Центрально-Боргойском массиве присутствие акцессорного флюорита в среднем составляет 1243 г/т. В отдельных же пробах из этого массива количество его изменяется от шести до 6095 г/т. Циркон присутствует во всех массивах, однако колебания его содержания столь же значительны, как и для флюорита, при этом в тех массивах, где выше содержание флюорита, отмечается и обогащение пород цирконом. Наибольшее усредненное содержание его (4242 г/т) установлено в Центрально-Боргойском массиве. В отдельных пробах из этого массива циркон присутствует в количестве от 45 до 8359 г/т, а в массиве Улан-Дабан — от 14 до 9487 г/т.

Петрохимическая характеристика малокуналейской формации существенно отличается от других магматических формаций мезозоя Западного Забайкалья. Сам тип щелочной гранитоидной формации уже говорит о том, что для ее состава характерны лишь породы гранитоидного ряда с повышенной щелочностью. Если по внешнему облику (цвету, структуре, текстуре), количеству тех или иных темноцветов среди малокуналейских гранитоидов отмечается довольно большое разнообразие, то по петрохимическим свойствам все они представляют собой единый щелочно-известковый ряд, закономерно изменяющийся от сиенитов до гранитов. В редких случаях отмечаются лишь отклонения в сторону уменьшения щелочей, что приводит к появлению субщелочных разновидностей.

На рис. 13 приведена натуральная петрохимическая диаграмма малокуналейской формации, отражающая близкие петрохимические свой-

ства щелочных пород для всего Западного Забайкалья.

Анализируя левую, меланократовую, часть диаграммы, следует отметить общее смещение точек вправо. Вызвано это уменьшением величины  $b$ , что указывает на малую роль плагиоклазовой составляющей и повышенную лейкократовость пород. Темноцветные минералы представлены щелочными амфиболами, пироксеном и биотитом. Этим в какой-то степени можно объяснить появление величины  $f_2$  в подавляющей массе пород и почти равную роль в них известковой и магниальной составляющей.

В правой, лейкократовой, части диаграммы следует отметить относительно пологое положение вектора  $s_2$ , что показывает общее преобладание натрия над калием и почти равное соотношение между величинами  $a$  и  $c$ . Объясняется это процессами альбитизации, которые довольно широко развиты в изверженных породах малокуналейской формации. Альбитизация связана с аутометасоматозом или носит наложенный характер, но в том и другом случае проявляется на конечных этапах становления плутонов. Это обстоятельство подчеркивает возрастающую роль натрия уже после кристаллизации главной массы гранитоидов того или иного плутона. Если же говорить о породах, не подвергавшихся альбитизации, то по усредненным анализам можно видеть калиевую специализацию малокуналейской формации в Селенгино-Витимской зоне, где более чем в половине пород калий преобладает над натрием. В Малханской зоне породы с калиевой специализацией развиты ограниченно, в то же время более широко выражена альбитизация.

Малокуналейская щелочная гранитоидная формация занимает особое положение среди магматических формаций Западного Забайкалья, ибо она завершает магматизм раннемезозойского этапа орогенной активизации, а щелочные гранитоиды формации развиты в пределах всей орогенной области.

#### МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ВЕРХНЕМЕЗОЗОЙСКОГО СТРУКТУРНОГО ЯРУСА

Завершение раннемезозойского этапа не привело к стабилизации данного региона, и мы видим, что уже в конце лейаса вновь начинаются активные движения и магматическая деятельность, но уже иного содержания. Позднемезозойский этап характеризуется иным размахом тектонических явлений и типов формируемых структур, иным масштабом магматической деятельности и особым набором магматических формаций. Он представляет собой закономерное завершение формирования области орогенной активизации как единого целого в структурном отношении.

В средней юре формировались бажигирская формация малых интрузий и ичетуйская трахибазальтовая вулканоплутоническая формация,

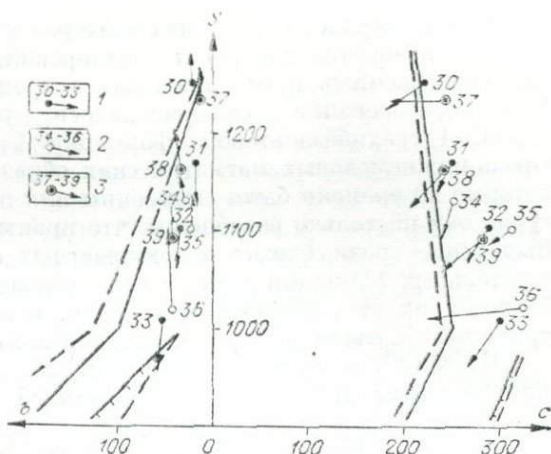


Рис. 13. Naturalная петрохимическая диаграмма малокуналейской щелочной гранитоидной формации.

1 — северо-восточная часть Селенгино-Витимской зоны; 2 — бассейн р. Джиды; 3 — Малханская зона.

структурно связанные с заложением и развитием впадин. К позднеюрскому времени относится внедрение гуджирской формации рудоносных гранитов, обособленных и не связанных с процессами формирования впадин. Впадинообразование сопровождалось развитием верхнемезозойской ( $J_3$ — $Cr_1$ ) трахибазальтовой формации. Среди среднеюрских и верхнеюрско-нижнемеловых магматических образований выделяются формации, которые по времени были синхронны или почти синхронны. Однако структурно они настолько разобщены, что практически нигде не контактируют. Выделение среди близко разновозрастных образований нескольких самостоятельных формаций разного типа основывалось в данном случае на особенностях их структурного положения, которое, в свою очередь, явилось причиной их различной формационной принадлежности.

Бажигирская формация малых интрузий включает лишь бажигирский комплекс, сложенный гипомагматическими дайками. Становление формации происходило в структурных условиях, возникновение которых было предреждено общим ходом развития орогенной активизации.

В конце ранней — начале средней юры в пределах орогенной области началась структурная перестройка. Происходит заложение межгорных впадин и разделяющих их сводовых горст-антиклиналей, получивших свое морфологическое выражение в виде горных хребтов (Флоренсов, 1948). Формирование этих структур привело к образованию тектонически ослабленных зон, протяженных зон разломов и отдельных крупных нарушений, которые и были использованы для внедрения дайками бажигирской формации. Подобные структурные условия внедрения привели к тому, что дайковые пояса и зоны интенсивного насыщения дайками располагаются по диагональным зонам, пересекающим сводовые горст-антиклинали в осевых частях, в местах перегибов и сочленения с впадинами или на продолжении впадин, т. е. в общем случае бажигирская формация тяготеет к структурам, сформировавшимся в средней юре, но во всех этих случаях дайковые пояса находятся за пределами впадин и практически не соприкасаются со среднеюрскими вулканогенно-осадочными отложениями. Только в северном борту Тугнуйской впадины, восточнее с. Ново-Спасского, бажигирские дайки, располагающиеся здесь среди вулканитов цаган-хунтейской свиты и гранитоидов малокуналейского комплекса, перекрываются конгломератами и лавами ичетуйской свиты. Видимо, данный дайковый пояс образовался в самом начале структурной перестройки, когда наметились контуры Тугнуйской впадины.

Дайковые пояса наблюдались автором в Дабхорских горах, на северном склоне Боргойского хребта (западнее пос. Билютай), на западной оконечности Тамирской гривы, по северному борту Тугнуйской впадины (в районе с. Ново-Спасского), в Кудунском хребте, в хребте Тора. Кроме того, дайковые пояса и поля картировались и отмечались многими геологами. Д. Д. Сагалуев установил широкое распространение даек спессартитов, керсантитов и сиенит-диоритов в переходной зоне от систем мезозойских впадин (Гегеуйская, Ичетуйская, Петропавловская) к жесткой структуре Хамар-Дабанского горста. На северном склоне хребта Цаган-Дабан в районе сел Большой Куналей и Десятниково пояс интенсивного насыщения дайками картировался В. А. Чабаненко. По составу слагающих его пород он имеет много общего с дайковым поясом в Дабхорских горах, хотя протяженность и ширина его больше и составляют соответственно 30—35 и 7—12 км. Целый ряд зон с многочисленными дайками диоритовых порфиритов, микродиоритов, спессартитов, сиенит-порфиритов, гранит-порфиритов прослеживается в бортовых частях Удинской впадины. Все они приурочены к зонам разломов, обрамляющих впадину по ее северному

борту. Вероятно, к подобным же образованиям относятся и дайковые пояса на Витимском плоскогорье.

Дайковый пояс в Дабхорских горах имеет протяженность около 15 км при ширине до 4 км. Он под острым углом пересекает горную гряду, сложенную нижнемезозойскими вулканитами и прорывающими их щелочными гранитоидами малокуналейского комплекса. На юго-западе дайковый пояс перекрыт конгломератами гусиноозерской серии, а на северо-востоке — трахибазальтами хилокской свиты. Таким образом, здесь отбивается возрастной предел бажигирского комплекса, ограниченный с одной стороны, малокуналейским комплексом ( $J_1^2$ ), с другой — хилокской свитой ( $J_3$ ).

Степень насыщенности пояса дайками неравномерная. В центральной части массива на западном борту пади Барун-Тасархой в отдельных участках пояса насыщенность настолько высокая, что суммарная площадь даек превышает площадь вмещающих пород. В остальных участках пояса количество даек меньше, однако 4—7 даек на 100 м ширины пояса не редкость. Почти все дайки, за исключением некоторых, имеют общее северо-восточное простирание, совпадающее с направлением зон дробления и разломов. Мощность даек от 1 до 8 м, а протяженность — от нескольких десятков до 200—300 м.

По составу здесь выделяется довольно большое число разновидностей, которые можно объединить в группу трахидолеритов и эссекситов, диоритов и диоритовых порфиритов, сиенито-диоритов и вогезитов, довольно многочисленную группу мелкозернистых сиенитов и сиенит-порфиров, несколько обособленную от них группу бостонитов и, наконец, мелкозернистых гранитов и микрогранитов. Последовательность внедрения даек довольно сложная и пока окончательно не установлена. Так, наблюдалось пересечение даек диоритовых порфиров дайками средне- и мелкозернистых сиенитов. В свою очередь, в других участках установлены обратные соотношения. Отмечалось более позднее внедрение даек микрогранитов по отношению к сиенитам и сиенит-порфирам. Очевидно, внедрение даек бажигирского комплекса не было одноактным и не носило строго направленного изменения состава, например, от основных к кислым или наоборот. Поэтому группы даек, выделяемые по составу, не отражают какой-либо закономерной смены их во времени и, возможно, в ряде случаев объединяют не одновременные, а близкие по составу и «одновозрастные» в рамках единого бажигирского комплекса.

Трахидолериты и эссекситы слагают мелкие штоки размером в поперечнике около 20—30 м, иногда до 50 м. В редких случаях они встречаются в виде даек. Трахидолериты и эссекситы представляют собой полнокристаллические средне- или мелкозернистые породы и лишь в дайках или очень мелких штоках имеют порфировую текстуру. Кроме плагиоклаза, в лейкократовой части присутствует в переменном количестве ортоклаз, выполняя промежутки между зернами плагиоклаза. Темноцветы в количестве от 25 до 50% представлены роговой обманкой, моноклинным пироксеном и биотитом. Всегда присутствует обильная вкрашенность апатита.

Мелкозернистые диориты и диоритовые порфириты имеют массивное сложение и состоят из плагиоклаза, наряду с которым изредка встречается в небольшом количестве щелочной полевой шпат. Темноцветы — обычная роговая обманка, реже моноклинный пироксен и биотит. Из акцессорных минералов всегда присутствует сфен.

Вогезиты слагают только дайки мощностью не более 2 м. Состоят они из калиевого полевого шпата, подчиненного количества кислого плагиоклаза и зеленой роговой обманки (последней 25—40%).

Наиболее многочисленную группу пород среди даек бажигирского комплекса составляют породы сиенитового состава, представленные мелкозернистыми сиенитами, микросиенитами и сиенит-порфирами. По внешнему облику, структурно-текстурным признакам и некоторым вариациям состава среди них выделяется довольно много разновидностей. Цвет их красноватый, буроватый, малиновый различной интенсивности, иногда встречаются породы серого цвета с разными оттенками. Сиениты имеют мелко- или неравномернозернистое сложение и связаны постепенными переходами с сиенит-порфирами. Последние по структуре, цвету, составу, количеству вкрапленников и их размерам также довольно разнообразны. Мелко- и неравномернозернистые сиениты, реже сиенит-порфиры подвергаются альбитизации. Интенсивность альбитизации разная — от почти не затронутых этим процессом пород до сильно альбитизированных, в которых альбит замещает до 50—60% объема калиевых полевых шпатов.

Дайки сиенитов через породы бостонитового типа связаны с бостонитами, а через кварцсодержащие разности — с микрогранитами и тонкозернистыми гранитами, т. е. намечается генетическое единство всех даек кислого состава в рамках бажигирской формации.

Бостониты встречаются только в виде даек мощностью около 7 м и протяженностью до 400 м. Породы имеют бостонитовую структуру и состоят из калиевого полевого шпата, всегда в той или иной степени альбитизированного. Из темноцветов иногда присутствует полущелочная роговая обманка.

Дайки гранитного состава (гранит-порфиры, микрограниты и тонкозернистые граниты) в бажигирской формации немногочисленны. Обычно это лейкократовые породы, часто с обильной рудной сыпью, в силу чего они приобретают различные оттенки бурого, вишневого, малинового цвета. Слагают они маломощные дайки, а потому имеют большей частью мелко- или тонкозернистое строение. Дайки сиенитового и гранитного состава кроме альбитизации иногда подвергаются грейзенизации. В таких случаях в породе появляется светлая слюда и довольно обильная вкрапленность флюорита. Изредка отмечалась скаполитизация.

Дайковый пояс, проходящий по северному склону Боргойского хребта к юго-западу от пос. Билютай, сложен почти исключительно дайками сиенитового и гранитного состава. Здесь присутствуют сиенит-порфиры, мелко- и среднезернистые сиениты, бостониты, роговообманковые и биотитовые граниты. Дайкам этого пояса, в отличие от таковых в Дабхорских горах и описанных выше, присуще общее увеличение зернистости (до среднезернистых пород) и несколько большее содержание темноцветов. Структурно этот пояс тяготеет к тектонической зоне.

В петрохимическом отношении бажигирская формация отличается от всех других мезозойских формаций параллельным существованием пород щелочно-известковой и известково-щелочной серий (рис. 14). При этом породы основного состава представлены только трахидолеритами. Щелочная оливин-базальтовая магма дает две ветви дифференциации: щелочно-известковую и известково-щелочную. Более многочисленная щелочно-известковая ветвь представлена эссекситами, бостонитами и сиенит-порфирами, известково-щелочная — диоритовыми порфиритами, мелкозернистыми сиенитами и гранит-порфирами.

Если же рассматривать пространственное распределение пород различных серий в структуре региона, то в общем случае можно отметить, что щелочно-известковые породы располагаются в ближайшем обрамлении среднеюрских впадин, а известково-щелочные более свойственны дайковым поясам, удаленным от впадин. Это положение не является строго определенным, ибо в ряде случаев вместе встречаются породы, относимые

к различным сериям. Однако, несмотря на это, тенденции к их разделению в зависимости от структурного положения по отношению к среднеюрским впадинам существует. Тяготение щелочно-известковых пород к ближайшему окружению и к периферии впадин, а также относительно большее присутствие среди них даек трахидолеритового, эссекитового и бостонитового состава указывает на их связь со среднеюрским трахибазальтовым магматизмом впадин. В свою очередь, эти дайковые пояса, в которых главную роль играют сиенит-порфиры, служат как бы связующим звеном с известково-щелочными породами дайковых поясов, удаленных от мезозойских впадин, ибо в них также главную роль играют те же сиенит-порфиры, но появляются породы известково-щелочной серии, в том числе и дайки гранитного состава.

Бажигирская формация малых интрузий изучена еще недостаточно, ибо мезозойские дайковые пояса довольно многочисленны в Западном Забайкалье и пока лишь в нескольких конкретных случаях более определенно решен вопрос об их структурном положении и принадлежности к бажигирскому комплексу. Еще ждут своего решения и объяснения совместное нахождение в одном поясе щелочно-известковых и известково-щелочных пород, последовательность их формирования, детальное петрографическое, минералогическое и геохимическое описание и, наконец, металлогения формации. Последнее тем более заслуживает внимания, что целый ряд исследователей связывает золотое оруденение Витимского плоскогорья с дайковыми полями и поясами (Хренов, 1957; Хренов, Рафленко, 1960).

Ичетуйская трахибазальтовая вулканоплутоническая формация связана непосредственно с заложением среднеюрских впадин и потому структурно располагается только во впадинах.

В конце лейаса — начале доггера в Западном Забайкалье начинается позднемезозойский этап тектонического развития, который продолжается также в поздней юре и раннем мелу. Этот этап, именуемый исследователями как мезозойское впадинообразование, освещен в литературе достаточно полно (Обручев, 1938; Флоренсов, 1948, 1956, 1960; Павловский, 1948а; Налетов, 1961; Замараев, 1958, 1960; Мартинсон, 1958; Нагибина, 1951; Скобло, 1964, 1966, 1967; Очиров, Булнаев и др., 1965; Доржиев, 1967; Соловьев, 1968, и др.). Мезозойское впадинообразование подразделяется, в свою очередь, на два этапа — среднеюрский (включая верхи ранней юры) и позднеюрско-раннемеловой, между которыми нет принципиальных различий, а фиксируется лишь перерыв в осадконакоплении и во многих случаях пространственное смещение позднеюрско-раннемеловых впадин по отношению к среднеюрским.

Продукты трахибазальтового магматизма, сопровождавшего формирование среднеюрских впадин, объединены в ичетуйскую трахибазальтовую формацию. Сюда входят ичетуйская вулканогенная свита, а также

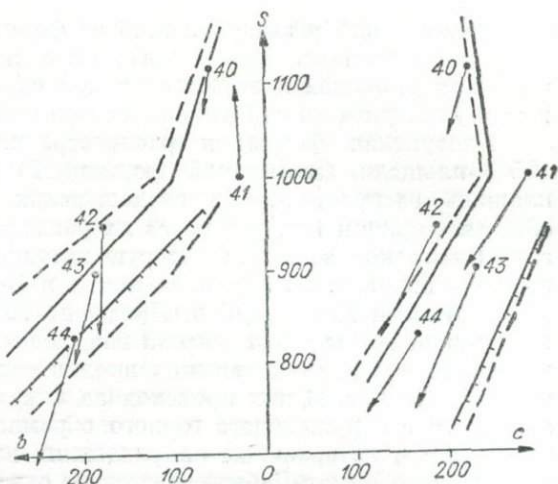


Рис. 14. Natural petrochemical diagram of the Bajigirskaya formation small intrusions.

сопровожающий и завершающий ее формирование нарынский субвулканический комплекс. Кроме того, сюда же отнесены трахибазальтовые излияния удинской и хариулгатинской свит и комагматичные им образования улунтуйского субвулканического комплекса.

Ичетуйская формация распространена и в Селепгино-Витимской (95% площади, занимаемой формацией) и в Малханской зоне. Общая площадь распространения среднеюрских эффузивов составляет почти 500 км<sup>2</sup>, причем главная масса их расположена в западной части Селепгино-Витимской зоны, на которую приходится около 3300 км<sup>2</sup>. Большое поле среднеюрских эффузивов почти в 2500 км<sup>2</sup> известно в предгорьях хребта Малый Хамар-Дабан. Примерно 700 км<sup>2</sup> занимают трахибазальты ичетуйской свиты в Тугнуйской впадине и ее обрамлении.

Образование среднеюрских впадин сопровождалось не только излиянием эффузивов. В них происходила аккумуляция осадочного материала, сносимого с окружающего горного обрамления. Распределение его в вертикальном и латеральном направлениях весьма неравномерно. В предгорьях Малого Хамар-Дабана осадочные отложения присутствуют в нижней части разреза ичетуйской свиты, слагая невыдержанные и маломощные горизонты базальных конгломератов или прослои и линзы гравелитов, песчаников и алевролитов среди покровов эффузивов.

Иное распределение осадочных отложений фиксируется в Тугнуйской депрессии. Здесь в основании разреза залегает базальный горизонт крупновалунных конгломератов (отдельные валуны достигают объема 2—4 м<sup>3</sup>), обнажающихся в северном борту впадины на западном ее окончании. Валуны представлены щелочными гранитами Харитоновского массива, а конгломераты, ими сложенные, непосредственно примыкают к этому массиву и в ряде случаев залегают на его поверхности размыва. Видимо, в это же время и в связи с теми же контрастными движениями шло накопление мощной толщи березовских (хонхолуйских) конгломератов, обнажающихся в южном борту впадины на ее восточной оконечности. Мощность их определяется в 1000—1200 м. Подобные же конгломераты, но со значительно сокращенной мощностью отчетливо видны и в северном борту впадины, к востоку от от с. Ново-Спасского.

Горизонты осадочных пород присутствуют в разрезе ичетуйской свиты и выше ее базальных слоев, фиксируя продолжающееся опускание впадины и перерывы в магматической деятельности. Ичетуйские вулканогенные образования Тугнуйской впадины согласно перекрыты угленосными отложениями тугнуйской свиты мощностью 220—500 м, сложенной алевролитами, песчаниками, гравелитами и каменным углем. Подобные отложения свидетельствуют о существенных изменениях в интенсивности тектонических процессов и магматизма в Тугнуйской впадине в конце догерра. Наличие тонкообломочных отложений и углей указывает на более спокойную тектоническую обстановку и прекращение эффузивного магматизма.

Далее к востоку становление ичетуйской трахибазальтовой формации происходит несколько позже, чем в бассейнах Джиды и Тугнуя. Удинская свита по времени формирования близка тугнуйской, однако если в тугнуйской свите уже нет эффузивов, то в удинской они являются существенным элементом и сопровождаются субвулканическими телами. В то же время масштабы среднеюрского магматизма здесь меньше, чем в районах, расположенных западнее, а роль осадочных отложений возрастает. Основание удинской свиты представлено мощной пачкой (от 500 до 1000 м) конгломератов, в верхах которой появляются отдельные пропластки песчаников. Верхняя часть разреза удинской свиты сложена алевролитами, песчаниками, туфогенными отложениями и эффузивами

трахибазальтового и трахитового состава (Беличенко, Комаров и др., 1962).

Составляя разрез удинской свиты со среднеюрскими образованиями Джиды и Тугнуя, можно заметить прежде всего смещение циклов осадконакопления и эффузивного магматизма при формировании свит. В западных районах базальные горизонты конгломератов имеют мощность в пределах первых десятков метров (исключая березовские конгломераты, расположенные на восточном замыкании Тугнуйской впадины). Более мощные (220—500 м) осадочные отложения слагают лишь самые верхи среднеюрских образований (тугнуйская свита), в то время как по Уде мы видим обратное соотношение, когда мощная пачка осадочных пород встречается в низах свиты. В подобном изменении последовательности седиментационных и эффузивных процессов, масштабы их проявления сказывается не столько специфика формирования отдельных среднеюрских впадин, сколько общее постепенное и закономерное омоложение магматизма, отмечающееся при движении с юга-запада на северо-восток.

Приступая к характеристике магматических образований ичетуйской трахибазальтовой формации, отметим, что среднеюрские эффузивы в настоящее время изучены достаточно полно и по этому вопросу имеются многочисленные публикации: по удинской свите — работы автора (Комаров, 1960; Беличенко, Комаров и др., 1962) и В. М. Скобло (1964, 1966); по ичетуйской свите — работы Ю. В. Комарова, А. И. Киселева, Н. А. Ляминой и В. М. Скобло (1965), А. И. Киселева (1967), А. Я. Салтыковского (1967), Ю. В. Комарова и А. И. Киселева (1966), Ю. М. Холода (1966), В. И. Турунхаева (1966) и др.

Вулканогенные образования ичетуйской формации объединены в несколько свит. В западной части пояса, включая Тугнуйскую и Мухор-Галинскую впадины, они входят в состав ичетуйской свиты, восточнее, в бассейне р. Уды, — в удинскую, а в восточной части Малханской зоны — в харюлгатинскую.

Ичетуйская свита наиболее широко развита в южных предгорьях хребта Малый Хамар-Дабан, где она слагает обширное поле. В этом районе свита по составу ранее подразделялась на три подсвиты: нижнюю — осадочно-эффузивную, среднюю — трахибазальтовую и верхнюю — трахитовую. А. С. Киреев и Ю. М. Холод ичетуйские вулканиды разделяют на две свиты: худогинскую и алцакскую в составе единой ичетуйской серии.

По р. Ичетуй (рис. 15) разрез свиты начинается с конгломератов, залегающих на домезозойских изверженных и метаморфических породах. Они перекрыты трахибазальтами, которые сменяются туфогенными отложениями, а последние — песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Еще выше по разрезу залегают трахиты, содержащие линзы туфов того же состава. В восточном направлении из разреза выпадают трахибазальты, мощность осадочного горизонта уменьшается до 10—12 м, а трахиты становятся доминирующими породами. Западнее Ичетуя свита представлена только основными щелочно-известковыми эффузивами, среди которых изредка встречаются лавобрекчии, туфы и вулканомиктовые образования того же состава, что и вмещающие их эффузивы. В единичных случаях отмечаются туфопесчаники и туфосланцы. Эти же породы присутствуют и в Тугнуйской впадине, где, кроме того, в низах разреза появляются перлиты.

По составу эффузивные образования ичетуйской свиты представлены базальтовыми трахибазальтами, трахиандезитовыми базальтами, трахиандезитами, трахитами, трахилинаритами, вулканическими стеклами. В свою очередь, в каждой из выделенных групп пород намечается целый ряд разновидностей, что наряду с широкими вариациями структурно-текстур-

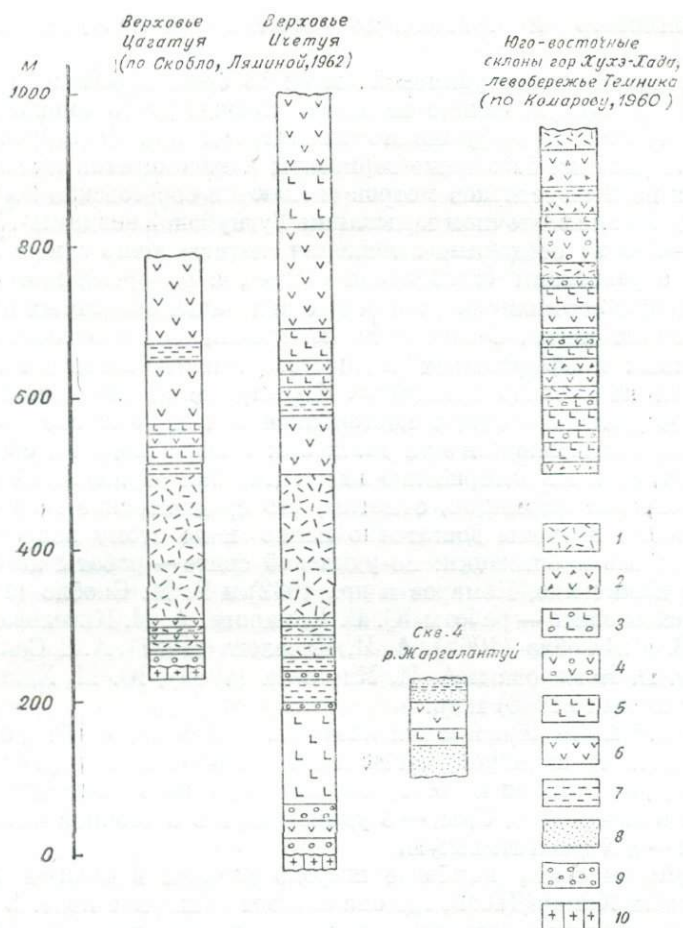


Рис. 15. Схематизированные разрезы ичетуйской свиты в южных отрогах хребта Малый Хамар-Дабан.  
 1 — трахиты, кварцсодержащие трахиты; 2 — туфобрекчии трахибазальтов; 3 — миндалекаменные трахиандезиты; 4 — миндалекаменные трахибазальты; 5 — трахиандезиты; 6 — трахибазальты; 7 — аргиллиты, алевролиты; 8 — песчаники; 9 — конгломераты; 10 — породы фундамента.

ных особенностей и окраски приводит к чрезвычайно многообразию петрографических разновидностей.

Количественно преобладают трахиандезитовые базальты. Поля их обширны в предгорьях Малого Хамар-Дабана и в Тугнуйской впадине. Среди трахиандезитовых базальтов выделяются оливковые, оливин-авгитовые, авгитовые, авгит-биотитовые, анальцимовые, имеющие афировую или порфировую текстуру, плотные или пористые. Миндалины иногда заполнены кальцитом, хлоритом, цеолитами. Цвет пород — от серых до темно-серых, почти черных с различными вариациями зеленого и оливкового оттенка, а также бурый, малиновый, буро-вишневый и красно-вишневый. Анальцим, присутствующий в трахиандезитовых базальтах, обычно составляет 3—7% объема породы и отмечается в разностях, обогащенных щелочным полевым шпатом.

Базальтовые трахибазальты встречаются значительно реже, чем трахиандезитовые базальты. Макроскопически они почти неотличимы от последних и более уверенно диагностируются при микроскопическом изу-

чении и по химическому составу. Породы эти состоят из плагиоклаза (лабрадора), оливина, моноклинного пироксена, реже биотита.

Трахиандезиты также присутствуют в значительно меньшем количестве, чем трахиандезитовые базальты. Они имеют уже более светлую окраску. Среди них выделяются оливин-авгитовые, биотит-авгитовые и биотитовые разновидности. Основная масса их сложена лейсточками плагиоклаза, ксеноморфного щелочного полевого шпата, мелких зерен авгита и чешуек биотита. Фенокристы представлены плагиоклазом и биотитом.

Трахиты встречаются среди пород ичетуйской свиты в отрогах Малого Хамар-Дабана и в Тугнуйской впадине. Порфириновые трахиты слагают гору Барун-Бурин-Хан и ее северные отроги, занимая площадь около 100 км<sup>2</sup>. Они перемежаются с потоками афировых трахитов. Некоторые исследователи склонны считать порфириновые трахиты горы Барун-Бурин-Хан субвулканическими образованиями. Однако автор кроме отмеченной перемежаемости порфириновых и афировых трахитов наблюдал среди них прослой туфов и тефрогенных пород, что свидетельствует о формировании порфириновых трахитов на дневной поверхности. Экструзивные же тела в этом районе представлены сиенит-порфирами, макроскопически весьма близкими порфиривым трахитам, но слагающими лишь дайки и вытянутые тела протяженностью около 100 м и мощностью до 20—50 м.

Состоят трахиты из изометрических или удлинённых зерен полевого шпата и плагиоклаза, чешуек биотита и рассеянных зерен роговой обманки. Структура пород ортофирная или трахитовая. Фенокристы в порфириновых разновидностях представлены вытянутыми табличками полевого шпата и чешуйками биотита. Количество вкрапленников может достигать 15—20% объема породы.

Кислые лавы фельзитового и трахилинаритового состава, а также их туфы отмечаются очень редко в виде мелких потоков, неправильных тел и ксенолитов большей частью среди кислых вулканических стекол в восточной части Тугнуйской и в Мухорталинской впадине (Волянюк, 1967). Мелкие тела фельзитов обнаружены и в районе горы Барун-Бурин-Хан, но здесь они, скорее всего, представляют собой субвулканические образования.

Вулканические стекла известны в восточной части Тугнуйской и в Мухорталинской впадине. Они встречаются и в низах и в верхах разреза свиты, ассоциируя с кислыми вулканитами трахилинаритового состава, а также с их туфами. Перлиты находятся в сложных отношениях с этими породами, слагая экструзивные залежи и купола. Формирование перлитов происходило в условиях многократного чередования эксплозивной и экструзивной деятельности, вследствие чего в разрезе месторождения Мухор-Тала пирокласты преобладают над лавами. Мощность пачки стекловатых пород и их туфов составляет 150—180 м, а мощность перлитов, залегающих в верхах этой пачки, — 30—40 м.

Вулканические стекла представляют собой темные с буроватым, зеленоватым или вишневым оттенком породы с раковистым изломом. Состоят они из кислого стекла, содержащего включения щелочных полевых шпатов, моноклинного пироксена, биотитоподобного минерала. Стекло подвергается неравномерной раскристаллизации. Встречающиеся пустотки выполнены цветочками кварца или же натечными образованиями халцедона и опала. Стекло во всех случаях обнаруживает перлитовую отделимость.

Приводимая выше краткая характеристика вулканогенных образований касалась лишь ичетуйской свиты. В состав выделяемой формации кроме ичетуйской свиты входит и удинская свита, которая распростра-

нена в бассейне р. Уды главным образом в ее верхнем течении в обрамлении Еравнинской, Удинской, Поперечинской, Кудунской впадин.

На рис. 16 приведены стратиграфические колонки удинской свиты. Первые четыре (слева направо) колонки наблюдались в береговых обнажениях Уды от устья Мухея на востоке до устья Улунтуя на западе, т. е. на протяжении около 30 км. Даже на таком небольшом расстоянии виден резко невыдержанный фациальный состав свиты и разное соотношение осадочных и вулканогенных образований. Так, в устье Мухея удинская свита представлена мощной (около 800 м) пачкой конгломератов с линзами и пропластками песчаников. В 7 км западнее (урочище Дэдэ-Булак) конгломераты, слагающие основание свиты, имеют мощность всего 150 м, но в разрезе свиты появляются туфы кислых эффузивов игнимбритового облика, выше которых залегает 50-метровый покров трахибазальтов. Далее к западу (урочище Ашея) мощность трахибазальтового тела, представленного серией потоков, достигает почти 300 м. В свою очередь, на трахибазальтах залегает 300-метровая пачка песчаников, аргиллитов, алевролитов и кремнисто-глинистых сланцев, где и была собрана среднеюрская флора и фауна.

Соотношение осадочных и вулканогенных образований в этом районе составляет соответственно 60 и 40%, причем на основные эффузивы приходится 25% объема свиты, а на кислые — 15%. Эти соотношения справедливы лишь для данного района, ибо в 60 км западнее на водоразделе Зун — Ашаньга — Кундуй (см. рис. 16) осадочные отложения мощностью 80—100 м залегают лишь в основании свиты, в то время как остальная 500-метровая часть разреза представлена исключительно трахибазальтами и трахиандезитами.

Переходя к краткой характеристике эффузивных образований удинской свиты, отметим, что среди основных эффузивов выделяются те же разности, что и в ичетуйской свите. Здесь трахиандезитовые базальты тоже пользуются доминирующим распространением, а базальтовые трахибазальты и трахиандезиты встречаются относительно реже.

Отличительная особенность удинской свиты (по сравнению с ичетуйской) — наличие в ее составе кислых эффузивов — трахилипаритов, альбитофиров, кварцевых порфиров, встречающихся совместно с трахитами. Кислые эффузивы везде сопровождаются туфами, которые в количественном отношении преобладают над излившимися породами.

Трахилипариты, альбитофиры и кварцевые порфиры имеют преимущественно фельзитовую, реже сферолитовую структуру основной массы. Породы обладают порфировым сложением, массивной текстурой, хотя часто отмечаются флюидальные и полосчатые разновидности. Фенокристы принадлежат санидину, кварцу, альбиту или калиевому полевому шпату. На долю вкрапленников приходится 5—15% объема породы. Породы обычно имеют свежий облик, а фенокристаллы полевых шпатов водяно-прозрачные.

Туфолавы игнимбритового облика найдены по р. Уде (в районе Дэдэ-Булака, Ашея, Улунтуя) и в других местах (р. Погромка, верховье Эгиты). Они представляют собой плотные массивные породы серого, коричневого, желтоватого или зеленоватого цвета. Для них характерны многочисленные фьямме линзовидной формы, расположенные субпараллельно напластованию. Размер их колеблется от долей миллиметра до 2—3 см в поперечнике и от миллиметров до 5—7 см по длинной оси. Включения обычно имеют более темную окраску — бурую, темно-серую, почти черную, темно-зеленую, реже красную. Помимо линзовидных включений встречаются остроугольные обломки пород, различных минералов, стекла. Особенно обильны включения темно-красного полевого шпата и вул-

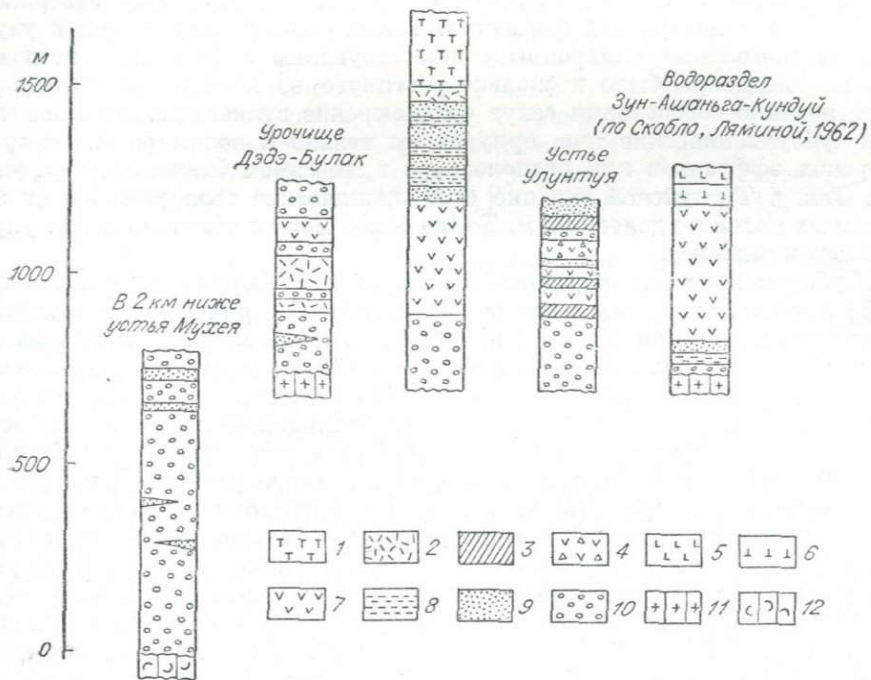


Рис. 16. Схематизированные разрезы удинской свиты в верхнем течении р. Уды (составил Ю. В. Комаров).

1 — трахиты; 2 — туфы кислых эффузивов; 3 — туфы трахибазальтов; 4 — лавокласты трахибазальтов; 5 — трахиандезиты; 6 — анальцимовые трахибазальты; 7 — трахибазальты; 8 — аргиллиты; 9 — песчаники; 10 — конгломераты; 11 — мезозойские граниты; 12 — вулканиты цаган-хунтейской свиты.

канического стекла с хорошо выраженной перлитовой текстурой. Связывающая масса буровато-желтого цвета, имеет флюктуационную текстуру. По своей структуре она неоднородна. Иногда отмечаются участки с пепловой структурой; в других местах цементирующая масса сложена довольно прозрачным, слабо раскристаллизованным стеклом с причудливо изогнутыми следами течения.

Рассмотренные выше вулканогенные образования ичетуйской и удинской свит распространены только в Селенгино-Витимской зоне. В пределах Малханского сводового поднятия среднеюрские вулканогенно-осадочные отложения развиты чрезвычайно ограниченно. Они известны лишь в Чикой-Хилокской впадине. На междуречье Ингоды и Хилка эффузивы относятся к харюлгатинской свите, имеющей довольно ограниченное площадное распространение. Мощность ее определяется в 600—700 м (Фомин, 1966), состоит она из конгломератов. Среди осадочных пород установлено два горизонта кислых эффузивов. Нижний, мощностью 30—50 м, сложен серыми и зелено-серыми фельзитами, выше которых залегают миндалекаменные трахиандезиты. Верхний горизонт содержит только фельзиты.

Субвулканические образования ичетуйской формации объединяются в нарынский и улунтуйский субвулканические комплексы. Первый комматичен с ичетуйской свитой, второй — с удинской.

Субвулканические образования сопровождали излияние среднеюрских эффузивов. В северном борту Тугнуйской впадины выявлены корни вулканических аппаратов центрального типа. Вулканические постройки их

полностью эродированы и сохранились лишь экстрезии, выполняющие жерла вулканов. Кроме того, субвулканические образования завершили формирование ичетуйской формации. Таким образом, нарынский и улунтуйский комплексы синхронны соответствующим эффузивным коагматам, но внедрение было несколько растянуто во времени, а потому их более поздние образования секут среднеюрские вулканиты. Во всех случаях субвулканические тела приурочены только к стадиям развития среднеюрских эффузивов или расположены в их самом ближайшем окружении. Так, в Тугтуйской впадине субвулканические тела удалены от эффузивных полей не далее 500 м. То же самое можно отметить и для улунтуйского комплекса.

Субвулканические образования ичетуйской формации, так же как и эффузивные, относятся к щелочно-известковой серии пород и являются производными единой для них щелочной оливин-базальтовой магмы. По составу среди субвулканических образований выделяется довольно большое число разновидностей, которые можно объединить в несколько групп: трахибазальты, трахидолериты, эссекситы, трахиандезиты, вогезиты, бостониты, сиенит-порфиры и микросиениты. Исключительно редко отмечаются граносиенит-порфиры, гранит-порфиры и микрограниты. В каждой из выделенных групп существуют некоторые вариации состава и структурно-текстурных признаков, что в целом создает большое петрографическое разнообразие среди субвулканических производных ичетуйской формации. Они слагают мелкие изометрические штоки или неправильные тела, а также дайки. Площадь таких тел измеряется от сотен квадратных метров редко до 0,02—0,03 км<sup>2</sup> и как исключение до 2 км<sup>2</sup> (юго-западная часть Хамбинского хребта), т. е. во всех случаях размеры тел крайне малы. Мощность даек колеблется от долей метра до 30—40 м, а их протяженность — от первых десятков метров до 2—3 км.

Какой-либо определенной последовательности внедрения разных по составу пород не установлено. Можно говорить лишь о чрезвычайно общем правиле: в основном формирование субвулканических пород шло от более основных к более кислым. В то же время в ряде случаев отмечены пересечения даек фельзитов дайками трахибазальтов, хотя в других случаях установлено, что дайки трахибазальтов являются самыми ранними экстрезивными телами, либо они пересекаются эссекситами и сиенит-порфирами. Взаимоотношения пород остальных групп также различны. Так, трахидолериты и эссекситы пересекаются сиенит-порфирами, однако наблюдалось и обратное. Дайки пироксеновых трахибазальтов пересекаются дайками пироксеновых трахиандезитов. Те и другие, в свою очередь, пересекаются дайками кварцсодержащих биотитовых сиенит-порфиров. На неодновременность формирования даек сиенит-порфиров указывает пересечение даек меланократовых сиенит-порфиров дайками сиенит-порфиров лейкократового облика. Подобные сложные отношения отмечены и для других групп пород.

Состав нарынского и улунтуйского комплексов идентичен. Некоторые различия намечаются лишь в количественных соотношениях групп пород, отражая те же закономерности, которые устанавливаются и для эффузивных образований ичетуйской и удинской свит. В такой же прямой зависимости от эффузивного магматизма находятся и масштабы субвулканических проявлений. Поэтому улунтуйский комплекс выражен более ограниченно. Соотношение основных и кислых пород в нем сдвигается в сторону увеличения роли последних, вплоть до появления даек гранит-порфиров. Нарынскому же комплексу присуще довольно широкое развитие пород трахидолерит-эссексит-трахиандезитового состава, сиенит-порфиров и, как исключение, граносиенит-порфиров и микрогранитов.

Субвулканические трахибазальты слагают только дайки мощностью 2—4 м и протяженностью от десятков метров до 2 км. Дайковые трахибазальты представляют собой плотные породы с основной массой, сложенной микролитами плагиоклаза, тонкими иголочками темноцветов и сынью рудного минерала. Фенокристы составляют 10—50% объема пород и представлены плагиоклазом, авгитом и оливином. Выделяются пироксеновые, оливин-пироксеновые разновидности и кринаниты. Последние имеют тонкокристаллическую структуру и состоят из плагиоклаза (65—70%), титнистого авгита (15—18%), оливина (10—12%), анальцима (3%). Присутствуют единичные чешуйки биотита.

Трахидолериты, как правило, образуют мелкие штоки, реже дайки. Во всех случаях это полнокристаллические породы с равномерной зернистой (размером зерен 1—2 мм), чаще с порфировой текстурой. По составу темноцветных минералов среди них выделяются оливин-пироксеновые, пироксеновые и пироксен-биотитовые.

Эссекситы залегают только в виде мелких штоков. Макроскопически они очень близки к трахидолеритам, отличаясь несколько более светлой окраской и присутствием биотита. Эссекситы имеют мелкозернистое или порфировое сложение и состоят из плагиоклаза (70—80%), пироксена (3—20%), биотита (5—7%), оливина (0—3%), щелочного полевого шпата (5—12%), иногда анальцима (до 1%). Субвулканические трахиандезиты встречаются в виде мелких штоков и даек, количественно уступая только сиенит-порфирам. Состоят преимущественно из плагиоклаза и меньше щелочного полевого шпата. Присутствует кварц в виде единичных мелких зерен. Иногда в кварцсодержащих трахиандезитах содержание его достигает 7—8%. Порфировые вкрапления представлены плагиоклазом, пироксеном, роговой обманкой. Столь характерный для трахидолеритов оливин здесь отсутствует, а биотит встречается в виде спорадических мелких чешуек. Редкие миндалины выполнены хлоритом, цеолитами, кварцем, эпидотом, карбонатом.

Вогезиты слагают дайки мощностью до 2—3 м, протяженностью 15—40 м. Это полнокристаллические равномерной зернистые или порфировые породы с размером зерен основной массы 0,2—0,4 мм, а вкрапленников до 2 мм. Состоят они из щелочного полевого шпата (70—80%), роговой обманки (15—23%), всегда присутствует апатит (2—7%), зерна которого достигают 2—3 иногда 7—10 мм.

Сиенит-порфиры — наиболее многочисленная группа среди субвулканических пород чегуйской формации. Они слагают мелкие вытянутые или неправильные штокообразные массивы, а также многочисленные дайки. В очень редких случаях, как это установлено на левобережье Темника в юго-западной оконечности Хамбинского хребта, экструзивные тела микросиенитов достигают площади почти 2 км<sup>2</sup>.

Субвулканические породы сиенитового ряда чрезвычайно многообразны по своим структурно-текстурным признакам и вариациям состава. Среди них более многочисленны сиенит-порфиры как мелкопорфировые, так и крупнопорфировые, с широким колебанием количества фенокристов (от 7—10 до 50%). По содержанию темноцветов выделяются лейкократовые, биотитовые, роговообманковые и пироксен-роговообманковые разновидности. Сиенит-порфиры тесно связаны с микросиенитами и тонкозернистыми сиенитами, а также тонкозернистыми сиенитами бостонитового облика. Сюда же примыкают и трахидациты, отличающиеся от сиенит-порфиров наличием вкрапленников плагиоклаза. Сиенит-порфиры и микросиениты образуют переходы до кварцевых сиенит-порфиров и кварцевых микросиенитов. Микрограниты и гранит-порфиры обнаружены только в виде единичных даек.

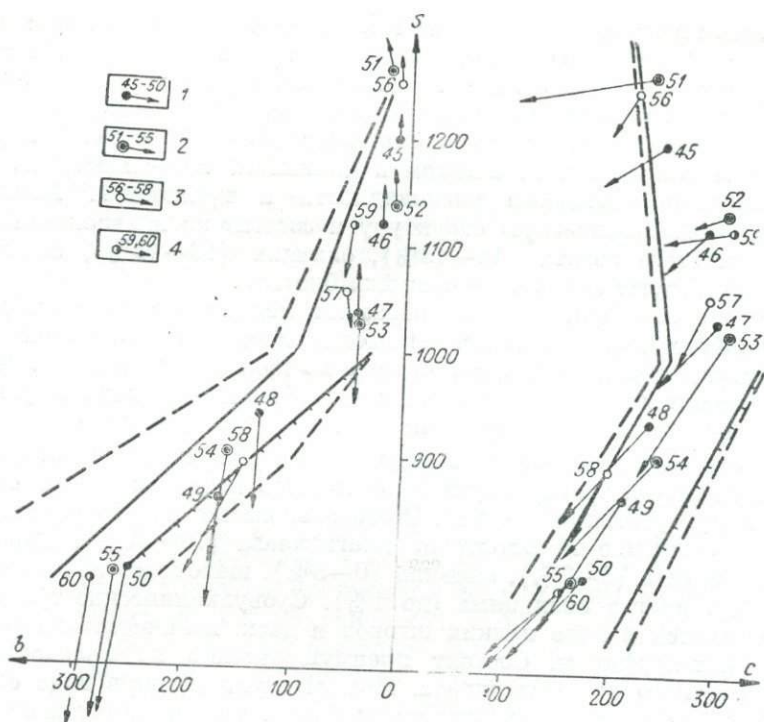


Рис. 17. Naturalная петрохимическая диаграмма ичетуйской трахибазальтовой формации.

1 — ичетуйская вулканогенная свита; 2 — нарынский субвулканический комплекс; 3 — удинская вулканогенная свита; 4 — улунтуйский субвулканический комплекс.

На рис. 17 приведена петрохимическая диаграмма ичетуйской формации по вулканогенным свитам и субвулканическим комплексам. Все анализы располагаются в пределах щелочно-известковой серии и имеют общие петрохимические свойства, присущие всей ичетуйской формации. Ряд дифференциации начинается базальтовыми трахибазальтами в эффузивной фации и трахидолеритами в субвулканической, продолжается трахиандезитами и эссекситами, затем трахитами и сиенит-порфирами, а заканчивается трахилипаритами и гранит-порфирами. Породы основного состава имеют несколько повышенную лейкократовость, а поворот вектора влево в меланократовой части диаграммы указывает на отсутствие или весьма малое содержание в них оливина. Породы кислого состава, относящиеся к той же щелочно-известковой серии, в лейкократовой части диаграммы имеют почти горизонтальное положение вектора, отмечающего появление агаитовых тенденций. Сопоставляя эффузивные и субвулканические образования, можно отметить повышенную щелочность последних по сравнению с излившимися аналогами.

В целом петрохимия ичетуйской трахибазальтовой формации одинакова для всех ее частей, выделяемых в виде свит и субвулканических комплексов независимо от их пространственного положения. Это лишь подтверждает правомочность объединения их в одну магматическую формацию, возникшую из щелочной оливин-базальтовой магмы в определенных структурных условиях, связанных с заложением и развитием среднеюрских впадин.

Гуджирская формация рудоносных гранитов включает лишь гуджирский интрузивный комплекс. Этот комплекс под мест-

ными названиями или как «рудоносные интрузии» стал выделяться в Западном Забайкалье со времени открытия в 1932 г. М. В. Бесовой Джидинских вольфрамово-молибденовых месторождений, но до сих пор все еще остается дискуссионным вопрос о его возрасте, структурном положении, взаимоотношениях с другими мезозойскими стратифицированными и магматическими образованиями. Следует отметить и то, что молибденовое оруденение в Западном Забайкалье связано не только с гуджирскими интрузиями, но и с раннемезозойскими интрузивными комплексами — бичурским и кудунским. Это обстоятельство, естественно, исключает представление о существовании в Западном Забайкалье лишь одной мезозойской рудоносной интрузии. Высказывая предположение о рудоносности бичурского и кудунского комплексов, автор признает, что существует и более молодой послемалокуналейский рудоносный комплекс, существенно отличающийся от предшествующих. Он формировался в поздней юре. Этот интрузивный комплекс выделяется нами в гуджирскую формацию «рудоносных» гранитов.

В том, что гуджирский комплекс формировался в позднеюрское время, убеждают прежде всего определения абсолютного возраста гранитоидов из Джидинских редкометалльных месторождений. На рис. 1 приведена диаграмма, на которой видны два максимума: первый 180—170 млн. лет, второй 145—140 млн. лет. Если учитывать определения только с редкометалльных месторождений, то главный максимум приходится на 145—140 млн. лет и второстепенный — на 180 млн. лет. Видимо, 145—140 млн. лет и есть возраст гуджирского рудоносного комплекса, ибо не вызывает сомнения принадлежность данных массивов гранитов к рудоносной интрузии. Таким образом, можно говорить о позднеюрском возрасте гуджирского рудоносного комплекса, который, по-видимому, начал формироваться в конце средней — начале поздней юры, когда в пределах вулканического пояса отмечалась частичная структурная перестройка, приведшая к смещению верхнеюрских впадин относительно, среднеюрских, к заложению новых верхнемезозойских впадин и к активизации поперечных зон. Подобная трактовка возраста гуджирского комплекса уточняет давно распространенное мнение о его юрском возрасте, которое высказывали П. И. Налетов (1957, 1962), Е. Н. Смолянский (1958, 1961), М. М. Повилайтис (1957), В. И. Игнатович (1959), Л. М. Афанасьев (1964), А. Г. Гарифулин (1960), В. А. Дворкин-Самарский (1965) и др. В то же время мнение о позднеюрском возрасте гуджирского комплекса вызывает целый ряд вопросов, без решения которых оно представляется необусловленным.

Во-первых, на той же диаграмме абсолютного возраста (см. рис. 1), наряду с максимумом, приходящимся на 145—140 млн. лет, выделяется максимум в 180—170 млн. лет. Во-вторых, требуют объяснения структурные отношения гуджирского комплекса с другими юрскими магматическими и стратифицированными образованиями, ибо до сих пор не известно ни одного случая прорывания гуджирскими интрузиями юрских вулканогенно-осадочных отложений. Не установлены взаимоотношения гуджирских гранитов с дайками бажигирского комплекса малых интрузий и с экструзивными телами нарынского субвулканического комплекса, хотя, по-видимому, формирование всех этих трех комплексов сближено во времени. Требуется объяснения и тот факт, что гуджирская интрузия представлена только гранитоидами, тогда как другие, близкие ей по возрасту магматические образования (бажигирская формация малых интрузий, ичетуйская трахибазальтовая формация, верхнемезозойская трахибазальтовая формация), выражены производными щелочной оливин-базальтовой магмы.

Не все перечисленные вопросы в настоящее время могут быть решены однозначно и достаточно убедительно. Тем не менее в принципе все они находят свое объяснение, если подходить к их решению с позиций структурного положения гуджирских рудоносных гранитов. Что касается первого вопроса — о наличии на диаграмме абсолютного возраста второго максимума в интервале 180—170 млн. лет, то, по-видимому, за гуджирские граниты здесь приняты граниты заключительной фазы кудуиского комплекса, которая имеет именно этот возраст и с которой также возможна парагенетическая связь редкометалльного оруденения. Появление второго максимума указывает на то, что Джидинские месторождения образовались в два этапа. Первый был связан с заключительной фазой кудуиского комплекса (180 млн. лет), второй — с гуджирским рудоносным комплексом (145—140 млн. лет). Подобные случаи формирования в пределах одного рудного узла разновозрастного оруденения, как сейчас выясняется, — явление довольно распространенное. В ряде случаев происходит наложение (телескопирование) разновозрастного оруденения в пределах одного месторождения. Подобная картина, по-видимому, имела место и на Джидинских месторождениях. На двойственное значение определенной абсолютного возраста для Джидинских месторождений обратил внимание М. М. Повилайтис (1960), В. А. Дворкин-Самарский и Г. И. Туговик (1966). Последний отмечает два максимума: 183—170 млн. лет и 140—120 млн. лет.

О разновозрастности гранит-порфиров Джидинского месторождения писал еще в 1959 г. В. И. Игнатович. Рассматривая последовательность формирования штоков гранит-порфиров, даек и оруденения, он отмечает, что вначале произошло внедрение гранит-порфиров Первомайского массива, затем дорудных даек; после этого рудный процесс привел к образованию молибденовой минерализации. Одновременно внедряются «рудные» анлит-порфиры, затем пострудные (по отношению к молибденовой минерализации) дайки лампрофиров. Только после внедрения гранит-порфиров Первомайского массива и сопровождающих его даек, а также после образования молибденового оруденения внедрялись гранит-порфиры Горкинского массива и вслед за тем возникла вольфрамовая минерализация. Таким образом, в пределах лишь одного Джидинского месторождения устанавливается разновозрастность двух гранитных массивов, причем с первым связана молибденовая минерализация, а с более молодым — вольфрамовая.

М. М. Повилайтис (1960, 1966) описывает эруптивную брекчию в экзоконтакте Гуджирского интрузива, состоящую из обломков фельзит-порфира с кварцевыми прожилками, в которых присутствует вкрапленность шеелита, молибденита, акцессорного берилла. Обломки фельзит-порфиров с рудоносными кварцевыми прожилками сцементированы гранитом, аналогичным гуджирскому. Это позволяет, по мнению М. М. Повилайтис (1966), предположить, что часть прожилков Инкурского штокверка образовалась раньше упомянутого массива либо разобщена во времени с формированием гюбнерито-кварцевых жил внедрением гранитов. Учитывая все это, можно считать вполне установленным, что формирование Джидинского месторождения разделяется на два самостоятельных этапа, причем каждому из них предшествовало внедрение гранитов. Считать ли эти граниты и связанное с ним оруденение разными фазами одного интрузивного комплекса или отнести их к разным интрузивным комплексам — вопрос, который еще окончательно не решен. В. И. Игнатович (1959, 1961) полагает, что имеют место последовательные фазы одного магматического комплекса. В то же время в районе Джидинского месторождения он выделяет и более ранний мезозойский интруз-

живный комплекс, представленный сиенитами и кварцевыми сиенитами, жильные дериваты которого довольно многочисленны на месторождении. Это дайки сиенит-порфиров, кварцевых сиенит-порфиров, сиенитов, кварцевых сиенитов, бостонитов. Подобных же взглядов придерживается и М. М. Повилайтис, приводя цифры определения абсолютного возраста гранитов и оруденения в интервале 147—140 млн. лет. Однако Д. Ж. Жалсабон и Э. А. Максимова (1967, 1968), проанализировав разрезы по линиям скважин, пройденных на Первомайском массиве, пришли к выводу, что с глубиной массив значительно увеличивается в размерах. На поверхности в своей апикальной части он представлен лейкократовыми мелкозернистыми гранитами и гранит-порфирами, которые глубже переходят в крупнозернистые биотитовые граниты. Последние же сопоставляются Д. Ж. Жалсабонем с раннемезозойскими гранитами.

Таким образом, о возрасте редкометалльных месторождений Джидинского рудного узла существуют два мнения, каждое из которых имеет определенную аргументацию. Как полагает автор, оруденение здесь, вероятно, связано с двумя интрузивными комплексами — раннемезозойским, т. е. кудунским, и позднемезозойским — гуджирским. С кудунским комплексом, по-видимому, ассоциируют упоминающиеся М. М. Повилайтис (1966) оруденелые фельзит-порфиры, присутствующие в эруптивной брекчии в экзоконтакте Первомайского массива. Первые определения абсолютного возраста оруденения по урано-свинцовому методу и изотопному составу свинца наряду с более молодым определением дали цифры 210 и 180 млн. лет. Определение возраста гранитоидов Булуктайского месторождения, входящего в тот же рудный узел, показало цифры 188—172 млн. лет (Туговик, Скришников, 1963). Все эти данные указывают на наличие в Джидинском рудном узле досреднеюрского оруденения, которое может быть связано с кудунским комплексом. Однако следует признать и другое — главная масса редкометалльных руд Джидинского месторождения имеет прямое отношение к гуджирскому рудоносному комплексу поздней юры, что подтверждается сведениями об абсолютном возрасте гуджирских гранитов и оруденения (150—130 млн. лет).

Если названные цифры принять за более или менее достоверную временную датировку гуджирского комплекса, то естественно возникает вопрос об отношении рудоносных гранитов к другим мезозойским магматическим и осадочным образованиям. Выше уже отмечалось, что нигде не установлено прорывания рудоносным комплексом средне- или верхнеюрских вулканогенно-осадочных образований, не говоря уже о нижнемеловых. Кроме того, среднеюрские и верхнеюрско-нижнемеловые магматические образования связаны с трахибазальтовой магмой и являются ее производными. Гуджирский комплекс, одновозрастный с верхнемезозойской трахибазальтовой формацией, является, наоборот, ее антиподом — он сложен только нормальными гранитами. Некоторые геологи, не находя объяснения этим, казалось бы, противоречивым положениям, склоняются к отрицанию гуджирского комплекса как верхнеюрского образования. Однако если проанализировать структурное положение среднеюрских, верхнеюрских и нижнемеловых магматических и осадочных формаций, то выясняется, что гуджирские гранитоиды формируются в таких структурных условиях, которые исключают их соприкосновение с другими формациями, связанными с развитием юрско-меловых впадин. Последние, как и все главные структурные элементы Западного Забайкалья, подчиняются генеральному северо-восточному направлению, унаследованному еще с мезозойской истории развития региона. Этому же направлению в основном следуют и разрывные нарушения, в том числе обрамляющие верхнемезозойские впадины. Активизация в позднем мезозое разломов северо-

восточного направления и предопределила подобную ориентировку верхнемезозойских депрессий и разделяющих их сводовых горст-антиклиналей. Отрицательные структуры были местом аккумуляции юрских и меловых молассово-угленосных отложений, а ограничивающие их разломы во многих случаях служили магмовыводящими каналами для трахибазальтовых излияний. Намечается строгая структурная приуроченность позднемезозойского трахибазальтового магматизма к впадинам с активизированными северо-восточными разломами. К этому следует добавить, что северо-восточное, или иначе байкальское, направление в среднем течении Джиды (примерно на долготе  $105^{\circ}$ ) сменяется северо-западным, саянским, направлением. Подобное оформление главных структурных элементов Западного Забайкалья вызвано его положением в обрамлении южного выступа Сибирской платформы, который в плане вырисовывается в виде угла, обращенного вершиной на юг. Генеральное байкальское направление структур восточнее  $105$ -го меридиана и саянское западнее его отмечалось всеми исследователями на протяжении всей истории геологического изучения региона. В то же время отмечались и поперечные разрывные нарушения, которые считались мелкими, не играющими какой-либо роли в геологическом развитии региона. Только в последнее время поперечные структуры и поперечные зоны привлекли пристальное внимание геологов, была выяснена их весьма существенная роль для структурного развития региона и для его металлогении.

Поперечные разломы в Юго-Западном Забайкалье отмечались еще в свое время В. А. Обручевым. Н. А. Флоренсов (1960) в расположении поперечных разломов подметил их связь с растяжениями на выпуклых крыльях дугообразных сводовых поднятий. Широкое развитие поперечных разрывных структур северо-западной и субмеридиональной ориентировки отмечает В. С. Доржиев (1967), который подчеркивает наличие горизонтальных смещений вдоль отдельных разрывов. Это же, по геофизическим и геологическим материалам, подтверждает и Ц. Ц. Цырендоржиев (1966). Для Витимского плоскогорья подобные поперечные нарушения зафиксировали Л. И. Салоп (1967), Н. А. Булгаков (1966) и др.

Изучение поперечных разрывных нарушений послужило отправным моментом для выделения крупных поперечных тектонических зон, воздействующих на структурное развитие района и его металлогению. В ряде случаев подобные зоны начали оформляться еще в домезозое и влияли на осадконакопление и распределение интрузивных тел. Первоначально они выделялись в Восточном Забайкалье (Радкевич, Томсон, Горлов, 1956; Томсон, Архангельская, Семенова, 1962; Фогельман, 1964, 1968) по геологическим данным, а затем получили и геофизическое подтверждение (Мастюлин, Огородников, 1967), обозначаясь на геофизических картах крупными гравитационными ступенями и сериями мелких магнитных аномалий отрицательного и положительного знака. Интересную закономерность отмечают В. А. Амантов, Э. В. Михайлов и В. В. Старченко (1967), установившие, что поперечные северо-западные зоны разломов западной части Монголо-Охотской складчатой области и ее обрамления проявляются особенно четко в поперечных поднятиях, названных ими порогами.

Практически все те особенности поперечных структур, которые отмечались многими для Восточного Забайкалья, Восточной, Центральной и Северной Монголии, имеют место и в Западном Забайкалье. Здесь тоже не всегда о подобных зонах можно говорить как о зонах разломов, ибо иногда они носят характер скрытых разломов фундамента, которые хотя и не проявляются в верхнем структурном этаже как разломы, но влияют на распределение интрузивных тел и дайковых поясов. В большинстве же

это, действительно, поперечные разломы или зоны разломов, дробления, катаклаза и региональной трещиноватости. Ряд поперечных разломов, выделенных ранее в Восточном и Центральном Забайкалье, прослеживается и далее на северо-запад в Западном Забайкалье. Так, на схеме А. Д. Канищева (1966). Кушунгинский и Хараминский поперечные разломы пересекают не только Центральное, но и Западное Забайкалье.

Для центральной части Западного Забайкалья (бассейны Уды, Хилка и Чикоя) первую схему поперечных зон привел В. И. Сизых (1966), выделивший три крупные зоны поперечных нарушений — Нижне-Чикойскую, Балягинскую и Арейскую. При этом Балягинская зона является синонимом и северо-западным продолжением Кушунгинской, а Арейская — синонимом Хараминской и Харалго-Хилокской зоны (по Л. А. Мاستюлину и А. Д. Канищеву). Эти зоны поперечных нарушений В. И. Сизых относит к категории сквозных, поскольку они переходят из одной системы складчатости в другую. И действительно, в пределах Западно-Забайкальской области орогенной активизации поперечные нарушения, намеченные В. И. Сизых, пересекают все выделяемые нами структурно-формационные зоны. Заложение этих северо-западных поперечных структур произошло в домезозое, видимо в раннем палеозое. В мезозое отмечается, в частности, экранирующее значение Балягинского разлома для вулканитов тамирской формации, которая не проникает восточнее этого разлома.

На Витимском плоскогорье поперечные тектонические структуры северо-западного простирания выделены Э. М. Мулюковым и А. Л. Шпильковым (1966), которые отмечают, что по распространению и значимости они не уступают северо-восточным. Мощность поперечных поясов разломов, по их данным, колеблется от 5—7 до 10—15 км, а протяженность составляет 100—150 км и более. Вдоль них отмечается концентрация магматических тел. Описание одной из поперечных структур Витимского плоскогорья, а именно Точерской зоны разломов, приводит А. Н. Булгаков (1966).

На Витимском плоскогорье И. Я. Кузьминым (1966) намечается несколько относительно крупных поперечных ослабленных зон, которые, по его предположению, связаны со скрытыми разломами фундамента.

Поперечные ослабленные зоны тяготеют к поперечным поднятиям в нижне-среднекембрийском прогибе, фиксируются по линейному распространению эффузивных пород, магнитных аномалий, дайковых полей, трещинных интрузий и подчеркиваются гравитационными ступенями. Эти же структуры являются рудовмещающими, к ним тяготеют все основные известные в районе редкометалльные и полиметаллические рудопроявления.

Иными по природе и структурному положению представляются «поперечные» структуры в среднем и верхнем течении Джиды, где происходит разворот нижнепалеозойских геосинклинальных структур с юго-восточного (саянского) на северо-восточное (байкальское) направление. По мнению некоторых исследователей (Цырендоржиев, 1966), здесь имеет место «торцевое» сочленение складчатых и разрывных структур саянского и байкальского направлений. Безусловно, такое сочленение не ведет к резкой смене одного направления другим, просто одно постепенно затухает, а другое начинает превалировать. Если каледонские складчатые структуры повторяют общий изгиб южного выступа Сибирской платформы, то разрывные нарушения образуют здесь сетку пересечений саянского и байкальского направлений. Если же обратиться к мезозойскому Западно-Забайкальскому вулканическому поясу, то оказывается, что он довольно строго наследует главные структурно-формационные зоны каледонид байкальского направления, а саянские структуры пересекает. В то же время именно здесь совмещение разрывных нарушений двух

направлений проявилось особенно наглядно и сопровождалось внедрением мелких интрузивных массивов гранитоидов, трассирующих северо-западное и в меньшей мере северо-восточное направление.

Характеристика разломной тектоники юга Восточной Сибири и некоторых особенностей ее металлогении дана П. М. Хреновым, А. А. Бухаровым и др. (1968). Они выделяют в Забайкалье поперечные разломы северо-западного направления, отмечая, что некоторые из них прослеживаются вплоть до краевого шва платформы. Авторы подчеркивают значение их как магмо- и рудоконтролирующих структур и в связи с этим особую роль в областях орогенной активизации.

Рассматривая поперечные тектонические структуры Западно-Забайкальской области орогенной активизации, выраженные протяженными зонами разломов, зонами скрытых разломов фундамента или зонами региональной трещиноватости, следует подчеркнуть их более частое расположение в пределах поперечных поднятий, что было раньше подмечено В. А. Амантовым, Э. В. Михайловым и В. В. Старченко (1967) на западе Монголо-Охотской складчатой области. Аналогичная картина характерна для Западного Забайкалья. Так, выделяемые В. И. Сизых (1966) Нижне-Чикойская, Балягинская и Арейская зоны поперечных нарушений, подтвержденные В. С. Доржиевым (1967), проходят через зону поперечного поднятия, отделявшего раннепалеозойский Джидинский геосинклинальный прогиб от расположенного к северо-востоку Еравнинского погружения, которые и составляли единую эвгеосинклинальную зону. То же самое можно сказать и о Точерской зоне, тяготеющей к поперечному поднятию в ниже-среднекембрийском прогибе.

Большинство поперечных зон нарушений имеют древнее, во всяком случае, домезозойское заложение. В мезозое они были довольно активны и в сочетании с продольными зонами нарушений, часть которых, несомненно, имеет глубинный характер, способствовали проявлению магматизма в эффузивной и в интрузивной фациях на раннемезозойском этапе формирования Западно-Забайкальской области орогенной активизации. Тогда же произошло излияние всей массы мезозойских кислых эффузивов и внедрение гранитоидов. Во второй этап развития орогенной области, который начался в конце лейаса или в начале доггера и продолжался до раннего мела включительно, оформлялись Селенгино-Витимское поле межгорных впадин (Флоренсов, 1948) и Малханское сводовое поднятие. Со структурной перестройкой была связана переориентировка напряжений. С этого времени существенно меняются значение продольных и поперечных зон нарушений в формировании структуры Западного Забайкалья, они начинают играть роль магмогенерирующих и магмовыводящих структур. Продольные зоны разломов испытывали растягивающие усилия, что вело к опусканию отдельных блоков, к формированию межгорных впадин и к излиянию во впадинах трахибазальтовых лав, поднимавшихся по обрамляющим впадины разломам. Растягивающие усилия способствовали зарождению и подъему основных магм. Поперечные же тектонические зоны испытывали в это время, наоборот, сжимающие усилия. Различная ориентировка напряжений в продольных и поперечных зонах нарушений сказалась на степени их «открытости», а это, в свою очередь, на их роли как магмогенерирующих и магмовыводящих структур. Следует добавить, что поперечные зоны нарушений тяготеют к поперечным поднятиям, существовавшим уже в раннепалеозойское время и в какой-то степени сохранившим это свойство и в мезозое. Области поднятий являются более благоприятными структурами для проявления гранитоидного магматизма (Кузнецов, 1964; Кузнецов, Яншин, 1967, 1969).

Таким образом, позднемезозойский этап формирования Западно-Забайкальской области орогенной активизации сопровождался развитием двух принципиально различных зон разрывных нарушений — продольных и поперечных, контролировавших проявление разного по составу магматизма. С продольными связано излияние трахибазальтовых лав, с поперечными — внедрение мелких интрузивных тел гранитоидов. Излияние щелочной оливин-базальтовой магмы привело к формированию ичтуйской и верхнемезозойской трахибазальтовых формаций во впадинах и бажигирской формации малых интрузий в их ближайшем окружении. Гранитоидный магматизм проявился в виде мелких интрузивных тел, сопровождавшихся оруденением редких и цветных металлов. Этот интрузивный комплекс и представляет собой гуджирскую формацию «рудоносных» гранитов.

Из рассмотренного выше структурного положения гуджирского интрузивного комплекса следует, что его формирование и внедрение могло начаться в конце средней юры и продолжаться в поздней. Приведенное выше структурное обоснование датировки гуджирского комплекса вполне согласуется с данными его определения методом абсолютной геохронологии, показывающим интервал от 155 до 120 млн. лет с максимумом, приходящимся на 145 млн. лет, что соответствует поздней юре.

Выше отмечалось, что поперечные зоны обычно имеют ширину, измеряемую в пределах 5—25 км. Пожалуй, только в Джидинском рудном районе, где структуры орогенной активизации пересекают нижнепалеозойские структуры саянского направления, видна сетка разломов, ориентированных и на северо-запад и на северо-восток. Причем местное северо-западное направление, выступающее в каледонских структурах как продольное, в мезозойских является уже поперечным. Поэтому в Джидинском районе к данным нарушениям и тяготеют интрузии гуджирского комплекса, на что неоднократно указывали Е. Н. Смолянский (1958, 1961) и П. И. Налетов (1957).

Гуджирский рудоносный комплекс лучше всего изучен в Джидинском рудном районе, где он был выделен и где после открытия Джидинских редкометалльных месторождений вот уже в течение почти 30 лет привлекает неослабное внимание геологов. Анализ структурного положения и описание состава пород рудоносных интрузий в этом районе приводят во многих работах (М. В. Бесова, П. И. Налетов, И. П. Кушнарв, Л. М. Афанасьев, Е. Н. Смолянский, М. М. Повилайтис, В. И. Игнатович, Е. Е. Батурина и др.).

Граниты Джиды послужили «эталоном» для петрографической, петрохимической и прочих характеристик рудоносных интрузий. С ними сопоставлялись рудоносные граниты других районов Западного Забайкалья, описание которых дается в работах А. А. Конева и В. А. Лисия, А. Г. Гарифулина, Л. А. Козубовой, В. А. Дворкина-Самарского, Д. Ж. Жалсабона и др.

Граниты гуджирского комплекса образуют, как правило, небольшие массивы, редко превышающие 1—2 км<sup>2</sup> (Хамнигадайский массив), а также дайки различной мощности и протяженности. Формирование комплекса происходило в близповерхностных условиях. Это обстоятельство предопределяет непостоянство структурно-текстурных признаков гранитов, меняющихся не только в пределах одного массива, но даже в пределах одного обнажения. По мнению большинства геологов, гуджирский комплекс сложен почти исключительно мелко- и среднезернистыми лейкократовыми гранитами, меньше морионовыми и биотитовыми гранитами, еще меньше граносиенитами, и, как исключение, по периферии гранитных массивов встречаются сиениты.

Лейкократовые граниты обычно имеют светлую окраску — розоватую, желтоватую, серую и средне- или мелкозернистое сложение. В них иногда отмечаются мелкие мнуролитовые пустотки. Как правило, лейкократовые граниты относятся к ультракислым породам с большим содержанием кварца (до 35—40%). Калиевые полевые шпаты — микроклин и микроклин-микропертит — составляют до 60% объема породы. Присутствуют и кислые плагиоклазы — альбит и альбит-олигоклаз, количество которых может достигать 15%. Темноцветные минералы для этих гранитов не характерны, а если встречаются в виде единичных зерен и чешуек, то представлены биотитом и очень редко роговой обманкой. Присутствует мусковит. В гранитах довольно широко развиты постмагматические изменения, проявляющиеся в микроклиннизации, альбитизации, мусковитизации, окварцевании. Первомайский шток, сложенный в апикальной части лейкократовыми гранитами, с глубиной переходит в средизернистые граниты с биотитом и темным дымчатым кварцем (Жалсабон, Максимова, 1968). Подобный же состав и облик имеют морфон-граниты Хампигадайского массива, который несколько детальнее будет рассмотрен ниже.

Гранит-порфиры, фельзит-порфиры и кварцевые порфиры, относимые к гуджирскому комплексу, имеют порфировую текстуру с весьма непостоянным соотношением основной массы и порфировых вкрапленников, представленных полевым шпатом и кварцем. В гранит-порфирах довольно обычны граптофировые структуры.

Несмотря на то, что массивы гуджирских гранитов обычно невелики — не превышают нескольких квадратных километров или измеряются долями квадратного километра, иногда они оказывают заметное контактное воздействие на вмещающие породы. Контактный метаморфизм зависит прежде всего от состава вмещающих пород, а его масштабы различны для каждого отдельного массива. Замечено, что массивы, сопровождающиеся оруденением, а значит, и гидротермальной деятельностью, оказывают значительное контактное воздействие, чему, видимо, способствует повышенное отделение такими интрузивами гидротерм (Шмотов, 1960).

Массивы рудоносных гранитов в пределах месторождений или рудопроявлений подвергаются грейзенизации с замещением полевых шпатов серицитом, мусковитом и кварцем. Лейкократовые граниты, вмещающие молибденовое оруденение, интенсивно изменены процессом калиевого метасоматоза и превращены в микроклиннизированные граниты.

Для характеристики гранитных тел гуджирского рудоносного комплекса приведем описание двух его массивов — Первомайского и Хампигадайского. Первомайский шток интересен прежде всего тем, что с ним связано широко известное и давно разрабатываемое Дзидинское редкометальное месторождение. Хампигадайский массив выбран потому, что это довольно крупный массив (48 км<sup>2</sup>) гуджирского комплекса, причем хорошая обнаженность дала возможность провести его детальную структурную съемку, позволяющую судить об условиях его становления, глубине эрозийного среза и т. п.

Краткая характеристика Первомайского штока приводится по материалам В. И. Иглатовича (1959, 1961), Д. Ж. Жалсабона и Э. А. Максимова (1968), М. М. Повилайтис (1957, 1960) и др.

Первомайский массив имеет площадь выхода на дневную поверхность около 0,5 км<sup>2</sup>. На этом уровне породы штока представлены светло-серыми и светло-розовыми гранит-порфирами с порфировидными выделениями дымчатого или прозрачного кварца и полевого шпата. Размеры вкрапленников 1—5 мм, иногда до 10 мм, а зерен основной массы

0,02—0,2 мм иногда до 1 мм. Кварц составляет 25—30%. Кроме кварца и микроклина в породе содержится альбит. Биотит отмечается в виде редких и мелких чешуек, иногда присутствует мусковит, видимо, связанный уже с наложенными постмагматическими процессами.

Геофизические исследования показали, что Первомайский шток с глубиной увеличивается в размерах в несколько раз и что на дневной поверхности вскрыта лишь его апикальная часть. При этом отмечается, что юго-восточный контакт имеет более пологое залегание. Увеличение размеров массива с глубиной подтверждается и разведочными скважинами. Последние показали, что промышленные руды сосредоточены лишь в апикальной части массива среди пород краевой фации, представленной гранит-порфирами и мелкозернистыми лейкократовыми гранитами. Кроме того, рудные тела залегают и в породах кровли. С глубиной гранит-порфиры и мелкозернистые граниты постепенно переходят в средне- и крупнозернистые биотитовые граниты. Увеличение зернистости сопровождается постепенным увеличением содержания биотита. Краевая гранит-порфировая фация имеет мощность около 100 м, поэтому Д. Ж. Жалсабон (Жалсабон, Максимова, 1968) считает, что Первомайский массив сложен не гранит-порфирами, как это полагали раньше, а среднезернистыми гранитами.

С Первомайским массивом ассоциируют дайки, среди которых выделяются дорудные — гранит-порфиры, микрогранит-порфиры, биотитовые аплит-порфиры, рудные — аплит-порфиры с вкрапленностью молибденита и межминерализационные дайки сиенитов и кварцевых сиенит-порфиров. Бурение Первомайского штока показало, что с глубиной количество даек уменьшается, так же как и количество кварцевых жил, и интенсивность оруденения.

Положение Первомайского штока рудопосных гранитов, по В. И. Игнатовичу (1961), определяется благоприятными складчатыми и разрывными структурами, сформировавшимися в палеозойское и мезозойское время. Гранитный шток приурочен к антиклинальной складке кембрийских метаморфизованных образований, в которых проявились разрывные нарушения широтного, северо-западного и северо-восточного направлений.

Диаграммы ориентировки трещиноватости в гранит-порфирах показывают, что главная система их имеет обычно крутые углы падения к северо-востоку, вторая система, имея то же простирание, падает на юго-запад и, наконец, третья с простиранием, перпендикулярным двум первым, круто падает на северо-запад. Если же сопоставить эти системы трещиноватости с формой массива, то можно заметить, что они подчеркивают удлиненную в северо-западном направлении форму массива, как бы повторяя элементы залегания его более крупных северо-западного, северо-восточного и юго-западного контактов. В то же время, его пологий юго-восточный контакт, падающий под углом  $10—15^\circ$ , почти не находит отражения на диаграмме трещиноватости. Аналогичные системы выделяются и для залегания рудных прожилков, образующих молибденовый штокверк.

Вольфрамовый штокверк смещен относительно молибденового и Первомайского штока к западу и располагается в осадочно-эффузивных и изверженных породах раннепалеозойского возраста. Рудные прожилки размещаются в системах трещиноватости, возникших, по мнению В. И. Игнатовича и Е. П. Малиновского, в результате радиальных и тангенциальных усилий под влиянием внедрения гранитов.

Первомайский гранитный шток расположен в Селенгино-Витимской структурно-формационной зоне. В качестве примера гранитного массива гуджирского комплекса Малханской зоны приводится Хамнигадайский массив. Он посещался многими геологами: В. А. Новиковым, П. И. На-

летовым, Д. Ж. Жалсабоном, В. В. Скрипкиной и другими, занимавшимися изучением его петрографического состава, химизма и поведения акцессорных минералов. Автор и А. А. Белоголовкин в 1965 г. провели структурную съемку массива (Комаров, Белоголовкин, 1968). Ниже излагается этот материал.

Хамнигадайский гранитный массив гуджирского рудоносного комплекса расположен на водоразделе Кудары и Тамира в южной части Бурятии. Он занимает площадь около 48 км<sup>2</sup> и сложен крупнозернистыми, реже среднезернистыми биотитовыми морион-гранитами. Постмагматические процессы привели к альбитизации и частичной грейзенизации морион-гранитов в северо-восточной эндоконтактной части массива.

Изучение элементов прототектоники, в частности ориентировки линейно-плоских минералов, показывает, что плоскостная ориентировка чешуек биотита всегда располагается параллельно ближайшему контакту (рис. 18). По мере удаления от контакта происходит выполаживание плоскостей ориентировки биотита, так что в центральной части они уже имеют почти горизонтальное залегание. В целом же наблюдается концентрическое расположение, что отражает форму массива и положение в пространстве ближайшего контакта.

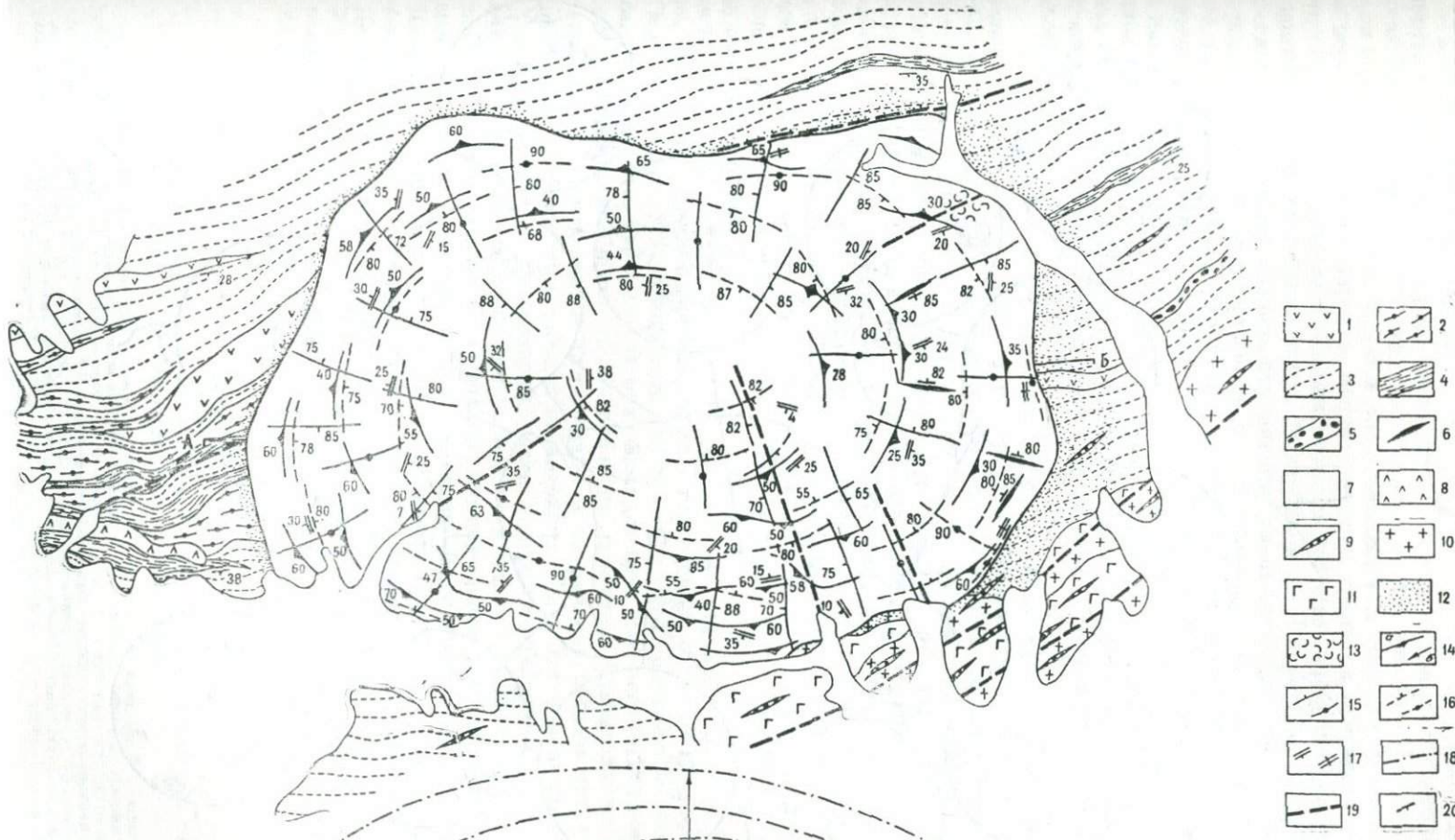
Куполовидная форма массива подчеркивается и характером проявления трещинной тектоники. Установлено, что в массиве развиты система пологих и две системы крутопадающих трещин. Трещины крутопадающих систем имеют радиально-концентрическое расположение относительно центральной части массива. Они наблюдаются и во вмещающих породах в непосредственной близости от контакта массива, но интенсивность их развития намного слабее, чем в самом массиве. По мере удаления от контакта количество их заметно убывает, и на расстоянии 50—70 м от него трещины исчезают. На диаграммах трещиноватости гранитов (рис. 19) достаточно наглядно виден характер изменения ориентировки радиально-концентрических трещин относительно линии контакта массива.

Реставрация по элементам прототектоники первоначальной формы кровли Хамнигадайского массива показала, что он представлял собой купол (см. рис. 18) с более пологим залеганием восточного контакта, вокруг которого увеличивается мощность зоны экзоконтактового изменения.

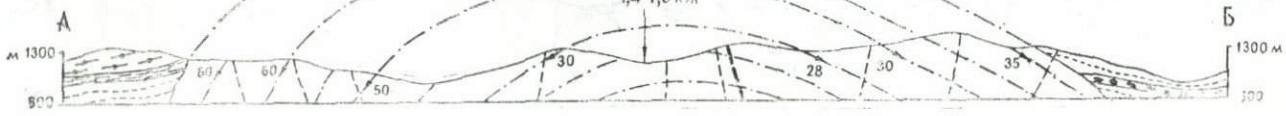
Таким образом, изучение прототектоники Хамнигадайского массива, относимого к гуджирскому рудоносному комплексу, позволяет реставрировать форму кровли и определять глубину современного эрозионного среза. Величина последнего в 1,4—1,6 км указывает, что наиболее интересная для рудообразования и рудоотложения апикальная часть интрузива эродирована на довольно значительную глубину. Слабая грейзенизация и альбитизация в восточной части массива, возможно, является отзвуком более значительных по масштабу постмагматических процессов, имевших место в апикальной части массива.

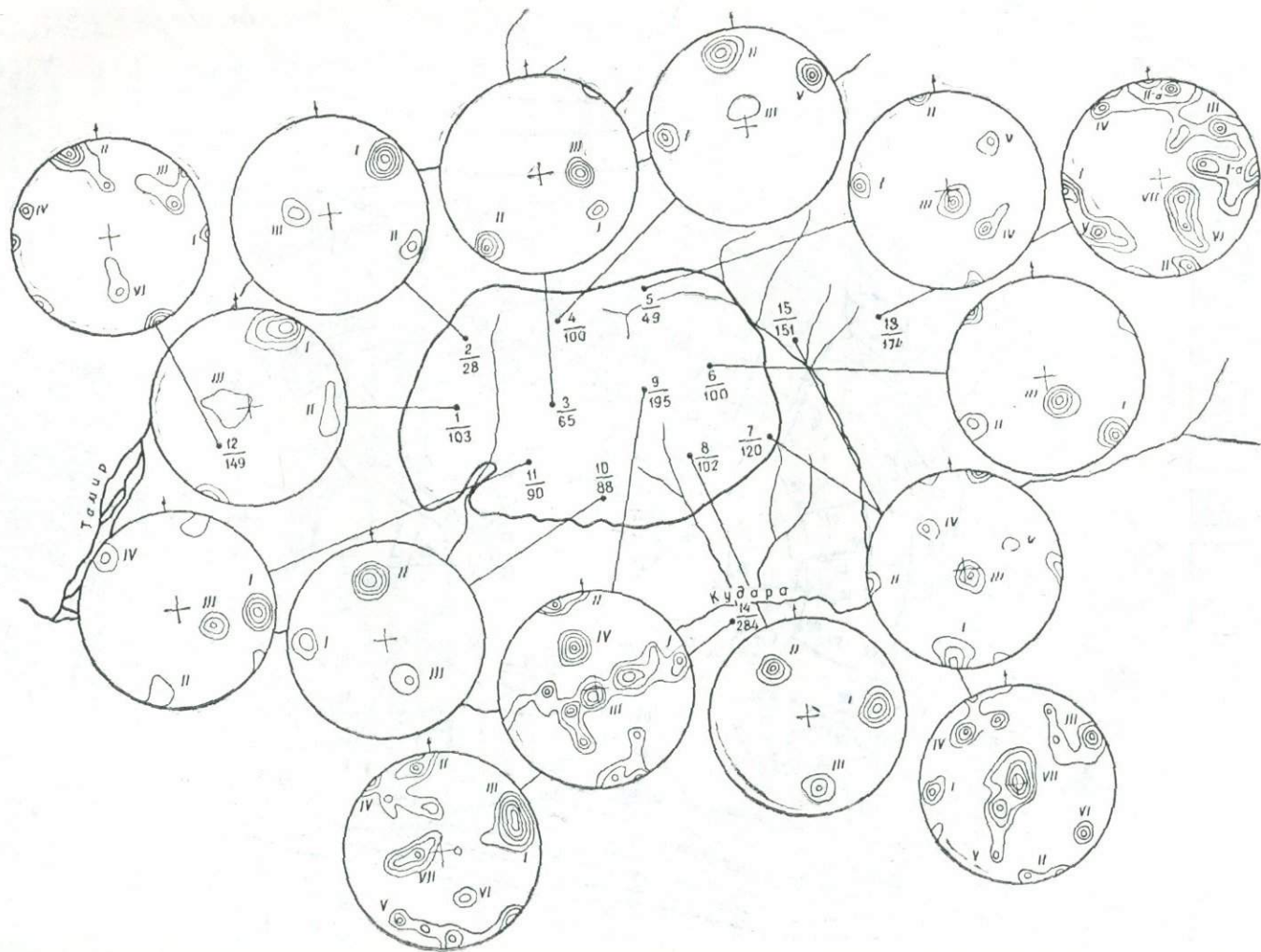
Рис. 18. Структура Хамнигадайского массива морион-гранитов гуджирского комплекса. Составили Ю. В. Комаров, А. А. Белоголовкин в 1965 г.

Тамирская свита (Т<sub>1+2</sub>): 1 — трахиандезиты, 2 — туфы кварцевых порфиров, 3 — туфы фельзитов, 4 — песчаники, алевролиты и туфоалевролиты, 5 — туфокогломераты; гуджирский интрузивный комплекс (Г<sub>2</sub>): 6 — дайки гранит-порфиров, 7 — биотитовые и лейкократовые морион-граниты, 8 — аллиты; бичурский интрузивный комплекс (Т<sub>2</sub>): 9 — дайки мелкозернистых диоритов, 10 — лейкократовые и биотитовые граниты, 11 — диориты и габбро-диориты, 12 — ороговивание, 13 — грейзенизация, 14 — плоскопараллельная ориентировка биотита (а — на схеме, б — в разрезе), 15 — системы радиальных трещин, 16 — системы концентрических трещин, 17 — пологие трещины, 18 — линии экстраполяции плоской ориентировки чешуек биотита, 19 — дизъюнктивные нарушения, 20 — элементы залегания пород.



- |  |  |
|--|--|
|  |  |
|  |  |
|  |  |
|  |  |
|  |  |
|  |  |
|  |  |
|  |  |
|  |  |
|  |  |





Сопоставляя Хамнигадайский массив с Первомайским, можно отметить их довольно близкую аналогию. Так, если глубина эрозионного среза Хамнигадайского массива составляет 1,4—1,6 км, то в Первомайском штоке уже на глубине 500 м по разведочным скважинам наблюдается переход гранит-порфиоров и мелкозернистых гранитов в среднезернистые биотитовые граниты с темным кварцем, что характерно для гранитов, слагающих Хамнигадайский шток. С глубиной на Первомайском штоке довольно резко падает степень оруденения, уменьшается количество даек, а размеры массива увеличиваются в несколько раз. Элементы внутренней прототектонической структуры для обоих массивов близки и предопределены условиями их внедрения в дислоцированные и консолидированные структуры. Из всего этого вытекает, что если бы Первомайский шток был срезан на глубину 1,5 км, то он в общем виде очень напоминал бы Хамнигадайский массив. Возможно, в апикальной, теперь уже эродированной части Хамнигадайского массива имелись рудные проявления.

Химизм интрузивных пород гуджирской рудоносной формации довольно своеобразен и отличается от других мезозойских гранитоидных образований (рис. 20). Общим и постоянным признаком для формации остается ее кислый, почти исключительно гранитный состав. На диаграммах вся масса анализов располагается по оси  $s$  в пределах, которые отвечают гранитам, в том числе и ультракислым. Петрохимические же свойства гранитов варьируют в довольно широких пределах. Прежде всего видно, что они не относятся к какой-либо единой серии пород — ни известково-щелочной, ни щелочно-известковой. Широкий разброс по оси  $s$  указывает, что здесь представлены граниты как известково-щелочные, так и щелочно-известковые, причем эти различия присутствуют и в рудоносных и в безрудных массивах. Указанные разновидности могут отмечаться в одном интрузиве, как это установлено для Первомайского штока. Между ними есть и промежуточные по содержанию щелочей породы. Отмечая повышенную щелочность некоторых пород Первомайского штока, следует заметить, что вызвана она, по-видимому, уже постмагматическими процессами, ведущими к альбитизации гранитов. Альбитизация подтверждается существенным преобладанием натрия над калием при одновременном приближении пород к аглаитовому ряду. Эти изменения отражаются в правой, лейкократовой, части диаграммы большим значением вектора  $s_2$  и его более пологим положением для пород, имеющих повышенную щелочность. Породы гуджирского комплекса, имеющие калиевую специализацию, составляют для Селенгино-Витимской зоны 30%, для Малханского поднятия — 22%. В то же время породы, в которых значительно преобладает натрий, составляют в гуджирском комплексе бассейна Джида 17%, для северо-восточной части Селенгино-Витимской зоны — 30, для Малханской — 56%. Последняя цифра отражает существенно натриевую специализацию рудоносных гранитов гуджирского комплекса в Малханской зоне.

Рис. 19. Диаграммы трещиноватости гранитов Хамнигадайского массива и вмещающих пород (составил А. А. Белоголовкин).

В дробях числитель — номер диаграммы, знаменатель — количество замеров; I — радиальная система трещин; II — концентрическая система трещин; III — система пологих трещин; IV — система наложенных трещин северо-восточного направления; V — система наложенных трещин северо-западного направления; VI — система наложенных трещин северо-восточного направления в эффузивах; VII — система пологих и горизонтальных трещин в эффузивах. На диаграммах 1—8, 10, 11 изолинии проведены через 1—10—20—30—50% количества замеров трещин; 9, 14 — через 1—2—4—6—12%; 12 — через 1—5—10—20—37%; 13 — через 1—2—4—6—10%; 15 — через 1—2—6—10—30%.

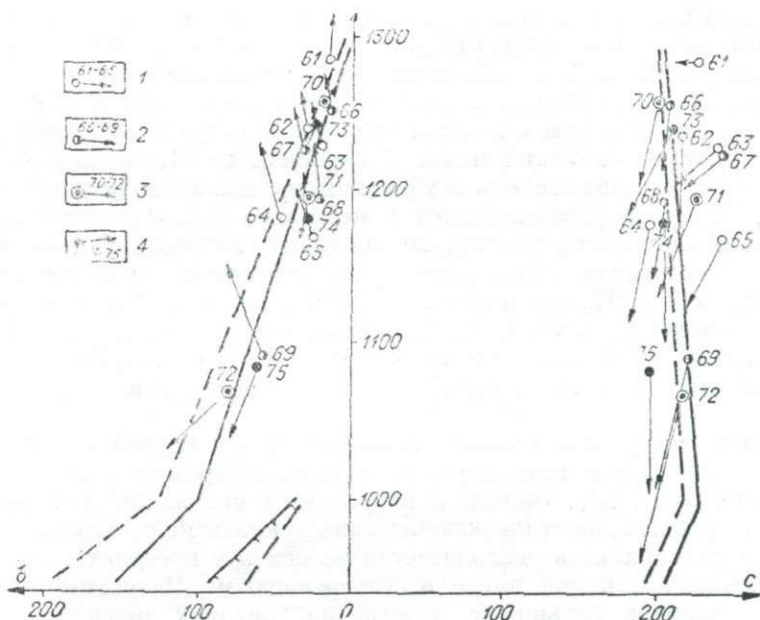


Рис. 20. Naturalная петрохимическая диаграмма гуджирской рудоносной формации:

1 — гуджирский комплекс центральной и северо-восточной части Западного Забайкалья, 2 — гуджирский комплекс Малханской зоны, 3 — гуджирский комплекс бассейна Джиды, 4 — рудоносные массивы бассейна Джиды.

В левой, меланократовой, части также виден довольно значительный разброс точек в горизонтальном направлении, отражающий колебание известковой и магnezальной составляющих гранитов и подчеркивающий наличие среди них как лейкократовых пород (малое значение величины  $b$ ), так и содержащих темноцветные минералы (биотит, меньше роговую обманку). Последнее ведет к увеличению содержания Mg и Ca, а значит, и к возрастанию величины  $b$ .

Геохимия гуджирского рудоносного комплекса изучена далеко не достаточно. Для рудоносных гранитов Джидинского района некоторые данные по их геохимии приводятся Л. М. Афанасьевым (1964). Он отмечает, что рудоносные граниты, независимо от того сопровождаются они рудными проявлениями или нет, всегда содержат в различных количествах акцессорные гюбнерит, шеелит и молибденит. Из элементов-примесей наиболее характерны молибден, вольфрам, фтор, цирконий, олово, свинец, серебро, барий, стронций, иттрий. Содержание молибдена колеблется от 0,001 до 0,004%, превышая кларковые в 6—25 раз, в несколько раз превышены кларковые содержания вольфрама (0,001—0,002%), фтора (0,1—0,4%), свинца (0,004—0,06%), бария (0,01—1%), стронция (0,01—0,1%).

Даже эти отрывочные сведения о распределении некоторых элементов показывают, что существует, очевидно, первичная геохимическая и металлогеническая специализация рудоносных гранитов гуджирской формации.

Верхнемезозойская трахибазальтовая формация связана с заключительным этапом развития мезозойских впадин, завершая мезозойский магматизм Западного Забайкалья. Сюда отнесены трахибазальтовые излияния хилокской свиты ( $J_2$ ) и гузиноозерской серии ( $C_{r1}$ ),

а также экструзивные тела раннемелового возраста, объединенные в белозерский субвулканический комплекс.

Хилокская вулканогенная свита позднеюрского возраста распространена только в юго-западной части Западного Забайкалья. Она выделялась и изучалась многими геологами. В Гегетуйской, Петропавловской, Ичетуйской и Боргойской впадинах ее исследовали Д. Д. Сагалуев, Н. П. Михно, П. И. Налетов, А. С. Киреев, Г. И. Храмцов, С. М. Замараев, Ю. В. Комаров, А. И. Киселев, А. Я. Салтыковский и др. Описание хилокской свиты в Тугнуйской, Окино-Ключевской, Хилокской, Нарын-Гутайской, Малетинской и других впадинах приводится в работах В. А. Новикова, В. И. Сизых, Н. А. Флоренсова, В. А. Соловьева и др. Исследования В. М. Скобло и Н. А. Ляминой и их многочисленные сборы обильных остатков фауны послужили основанием для стратиграфического расчленения и обоснования позднеюрского возраста хилокской свиты.

Наблюдения многих геологов показывают, что разрезы хилокской свиты непостоянны и в каждой впадине имеют свою последовательность и мощность, отражая местные особенности осадконакопления и вулканизма. Общим же для свиты остается грубообломочный состав осадочных пород и излияние недифференцированной трахибазальтовой магмы. При этом осадочные породы в ряде случаев преобладают в низах свиты, а вулканогенные — в верхах свиты, что в свое время послужило основанием подразделить ее на две подсвиты: нижнюю — песчано-конгломератовую и верхнюю — эффузивную (Налетов, 1961). Наиболее западные поля распространения осадочно-вулканогенных образований свиты расположены по речкам Бургултай и Нарын Восточный (левые притоки Джиды), где они несогласно перекрывают вулканиты ичетуйской свиты. Нижняя часть свиты сложена здесь почти исключительно конгломератами с редкими прослоями песчаников. Мощность конгломератов около 100 м. Выше их залегают потоки и покровы серых или светло-серых трахибазальтов, мощность которых достигает примерно 500—600 м. К востоку хилокская свита прослеживается в бортах Гегетуйской, Ичетуйской Северо-Боргойской и Боргойской впадин почти до р. Темник. Отложения хилокской свиты известны в Тугнуйской, Окино-Ключевской, Нарын-Гутайской и Хилокской впадинах, где отмечается тот же набор осадочных и эффузивных пород. На правом берегу Чикоя в районе дер. Береговой разрез хилокской свиты, по данным В. М. Скобло и Н. А. Ляминой (1965), представляет собой чередование горизонтов грубообломочных отложений и излияний трахибазальтов. Общая мощность свиты, вскрытой данным разрезом, около 1450 м. В целом же мощность хилокской свиты так же не выдержана, как и ее разрез, и колеблется в разных впадинах от 500 до 1500 м. В западной части Читинской области верхнеюрские трахибазальты найдены в Малетинской, Нижне-Оборской и Бадинской впадинах, где они чередуются с нормально-осадочными породами, слагая пластообразные тела мощностью до 100 м.

Трахибазальтовые лавы верхнемезозойской трахибазальтовой формации в Юго-Западном Забайкалье присутствуют главным образом в хилокской свите и спорадически встречаются в нижнемеловой гусиноозерской серии, лежащей на ней. Среди нижнемеловых отложений лишь в Боргойской впадине установлены покровы трахибазальтов и единичные экструзивные тела, такие как Тамчинский силл и Муртойская дайка в Гусиноозерской впадине. С продолжением на северо-восток восточнее Кижингинской впадины происходит омоложение верхнемезозойской трахибазальтовой формации, ибо излияние трахибазальтов происходило здесь уже в раннемеловое время. Раннемеловые излияния имеются в Поперечинской и Погромнинской впадинах; очень широко они распростра-

нены в Еравинской впадине и слагают большую часть разреза нижнемеловых образований в Дабан-Горхонской котловине. Еще восточнее трахибазальтовые излияния этого времени широко представлены в Зазинской впадине; встречаются они в юго-западной части Верхне-Витимской впадины. Довольно обширны их поля в Батуно-Байсинской, Бутуйской и Витимо-Холойской впадинах. Южнее они установлены в Орлово-Джидотойской, на северо-востоке Кондинской (где слагают поле около 100 км<sup>2</sup>) и на северо-востоке Алексеевской впадин. Нижнемеловые вулканы юго-западной окраины Витимского плоскогорья объединены в хысехинскую свиту.

В перечисленных выше впадинах юго-западной части Витимского плоскогорья нижнемеловые образования представлены не только вулканиками хысехинской свиты. Здесь достаточно широко развиты и нормально-осадочные отложения, которые фациально замещают вулканы. В Зазинской впадине у юго-восточного ее борта развиты хысехинские вулканы, а у северо-западного — конгломераты эндондинской свиты, лежащие на том же стратиграфическом уровне и содержащие одну и ту же раннемеловую фауну. Получается, что эндондинские конгломераты фациально замещают хысехинские вулканы, образуя единый латеральный ряд различных по составу толщ. Подобная картина отмечается и в других впадинах, в частности в Витимо-Холойской, Джидотойской.

Стратотип хысехинской свиты расположен в Зазинской впадине в районе оз. Турхул, где некоторые скважины вскрыли весь разрез свиты. В основании свиты обычно залегают конгломераты или конглобрекчии, перекрытые трахибазальтами, выше которых отмечено чередование вулканокластических и терригенных образований.

В Джидотойской впадине осадочно-вулканогенная толща вскрыта скважиной в ее северо-восточной части. По описанию Н. А. Ляминой, разрез вулканогенных образований здесь имеет мощность около 150 м и представлен переслаиванием трахибазальтов, брекчиевых, лав, туфов, туффитов, а также нормально-осадочных брекчий и конглобрекчий. Завершается эффузивно-туфогенная толща потоком серых трахибазальтов. Как и в других впадинах, вулканогенная толща перекрывается нормально-осадочными песчаниково-гравелитовыми образованиями.

Среди излившихся пород верхнемезозойской трахибазальтовой формации выделяется очень ограниченный набор пород, отвечающих по составу основным разновидностям трахибазальтов — базальтовым трахибазальтам и трахиандезитовым базальтам. Очень редко отмечаются трахиандезиты. Хилокские эффузивы макроскопически отличаются от нижнемеловых более светлыми тонами окраски. Как правило, они серые или даже светло-серые, иногда темно-серые, тогда как нижнемеловые эффузивы имеют темную, почти черную или зеленовато-черную окраску.

Трахибазальты (базальтовые трахибазальты и трахиандезитовые базальты) макроскопически почти неотличимы. Лишь в базальтовых трахибазальтах чаще и относительно в большем количестве присутствует оливин. Базальтовые трахибазальты содержат более основной плагиоклаз, а щелочной полевоый шпат в них отмечается реже. Говоря о составе плагиоклазов трахибазальтов, следует отметить, что он различен во вкрапленниках и в микролитах основной массы. Во вкрапленниках он более основной (лабрадор 56—60 в базальтовых трахибазальтах) и более кислый (на 10—20 номеров) в микролитах основной массы. В трахиандезитовых базальтах основность плагиоклаза уменьшается.

По минеральному составу среди тех и других трахибазальтов выделяются оливин-авгитовые, авгитовые, оливин-авгитовые с биотитом и авгит-биотитовые. В основной массе кроме плагиоклаза и темноцветов

иногда содержатся щелочной полевой шпат и цеолиты. Последние отмечаются также и в миндалинах. Вкрапленники представлены плагиоклазом, пироксеном, реже оливином, биотитом и очень редко щелочным полевым шпатом. Последний, по данным А. Я. Салтыковского (1967), имеет  $2V = -82^\circ$ , угол между  $\perp(010)$  и  $Ng = 80^\circ$ ,  $Nm = 14^\circ$ ,  $Np = 81^\circ$ . А. И. Киселев (1965) описывает трахиандезитовые базальты, в которых количественные соотношения плагиоклаза и щелочного полевого шпата варьируют в широких пределах, вплоть до примерно равных соотношений. Щелочной полевой шпат обрастает микролиты плагиоклаза, зажат между ними или образует самостоятельные зерна. На повышенную щелочность трахибазальтов указывает и присутствие в них биотита, а также анальцима. Кроме анальцима встречаются и другие цеолиты в виде радиально-лучистых агрегатов в миндалинах.

Среди акцессорных минералов особенно выделяется апатит, постоянно присутствующий в хилокских эффузивах в количестве 1,5—2 и даже 3—3,5%. Он представлен удлиненными кристаллами размером 0,01—0,3 мм, однако нередко отдельные индивиды достигают 1—2 см и выглядят как порфиновые вкрапленники.

Трахиандезиты весьма редко встречаются среди хилокских эффузивов и как исключение отмечаются в хысехинской свите. Среди трахиандезитов выделяются авгитовые и биотит-авгитовые разности — эфировые, порфировые плотные или же с миндалекаменной текстурой. Основная масса их состоит из микролитов плагиоклаза, щелочного полевого шпата, биотита, пироксена. Присутствует анальцим.

Белозерский субвулканический комплекс входит в состав верхнемелозойской трахибазальтовой формации, представляя в одних случаях корни излияний верхнеюрских и нижнемеловых эффузивов, в других — не достигшие поверхности экструзивные и дайковые тела. К последним в Гусиноозерской впадине относятся Енысейский лакколит и Тамчинский силл трахидолеритов и известная Муртойская дайка гленмуиритов. С белозерским комплексом, видимо, связаны и тела тешенитов, описанные А. А. Арсеньевым и Е. А. Нечаевой (1951) в Кижингинской впадине.

По речкам Бургултай и Нарын нами отмечались дайки трахидолеритов и трахибазальтов в конгломератах нижней подсвиты хилокской свиты. Возможно, они служат подводными каналами для хилокских эффузивов, развитых в данном районе.

Белозерский субвулканический комплекс, так же как и его излившиеся аналоги (хилокская и хысехинская свиты), представлен петрографическим набором пород, формировавшихся из той же недифференцированной щелочной оливин-базальтовой магмы. Однако близповерхностные условия вели к тому, что непосредственно на месте становления экструзий происходила их частичная дифференциация. Так возник трахидолерит-кринанит-гленмуиритовый комплекс Тамчинского силла (Белов, 1962), таковы и гленмуириты Муртойской дайки и тешениты Кижингинской впадины. Петрографическая характеристика приводится по И. В. Белову (1962, 1963).

Трахидолериты подразделяются на базальтовые оливиновые трахидолериты и пироксен-плагиоклазовые трахиандезитовые долериты. Состоят из плагиоклаза, оливина, титан-авгита. В виде каемок присутствует щелочной полевой шпат. Отмечаются микролиты эгирин-авгита, чешуйки биотита и бесформенные выделения цеолита.

Кринаниты состоят из плагиоклаза, оливина, моноклинного пироксена. Промежутки между ними выполнены анальцимом, буроватыми радиально-лучистыми цеолитами и щелочным полевым шпатом. Присутствует биотит.

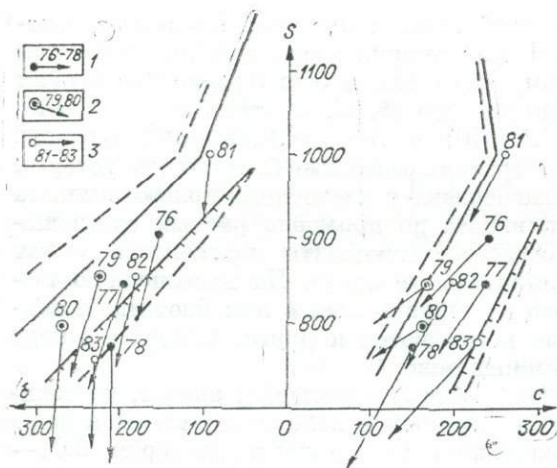


Рис. 21. Naturalная петрохимическая диаграмма верхнемезозойской трахибазальтовой формации:

1 — эффузивы хилокской свиты; 2 — эффузивы гусиноозерской серии; 3 — меловые экзтрузии.

формация слагает компактное поле, по химизму отвечающее только трахибазальтам. По составу это тесная ассоциация базальтовых трахибазальтов и трахиандезитовых базальтов с постепенными переходами между ними. Среди нижнемеловых эффузивов доминируют более основные разновидности трахибазальтов, а именно базальтовые трахибазальты. В целом же вся верхнемезозойская ассоциация имеет обычные петрохимические свойства, присущие трахибазальтам. Отмечается лишь их общая несколько повышенная лейкократовость, что свойственно не только данной формации, но всей Западно-Забайкальской петрографической провинции. Положение вектора в левой, меланократовой, части диаграммы показывает, что темноцветы в трахибазальтах представлены преимущественно пироксеном. Оливин же в заметном количестве присутствует далеко не во всех породах. Кстати, среди нижнемеловых трахибазальтов, которые в общем случае более основные, чем верхнеюрские, оливин является постоянным минералом. Говоря о лейкократовой части диаграмм, отметим, что основная масса анализов отражает обычное для этих пород соотношение компонентов, участвующих в образовании плагиоклазов и щелочных полевых шпатов. На это указывает близкочетное параллельное положение векторов в лейкократовой части диаграмм.

Для субвулканических пород верхнемезозойской трахибазальтовой формации отмечаются более широкие диапазоны колебания составов пород и их петрохимических свойств. Вызвано это тем, что при кристаллизации субвулканических тел происходит частичная дифференциация на месте их становления, хотя исходная магма была та же, что и для эффузивов. Это ведет к появлению анальцим-полевошпатовых пород, образующих бескорневые прожилки и изолированные обособления среди кринацитов и гленмуиритов.

Сопоставляя петрохимию верхнемезозойской трахибазальтовой (см. рис. 21) и ичетуйской трахибазальтовой (см. рис. 17) формаций, отметим их почти полную аналогию для той группы пород, которая представлена в верхнемезозойской формации. Существенное различие между этими двумя формациями заключается в наличии более кислых дифференциатов в ичетуйской формации, представленных трахиандезитами, трахитами и вулканическими стеклами комендитового состава. Процессы дифферен-

Гленмуириты тесно связаны с кринанитами, но без оливина. Темноцветы представлены пироксеном и биотитом. В них также отмечается щелочной полевой шпат, обычно в значительном количестве (от 18 до 30%), анальцим и другие цеолиты (от 12 до 32%). Тешениты, как правило, мелко- или среднезернистые породы, их главные компоненты — лабрадор, калиевый полевой шпат, анальцим и авгит. Оливин и рудный минерал присутствуют в подчиненном количестве.

На петрохимической диаграмме (рис. 21) верхнемезозойская трахибазальтовая

диации происходили на глубине, а излияние кислых лав и внедрение кислых субвулканических тел сиенитового состава представляют собой отзвуки и вещественное подтверждение таких процессов. Этот же процесс глубинной дифференциации трахибазальтовой магмы влиял и на последовательность лавовых излияний, которые для ичетуйской формации происходят от более основных к более кислым. Подобная направленность магматизма в среднеюрское время как бы подчеркивает его законченность чего нельзя сказать в отношении излияния недифференцированных лав трахибазальтового состава при формировании верхнемезозойской формации.

Итак, верхнемезозойская трахибазальтовая формация завершила мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Рассмотрение магматических формаций, связанных с орогенной активизацией, позволяет сделать ряд выводов.

Прежде всего анализ магматических формаций дает возможность выделить в пределах области орогенной активизации две структурно-формационные зоны — Селенгино-Витимскую и Малханскую, различающиеся между собой и количественными и качественными показателями магматизма. На раннемезозойском этапе эти различия выражены более резко, что и привело к возникновению разных магматических формаций. Начиная же с конца триаса — начала юры, когда в пределах региона распространяются сквозные магматические формации, различия между структурно-формационными зонами проявляются только в количественных соотношениях. В Селенгино-Витимской зоне сквозные магматические формации развиты значительно шире.

**Мезозойский тектонический цикл** начинается с активизации Малханской зоны, где происходит формирование тамирской контрастной базальт-диоритовой формации, сложенной вулканитами известково-щелочной серии. Наличие в этой формации основных эффузивов с повышенной щелочностью, появляющихся в разрезе свиты после внутриформационных перерывов, указывает на то, что эти породы имеют иной магматический источник.

Тамирская вулканическая формация сменилась внедрением интрузивной бичурской габбро-диорит-гранитной формации, которая шире развита именно в тех районах, где установлены эффузивы тамирской формации. Эта формация близко отвечает выделенной Ю. А. Кузнецовым (1964) габбро-диорит-гранитной группе орогенных (главным образом геосинклинальных) магматических формаций подвижных зон. Становление формации началось с внедрения небольших тел габбро, а закончилось довольно крупными массивами гранитов. По химизму это известково-щелочные породы.

В Селенгино-Витимской зоне активизация началась несколько позже и сопровождалась излиянием и последующим внедрением довольно пестрой гаммы пород, в целом имеющих субщелочной состав — от основных до кислых, объединенных в селенгино-витимскую субщелочную вулcano-плутоническую формацию «пестрого» состава. Ее образование завершает первый начальный этап формирования области орогенной активизации, которая к этому времени получила свое оформление в пространстве. В конце триаса в тектоническом развитии произошли определенные изменения, которые привели к распространению однотипного режима по всей области орогенной активизации. Именно с этого времени в Западном Забайкалье началось массовое проявление щелочного магматизма, который затем придал этой области настолько своеобразные черты, что позволил уже давно выделить ее в самостоятельную щелочную петрографическую провинцию. Массовое излияние трахибазальтовых

лав в мезозое повторялось трижды и каждый раз приводило к формированию самостоятельных трахибазальтовых формаций. Общим для них остается лишь тип формаций. Каждая трахибазальтовая формация связана с разными этапами развития орогенной активизации, отделена от подобной ей формации перерывом во времени, а в некоторых случаях даже внедрением гранитов. К тому же каждая трахибазальтовая формация имеет свои отличительные признаки и особенности.

Для мезозойского внегеосинклинального магматизма Западного Забайкалья характерны формационные типы и формационный ряд, не свойственные геосинклинальному магматизму. Среди интрузивных формационных типов выделяются следующие: 1) габбро-диорит-гранитный; 2) щелочных гранитоидов; 3) рудоносных гранитов; 4) малых интрузий. Все они формировались на небольших глубинах в условиях эпи- и мезозоны, а интрузивные тела во всех случаях являются перемещенными, причем с чрезвычайно редко и относительно слабо проявленными процессами гранитизации и ассимиляции.

Вулкано-плутоническая группа представлена формационным типом, который назван субщелочным «пестрого» состава. Этому формационному типу свойственно непостоянство состава в объеме одной формации от основных до кислых и от известково-щелочных до щелочно-известковых. Кроме того, разные члены этого формационного типа формировались в разных фациальных условиях — от поверхностных излияний до интрузивных. Многообразие условий образования свидетельствует о неустойчивой тектонической обстановке, в которой возможно появление подобного формационного типа.

Для внегеосинклинального магматизма описываемого региона типично широкое развитие эффузивного магматизма, который представлен двумя формационными типами — контрастным базальт-диоритовым и трахибазальтовым. В трахибазальтовом формационном типе выделяется две субформации — трахибазальтовая дифференцированная и трахибазальтовая недифференцированная. Первая субформация, как правило, сопровождается многочисленными экструзиями и субвулканическими телами, сложенными дифференцированными продуктами трахибазальтовой магмы.

Общий формационный ряд внегеосинклинального магматизма имеет определенную направленность, выражающуюся в первоначальном образовании формационных типов, сложенных продуктами кислого состава, которые сменяются на заключительном этапе производными базальтовой магмы.

---

## ИСТОРИЯ ОРОГЕННОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Мезозойская область орогенной активизации Западного Забайкалья прошла весьма сложный путь развития, поэтому восстановление ее истории — задача довольно трудная. Прежде всего это относится к раннемезозойскому этапу с его массовым внедрением и излиянием магматических продуктов. С другой стороны, именно неоднократное возобновление магматической деятельности и ее эволюция позволяют наметить и в какой-то степени восстановить палеотектоническую обстановку и историю развития региона, ибо формирование магматических формаций так же тесно связано с тектоникой, как и образование осадочных.

Позднемезозойский этап восстанавливается намного полнее, ибо сохранились осадочные отложения, сопровождавшие формирование впадин. Отложения эти в связи с их угленосностью хорошо изучены, в них выявлено богатое разнообразие органических остатков, позволяющее в деталях проследить условия осадконакопления и образования впадин. Поэтому позднемезозойский этап наиболее полно освещен в литературе, и ему посвящены монографические исследования Н. А. Флоренсова, Г. Г. Мартинсона, В. М. Скобло, В. А. Соловьева и др.

История геологического развития Западного Забайкалья дает пример унаследованного сохранения границ структурно-формационных зон в течение нескольких геотектонических циклов. Такая унаследованность, например, прослежена с раннепалеозойского времени до кайнозоя. Так, во время каледонского геосинклинального этапа здесь наряду с эвгеосинклинальной зоной, где происходило накопление геосинклинальных осадков, существовали краевое и срединное геоантиклинальные поднятия. Все эти структуры выступали как определенные структурно-формационные зоны, имевшие различия не только в характере и мощности осадков, но и в магматизме. Постоянство границ структурно-формационных зон сохраняется и впоследствии.

Мезозойский тектонический цикл распадается на два закономерно сменяющихся этапа: раннемезозойский и позднемезозойский. Каждый из них сопровождался возникновением определенного типа структур и проявлением магматизма.

### РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Орогенная активизация Западного Забайкалья началась в конце поздней перми и первоначально охватила лишь юго-западную часть Малханской зоны. Именно здесь в районе др. Алентуй фиксируются первые

вулканиты, положившие начало нижнемезозойской вулканогенной серии. Они составляют единую контрастную базальт-диоритовую формацию с тамирской вулканогенной свитой, которая в отличие от алентуйской распространена более широко.

Формирование тамирской свиты начинается с извержения кислых продуктов. Извержения происходили из вулканов центрального типа и носили эксплозивный характер, о чем говорит высокий коэффициент эксплозивности, равный 90—95 для нижней трети разреза свиты. Извержение громадного пирокластического и агломератного материала сопровождалось отдельными излияниями кислых лав и внедрением экструзивных тел гранитного состава. Анализ состава и характера образования вулканогенных пород данной части разреза вполне определенно показывает, что она формировалась на поверхности главным образом из пирокластического материала.

Глубокая эрозия и внедрение гранитов, расчленивших вулканогенную толщу на отдельные поля, а также последующие дислокации и проявление разрывной тектоники не дают возможности сколько-нибудь детально реставрировать былую палеовулканическую обстановку и наметить центры вулканических извержений. Тем не менее предположительно можно сказать, что один из крупных вулканов центрального типа находится в Тамирском хребте и что фиксируемые сейчас разрезы тамирской свиты по рекам Тамир и Ара-Жиреть представляют собой основание или его ближайшее окружение. На всем протяжении своей деятельности вулкан извергал продукты лишь кислого состава.

Вторая треть тамирского разреза начинается с 300-метрового горизонта конгломератов, которые отразили начавшееся здесь формирование местной межгорной котловины. Галечный материал представлен почти исключительно кислыми вулканитами, среди которых встречается галька гранитоидов, что указывает на гористый пересеченный рельеф, глубокий эрозионный врез, местами уже достигший домезозойского фундамента. Выше конгломератов залегают прослойки песчаников и туфов. Наличие туфов доказывает, что извержение кислых вулканитов не прекратилось, а лишь переместилось в другие участки Малханской зоны. Здесь вулканическая деятельность была связана с образованием впадин, в которые изливались основные лавы; их максимальная суммарная мощность достигает 700—800 м. Выше по разрезу наблюдается переслаивание вулканогенно-осадочных пород, указывающее на продолжающееся опускание впадины. Подобное же переслаивание вулканомитовых пород с маломощными покровами основных эффузивов устанавливается и в верхней трети разреза тамирской свиты, после которой залегают довольно мощная толща кислых туфов.

Извержение вулканитов тамирской формации сменилось внедрением интрузивных тел бичурской габбро-диорит-гранитной формации. Последовательность становления бичурской формации обычна для данного формационного типа. Началась она с габброидов, вслед за которыми следовали диориты и гранодиориты, а завершающими были гранитоиды.

Орогенная активизация Селенгино-Витимской зоны наступила несколько позднее, чем Малханской. Если в последней она приходится на конец поздней перми — начало триаса, то здесь, по всей вероятности, начинается в конце раннего, а возможно, и в среднем триасе. С этого времени магматическая деятельность протекала в обеих структурно-формационных зонах параллельно, но в каждой зоне формировалась своя, отличная от соседней зоны магматическая формация.

В Селенгино-Витимской зоне мезозойский магматизм начинается селенгино-витимской субщелочной вулканоплутонической формацией

пестрого состава — с извержения ее эффузивной и вулканокластической части, объединяемых в цаган-хунтейскую свиту. В распределении вулканогенных продуктов отмечается лишь чрезвычайно общее изменение, выраженное преобладанием пород трахитового состава на юго-западе и фельзитового на северо-востоке. Основные и средние эффузивы появляются в основании свиты в центральной части зоны. В целом цаган-хунтейская свита имеет резко выраженную фациальную невыдержанность с преобладанием вулканомиктовых и пирокластических продуктов.

Условия формирования цаган-хунтейских вулканитов весьма напоминают таковые для тамирской формации. Здесь также господствовал вулканический рельеф, однако максимальная мощность накопившихся вулканогенных отложений вряд ли превышала 2—4 км, поэтому из-под вулканогенного чехла выступал домезозойский фундамент. Галька палеозойских изверженных и осадочных пород часто присутствует в осадочно-вулканогенных отложениях свиты. Последние встречаются во всех частях разреза свиты, но больше в нижней части. Видимо, первоначально расчлененность рельефа была меньше, что и создавало условия для образования небольших и мелких котловин, в которых накапливались осадочно-вулканогенных отложения.

Среди вулканических извержений преобладал эксплозивный тип, однако до сих пор на полях цаган-хунтейских вулканитов не обнаружено вулканических аппаратов. Судя же по характеру и составу переслаивающихся вулканогенных образований, вулканические аппараты располагались на таком расстоянии, что тефрогенные и пирокластические продукты нескольких вулканов могли переслаиваться в разрезе, ибо довольно часто отмечается перемежаемость туфов разного состава.

Селенгино-витимская субщелочная вулканоплутоническая формация завершилась внедрением интрузий кудунского комплекса, представленного преимущественно субщелочными сиенитами, граносиенитами и гранитами. Интрузивная фация селенгино-витимской формации распространена по всей зоне, причем отмечается некоторое увеличение интрузивного магматизма в поперечных поднятиях, унаследованных еще со времени существования раннепалеозойской эвгеосинклинальной зоны. Это район от Боргойского хребта на западе до р. Брянки на востоке. Второе поднятие и район концентрации кудунских интрузий проходят через среднюю часть Витимского плоскогорья.

С завершением образования селенгино-витимской формации уже не отмечается поперечной асинхронности проявления магматизма в разных структурно-формационных зонах. Тем не менее некоторые различия между зонами сохраняются, но выражаются они не качественно, а количественно, в разной масштабности проявления одних и тех же магматических формаций. Начало сквозному магматизму положила боргойская трахибазальтовая формация. С этого времени в Западном Забайкалье получает широкое развитие щелочной магматизм, представленный в эффузивной фации трахибазальтовыми формациями, а в интрузивной — формацией щелочных гранитоидов.

Образование боргойской трахибазальтовой формации приходится на конец позднего триаса — начало ранней юры. Ей предшествовало заложение межгорных впадин и накопление в них грубообломочных отложений мощностью в первые сотни метров, как это имеет место на южных склонах хребта Гудзан. В других местах мощность базальных конгломератов меньше, но они присутствуют не только в основании, но и в разрезе свиты. Так, несколько горизонтов конгломератов мощностью от 20—40 до 200—300 м установлено в разрезе боргойской свиты на стрелке Селенги и Чикоя. Они переслаиваются с трахибазальтовыми лавами, а это

говорит о том, что после начала формирования свиты здесь по-прежнему существовала тенденция к опусканию впадин. Опускание компенсировалось излиянием трахибазальтов и отложением грубообломочных пород. Площадь распространения трахибазальтов боргойской формации очерчивает контуры верхнетриасово-нижнеюрского прогиба. Последний начинается в Северной Монголии и двумя ветвями (Желтурино-Хилокская и Орхон-Унгуркуйская) на 300—450 км проникает в Западное Забайкалье, обрамляя древний мезозойский выступ Заганского хребта.

Проведенный обзор условий формирования сквозной боргойской трахибазальтовой формации показывает, что в это время закладываются и формируются первые крупные мезозойские межгорные депрессии, сопровождаемые трахибазальтовым магматизмом, т. е. уже в конце позднего триаса — начале ранней юры в Западном Забайкалье оформляется прообраз тех структур и того магматизма, которые впоследствии станут ведущими и завершат образование области орогенной активизации.

Раннемезозойский этап закончился внедрением щелочных гранитоидов малокуналейской формации, что свидетельствует об изменении направленности ведущих тектонических процессов. Впадинообразование, свойственное боргойскому времени, в ранней юре вновь сменяется воздыманием и интенсивным орогенезом. Начавшийся с боргойской формации щелочно-известковый магматизм продолжался, но был представлен уже только щелочными гранитоидами. Наибольшая подвижность и по этой причине массовое внедрение щелочных гранитов отмечается в центральной части области орогенной активизации, где формируются плутоны щелочных гранитов площадью до 700—750 км<sup>2</sup>. Многофазность и различная глубина становления плутонов указывают на весьма напряженную и нестабильную тектоническую обстановку.

Вулканогенные образования и интрузии гранитоидов, составляющие нижнемезозойский структурный ярус, неоднократно подвергались складчатым и разрывным дислокациям, роль которых исследователями оценивалась по-разному. Одни отдавали предпочтение разрывным нарушениям, а складчатые структуры относили только к приразломным (Обручев, 1929; Налетов, 1957; Очиров, Булнаев и др., 1965), другие, наряду с этим, отмечали существование крупных пологих складок с большим радиусом кривизны, морфологически выраженных горными хребтами (Флоренсов, 1948, 1956; Павловский, 1948а). Несомненно, все это имеет место и, возможно, определяет развитие мезозойской структуры региона. Но в последнее время выясняется существенная роль и складчатых дислокаций, которые были отнесены к переходному типу (Комаров, Хренов, 1964; Турунхаев, 1966).

Изучение складчатых дислокаций — задача сама по себе очень сложная ввиду чрезвычайно фациальной невыдержанности вулканитов в вертикальном и латеральном направлениях, слабо выраженной, а чаще отсутствующей слоистости и негоризонтального, как правило, первичного залегания пород. В условиях Западного Забайкалья с расчлененными полями вулканитов, прорванных гранитными плутонами, эта задача становится еще более сложной. Тем не менее вся сумма наблюдений позволяет говорить о наличии среди нижнемезозойских вулканитов складчатых структур. Так, в Малханской зоне вулканиты тамирской свиты смяты в относительно крупные простые складки. На водоразделах Тамира и Шазаги, Тамира и Кудары вулканиты залегают с падением на юг и юго-запад под углом 35—70°. Практически те же элементы залегания имеет разрез тамирской свиты на северных склонах Тамирского хребта по рекам Ара-Киреть и Бичура. Здесь вулканиты имеют угол падения 50—60°, а азимут падения 210—225°. Видимо, в обоих случаях сохранились фрагменты довольно крупных складок, имевших здесь широтное и северо-

западное простирание, которое к востоку отклоняется до северо-восточного, совпадающего с направлением Малханской зоны. Подобные же направления складок отмечаются и в трахибазальтах унгуркуйской свиты. По р. Убур-Киреть и в устье Шазаги их простирание и даже углы падения совпадают с элементами залегания вулканитов тамирской свиты.

Бликие по масштабам складчатые дислокации, наблюдаемые в тамирских и унгуркуйских вулканитах, совпадение направления осей складок и даже близкие углы падения указывают на то, что складчатые процессы имели место здесь в завершающую стадию раннемезозойского этапа, после образования боргойской трахибазальтовой формации, но до внедрения щелочных гранитоидов. Возможно, в какой-то мере они были связаны с их внедрением, тем более что западная часть Тамирской гряды — район интенсивного проявления щелочного гранитоидного магматизма.

В Селенгино-Витимской зоне выявлена крупная синклиальная структура, которая в пределах Советского Союза прослеживается от устья р. Желтуры на юго-западе до вершины р. Тугнуй на северо-востоке. Она причленяется к Малханской зоне по серии разломов, проходящих по северо-западному основанию Заганского и Бургутуйского хребтов.

Если проследить строение полей вулканогенных образований и элементы залегания в них слоистых отложений, то общая синклиальная структура прослеживается довольно четко. В северо-западном крыле синклинали, начиная уже с Дабхорского массива, в низах вулканогенного комплекса залегают доборгойские кислые вулканиты, с несогласием перекрытые боргойскими трахибазальтами. Весь боргойский вулканогенный комплекс имеет здесь моноклиальное залегание с падением на юг и юго-запад под углом  $35-60^\circ$ . Восточнее то же самое отмечается в Боргойском хребте, где трахибазальты залегают на туфах фельзитов и где весь вулканогенный комплекс падает на юго-восток по азимуту  $160-180^\circ$  под углом  $35-60^\circ$ .

В Селенгино-Чикойском междуречье от устья Чикоя до дер. Поворот картируется то же самое моноклиальное юго-восточное падение боргойских вулканитов с углом падения  $25-50^\circ$ . Некоторое отличие только в том, что здесь появляются туфы трахитов, выше трахибазальтов, т. е. фиксируется уже верхняя часть разреза боргойской свиты.

На восточном берегу Чикоя прослеживается тот же разрез и те же структуры. По мере удаления от Чикоя с приближением к Хилку роль трахибазальтов в основании боргойской свиты несколько уменьшается и, наоборот, возрастает роль туфов трахитов, которые затем преобладают в разрезе в северном обрамлении Тугнуйской впадины.

Осевая часть нижнемезозойской синклиальной структуры, ее перегиб, устанавливается на левобережье Хилка севернее дер. Черноярво. Здесь, в южном крыле, которое причленяется к Заганскому хребту, вулканогенные образования имеют уже северное и северо-западное падение с углом  $25-45^\circ$ . В северном крыле установлено падение на юг и юго-восток с более крутыми углами. Непосредственное замыкание отсутствует, ибо вдоль оси проходит тектоническое нарушение, по которому происходили вертикальные смещения с опусканием северного и поднятием южного крыла.

Принципиально ту же синклиальную структуру дают боргойские вулканиты и далее на восток, в северном и южном обрамлении Тугнуйской группы впадин (Тугнуйская, Хара-Шибирская, Шаралдайская и др.). В северном борту Тугнуйской впадины, а значит, и в северном крыле нижнемезозойской синклинали вулканиты также имеют южное и юго-западное падение с углом наклона  $22-32^\circ$ .

В южном обрамлении Тугнуйской группы впадин (а именно, по северному склону Заганского хребта) в основании боргойской свиты прослеживается базальный горизонт конгломератов, в котором присутствуют галька и валуны изверженных пород. Конгломераты перекрыты трахибазальтами. Подобный разрез основания боргойской свиты наблюдается в верховье р. Алтачей.

Складчатые структуры нижнемезозойских вулканогенных образований устанавливаются и далее к северо-востоку. Таковы складки, изученные автором (Беличенко, Комаров и др., 1962) в хребте Хухайта на водоразделе Кудуна и Чесана. Здесь вулканы цаган-хунтейской свиты собраны в простую антиклинальную складку, обрезанную массивами гранитоидов. Ось антиклинали имеет северо-восточное простирание с симметричным падением крыльев на северо-запад и юго-восток под углом 25—35°. В хребте Тора цаган-хунтейские отложения, представленные почти исключительно вулканогенными образованиями, смяты в серию относительно небольших складок с углом падения 35—60°, имеющих субширотное простирание.

Приведенными примерами, пожалуй, и ограничиваются сведения о складчатых структурах нижнемезозойских вулканогенных образований. Тем не менее даже столь неполные данные говорят о том, что раннемезозойский этап орогенной активизации сопровождался складкообразованием, которое предшествовало внедрению щелочных гранитов.

### ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Раннемезозойский этап орогенной активизации завершился в ранней юре возникновением горной страны, которая подверглась усиленному воздействию денудационных процессов. Во всяком случае, ко времени образования ичетуйской трахибазальтовой формации щелочные гранитоиды малокуналейского комплекса оказались выведенными на поверхность. Поэтому базальные горизонты ичетуйской формации залегают на поверхности их размыва. В свою очередь, в позднемеозойский этап на границе средней и поздней юры имело место пространственное смещение верхнеюрских впадин по отношению к среднеюрским. Поэтому в ряде случаев среднеюрские вулканогенно-осадочные образования могут встречаться в горном обрамлении верхнеюрско-нижнемеловых впадин (Гегетуйская, Ичетуйская, Северо-Боргойская, Гусиноозерская, Тугнуйская и др.). За пределами Еравнинской впадины оказываются и вулканогенно-осадочные образования удинской свиты, относящиеся к той же ичетуйской формации.

Среднеюрские впадины образуют две цепочки, вытянутые в северо-восточном направлении. Одна из них начиналась Малохамардабанской впадиной, продолжалась через Удунгу и Хамбинский хребет в долину Уды, где депрессии трассируются среднеюрскими излияниями трахибазальтов в районе Хоринска, затем на правобережье Уды, в районе селений Шибеты и Балаганск, и, наконец, в верховье Уды, ниже устья Мухея.

Вторая цепь впадин начиналась с Джидинской, продолжалась Тугнуйской, а затем Тарбагатайской, Бадинской и Хилонской.

Среднеюрская Малохамардабанская впадина располагалась в пределах южных отрогов современного хребта Малый Хамар-Дабан от пос. Харадай на юго-западе до Хамбинского хребта на северо-востоке. Протяженность ее составляла около 250 км, а ширина местами достигала 30 км. По размерам она была наиболее крупной из верхнемезозойских депрессий Западного Забайкалья.

Формирование впадины началось с заложения вдоль ее северо-западного и юго-восточного бортов крупных разломов, которые служили магмовыводящими каналами для трахибазальтовых лав. На трещинный тип излияния со всей очевидностью указывает большая протяженность отдельных лавовых потоков и покровов, прослеженных Ю. М. Холодом, А. С. Киреевым, В. Н. Кадачиговым. Только в восточной части впадины в районе горы Барун-Бурун-Хан, по всей вероятности, существовал вулкан, ибо здесь в разрезе свиты появляются лавы щелочно-известковых трахитов, а также их пирокласты и тефрогенные образования. Кроме того, довольно широко развиты экструзивные тела сиенит-порфиоров.

Базальные горизонты ичетуйской свиты в Малохамардабанской впадине повсеместно представлены лавами. По р. Ичетуй, например, установлено, что первые лавовые излияния трахибазальтов погребли аллювиальные отложения древних речных долин, проникая по ним в сторону горного обрамления впадин.

Малохамардабанская впадина обрамляется крупными разломами. Лавовые потоки и покровы, а также пласты осадочных пород имеют наклонное залегание с падением к центру впадины под углом 8—15°, редко 20—25°. В центральных частях впадины мощность вулканогенных образований возрастает до 1000—2000 м, в то время как в ее бортах обнажается фундамент и древняя кора выветривания под базальными горизонтами ичетуйской свиты. На границе средне- и позднеюрского времени бывшая Малохамардабанская впадина была вовлечена в поднятие, расчленена долинами рек и в настоящее время представляет собой южный склон или, вернее, южные отроги хребта Малый Хамар-Дабан. В это же время начинается заложение верхнеюрских впадин, которые по отношению к Малохамардабанской смещаются к юго-востоку. Активизируется разлом, ограничивающий юго-восточный борт среднеюрской впадины, который, в свою очередь, становится северо-западной границей верхнемезозойских впадин. Таким образом, вырисовывается ступенчатое расположение впадин, причем более молодые впадины смещаются к юго-востоку. Подобная картина устанавливается и для других впадин.

Тугуйская впадина охватывает бассейн р. Тугуй, имея протяженность около 120 км при ширине 15—25 км. Она выполнена средне-верхнеюрскими отложениями. К среднеюрским здесь отнесены березовские конгломераты и ичетуйская свита; к средне-верхнеюрским — тугуйская свита. История развития впадины освещена в работе В. С. Доржиева (1967), поэтому мы лишь в общих чертах рассмотрим ее среднеюрскую стадию.

Образование впадины началось с заложения разломов в бортовых и осевых частях. Часть разломов, в частности тектонические нарушения, ограничивающие впадину от Заганского хребта, безусловно, имела более древнее заложение и была лишь активизирована. Другие разломы, преимущественно в северном борту, связаны непосредственно с образованием впадины, ибо здесь они обрезают массивы щелочных гранитоидов малокуналейского комплекса. Активные разломы располагались не только в бортах впадины, но и в ее осевой части. Последующее опускание дна впадины шло неравномерно и более интенсивно в центральной зоне, что затем и создало общую синклиналиную структуру впадины.

Скорость формирования впадины была неодинаковой. Наиболее интенсивные и контрастные движения имели место в начальные этапы, когда наряду с опусканием впадины происходило воздымание горст-антиклинальных структур Заганского и Цаган-Дабанского хребтов. В этих условиях началось накопление мощной толщи березовских (хонхойских) конгломератов, развитых в обрамлении восточной части впадины. В ее западной части в подобных условиях шло формирование базальных кру-

пноголыбовых конгломератов ичетуйской свиты, которые состоят из валунов и глыб (размером до 2—5 м) щелочных гранитоидов Харитоновского массива. Они причленяются к массиву, который резким 40—80-метровым уступом возвышается над впадиной. Наличие конгломератов, обломочный материал которых представлен только щелочными гранитоидами, присутствие крупных слабо окатанных или неокатанных глыб указывают на весьма интенсивные и контрастные вертикальные движения в начальный период образования впадины. Эти движения создали большой перепад высот между впадиной и ее горным обрамлением, вследствие чего она стала заполняться крупнообломочным материалом. По-видимому, пласт крупноголыбовых конгломератов, причленяющийся к Харитоновскому массиву, формировался непосредственно из осыпей с крутых склонов горного массива, сложенного щелочными гранитами. Вслед за этим начались излияния трахибазальтовых лав, перекрывших горизонт конгломератов. В восточной части впадины излияние эффузивов происходило позже, поэтому мощность конгломератовой толщи здесь во много раз больше — до 1200 м (Сизых, 1967). Излияния трахибазальтов носили трещинный характер. Однако наличие большого количества экструзивных тел указывает на возможность извержений центральной типа.

На осадочно-вулканогенные образования ичетуйской свиты налегают угленосные отложения тугнуйской свиты. Характер осадков свидетельствует о более спокойном тектоническом режиме в это время, в результате чего во впадине откладываются тонкообломочные осадки, происходит накопление углей.

Завершается среднеюрская стадия новой активизацией разрывных нарушений, по которым происходит воздымание центральной части Тугнуйской впадины в виде тектонического клина, обрезанного со всех сторон разломами. В современном рельефе он представлен Тугнуйским хребтом, отделяющим верхнеюрско-нижнемеловую Сухаринскую депрессию от основной части Тугнуйской впадины. Движения по тектоническим нарушениям продолжались и в позднеюрско-раннемеловое время. Так, Эрдемская структура с трех сторон обрезана разломами. В позднемезозойское время имело место воздымание кристаллического массива Капсал.

Одна из наиболее крупных среднеюрских впадин Западного Забайкалья — впадина, прослеживающаяся от Хоринска до Еравнинских озер. Возможно, она продолжалась и далее к северо-востоку, однако здесь среднеюрские образования перекрыты нижнемеловыми и современными отложениями Еравнинской и Холойской депрессий.

Среднеюрские трахибазальты<sup>21</sup> прослеживаются здесь непрерывной полосой от устья Оны через водораздел Она-Уда в Поперечинскую впадину, где они слагают ее северо-западное обрамление. Затем одна ветвь уходит через вершину р. Эгиты в бассейн р. Индолы, а вторая — в район пос. Комсомольского. Обе ветви сливаются в Еравнинской впадине, где среднеюрские образования удинской свиты перекрыты нижнемеловыми, а также современными озерными отложениями.

Более полный разрез удинской свиты представлен по р. Уде ниже устья Мухея. Он начинается 800-метровой пачкой конгломератов, выше которых наблюдается переслаивание эффузивов и осадочных отложений. Наличие мощной пачки базальных конгломератов свидетельствует о резкой контрастности движений при заложении среднеюрских впадин. При этом ведущую роль играли разрывные нарушения, по которым происходили вертикальные перемещения. Эти движения не прекратились и пос-

<sup>21</sup> Возможно, что часть их имеет возраст начала мальма.

ле накопления удинских отложений, ибо вблизи тектонических нарушений, по которым происходили вертикальные подвижки, они испытывали приразломное складкообразование. Опускание фундамента впадин компенсировалось не только накоплением грубообломочных отложений, но и изливанием эффузивов, среди которых главную роль играют трахибазальты и трахиандезиты и подчиненную — трахиты. Излияние эффузивов сопровождалось внедрением мелких экструзивных тел того же состава.

В среднеюрское время происходило образование не только впадин, которые в общем случае можно охарактеризовать как грабен-синклинальные структуры, но и разделяющих их хребтов, которые можно считать горст-антиклинальными положительными структурами. Отрицательные и положительные структуры формировались при ведущей роли разрывных нарушений. При этом большое значение имели сдвиги, сопровождавшиеся зонами оперяющих трещин, пересекавших под острым углом горст-антиклинальные структуры. К этим зонам тяготеет дайковый комплекс бажигирской формации малых интрузий.

В позднеюрское и раннемеловое время процессы впадинообразования интенсифицируются. Возрастает число верхнемезозойских впадин, в их выполнении существенную роль начинают играть угленосные отложения. Вместе с этим сокращаются масштабы трахибазальтового вулканизма, который в отличие от ичетуйской формации представлен изливанием недифференцированной щелочной оливин-базальтовой магмы.

Позднемезозойская стадия, проявления которой в виде возникших структур, осадочных и магматических формаций сохранились намного лучше, изучена и прослежена во времени достаточно полно. Следует отметить работы Г. Г. Мартинсона, В. М. Скобло по биостратиграфии верхнемезозойских отложений; М. И. Розилова, И. В. Белова о магматических проявлениях; Ц. О. Очирова, К. Б. Булнаева, В. С. Доржиева. В. И. Турунхаева, Ц. Ц. Цырендоржиева о разрывных структурах. Истории развития Западного Забайкалья и формированию мезозойских впадин посвящены работы Н. А. Флоренсова. Эти же вопросы рассматривались М. С. Нагибиной, Е. В. Павловским, П. И. Налетовым, С. М. Замараевым, В. А. Соловьевым, И. Н. Фоминым, В. И. Сизых, А. В. Внуковым и многими другими. Поэтому мы остановимся лишь на отдельных моментах, которые, по нашему мнению, еще не получили достаточного освещения в литературе.

В общем случае верхнемезозойские впадины, как считается, можно отнести к грабен-синклинальным структурам, а разделяющие их горные хребты — к сводовым горст-антиклинальным поднятиям. Формирование этих структур, по мнению В. Н. Даниловича, Н. А. Флоренсова и других, связано с короблением древнего фундамента и осложнением как отрицательных, так и положительных структур дизъюнктивной тектоникой. Синклинальное и мульдообразное строение впадин подтверждает этот вывод. В то же время имеются исключения, когда впадины ограничены крупными конседиментационными разломами, по которым происходило опускание. К таким впадинам относится, например, Северо-Боргойская, являющаяся продолжением Гететуйской. Крупный разлом проходит здесь по северной границе впадины. Южная ее граница также совпадает с крупным нарушением по северному подножию массива Дабхор. В меловых осадках этой впадины обнаружены довольно мощные отложения несортированных брекчий и дресвяников.

Подобную же структуру имеет Хилок-Чикойская, Кижингино-Кудунская, Кондинская и целый ряд других впадин. Так, Кижингино-Кудунская впадина, по данным Ц. Ц. Цырендоржиева, В. С. Доржиева, А. Н. Ситникова, В. А. Новикова, представляет собой грабен, ограниченный разло-

мами, по которым происходили сбросовые перемещения с амплитудой в несколько сотен метров. Кроме отдельных нарушений здесь установлены и поперечные разломы, расчленяющие впадину на ряд блоков.

Н. А. Флоренсов (1948, 1956, 1960) обратил внимание на несимметричность строения некоторых верхнемезозойских впадин, что выражается обычно в несимметричном расположении наиболее прогнутой части, как правило, смещенной к юго-восточному борту. Подобная асимметрия объяснялась одновременным углублением прогиба и его медленной миграцией к одному из бортов. Это, если можно так выразиться, поперечная миграция второго порядка, которая проявляется во время формирования впадины. Кроме того, существует более общая поперечная миграция. Происходит смещение к юго-востоку верхнемезозойских впадин относительно среднеюрских, вследствие чего среднеюрские вулканогенные образования обычно обнажаются в северо-западном борту верхнемезозойских впадин.

Наряду с поперечной миграцией отмечается и продольная волновая миграция позднемезозойских тектоно-магматических процессов, которые перемещаются с юго-запада на северо-восток. Это ведет к некоторому омоложению одноименных тектонических процессов и явлений, а также сопровождающих их осадочных и магматических образований на северо-востоке Западного Забайкалья по сравнению с его юго-западом. Как полагает автор, волновая миграция тектоно-магматических процессов области орогенной активизации имела место и на раннемезозойском этапе, когда устанавливается постепенное омоложение при продвижении на северо-восток образований одной и той же магматической формации. В условиях быстрой смены различных вулканических и интрузивных комплексов в раннемезозойское время их волновое перемещение, или, что то же самое, постепенное омоложение, на северо-восток сопровождалось становлением разных комплексов в разных частях Западного Забайкалья. Это приводило к тому, что однотипный магматизм постепенно перемещался с юго-запада на северо-восток. В то время, когда на северо-востоке заканчивалось становление одного комплекса, на юго-западе начиналось формирование нового, сопровождавшегося иным набором магматических продуктов, чаще даже иной формационной принадлежности.

Достаточно рельефно волновая миграция тектоно-магматических процессов отмечается в позднемезозойскую стадию, проявляясь в одновременном заложении впадин и в постепенном смещении максимума вулканической деятельности с запада на восток. Если в бассейне Джиды впадинообразование и трахибазальтовый магматизм начинаются в конце лейаса и продолжаются в первой половине доггера, то в бассейне р. Тугнуй все это приходится на доггер, а еще восточнее, в бассейне р. Уды, — на вторую половину доггера и начало мальма.

Проявление магматизма верхнемезозойской трахибазальтовой формации имеет ту же закономерность. Так, в юго-западной части довольно широко распространены трахибазальты позднеюрской хилокской свиты, возрастные аналоги которой отсутствуют во впадинах, расположенных восточнее Кижингино-Кудунской. В то же время здесь, наоборот, появляются обильные излияния нижнемеловых трахибазальтов, которые захватили и Витимское плоскогорье, хотя на юго-западе подобные излияния довольно редки и не характерны для гусиноозерских образований. В данном случае, как полагает автор, четко обозначается общее смещение максимального проявления верхнеюрско-нижнемелового трахибазальтового вулканизма и в пространстве и во времени.

Таким образом, волновая миграция тектоно-магматических процессов имела место на протяжении всей мезозойской истории Западного Забайкалья. Поэтому при разработке схем стратиграфии и магматизма необ-

ходимо учитывать это явление, ибо в противном случае трудно разрешить проблему одновременного становления разных магматических формаций в одной структурно-формационной зоне. Волновая миграция тектоно-магматических процессов в Западном Забайкалье является лишь частным случаем более общей миграции и общего омоложения мезозойских тектонических процессов на востоке Азиатского континента по направлению к Тихоокеанскому побережью (Нагибина, 1963).

Разрывные нарушения, фиксируемые в Западном Забайкалье, различны по типам и времени заложения. Они различаются морфологией, протяженностью, ориентировкой и ролью в формировании структур области орогенной активизации. Прежде всего среди них выделяются крупные долгоживущие разломы древнего заложения, которые с полным основанием следует относить к категории глубинных разломов. Они представляют собой протяженные линеаменты, разделяющие разные структурно-формационные зоны.

К категории глубинных разломов Ц. О. Очиров, Булнаев и др. (1965) относят Джидино-Витимский разлом, прослеживающийся от южных отрогов Малого Хамар-Дабана до среднего течения Витима. К долгоживущим разломам древнего заложения относятся разломы, разграничивающие Селенгино-Витимскую и Малханскую зоны. Один из таких разломов проходит по северному подножию Заганского хребта, обрезают южный борт Кижингино-Кудунской депрессии и уходит на р. Конду. К той же категории разломов относится разлом, проходящий по южному подножию Заганского хребта, а затем по долине Хилка, продолжающийся до Беклемишевских озер и далее на северо-восток.

В возрастном отношении среди разрывных нарушений могут быть выделены древние (домезозойские), мезозойские и кайнозойские. Примерами древних разломов, сохранивших свою активность в мезозое и кайнозое, могут служить крупные зоны разломов, перечисленные выше. Их влияние на осадконакопление и магматизм устанавливается уже в раннепалеозойское время. Возможно, они существовали и в докембрии (Хренов, Бухаров и др., 1968). Безусловно, домезозойские разломы не ограничиваются приведенными примерами. Однако с этой точки зрения в массе своей нарушения еще не изучены. Не приходится сомневаться в том, что большинство древних разломов было активизировано в мезозое. На, бесспорно, мезозойский возраст этих разломов, во всяком случае активизированных в мезозое, указывает их конседиментационность, влияющая на распределение фаций и мощностей верхнемезозойских отложений во впадинах, их роль как магмовыводящих каналов трахибазальтовых излияний и, наконец, смещение по разломам верхнемезозойских отложений во впадинах.

Особое место среди тектонических дислокаций Западного Забайкалья занимают поперечные структуры, представленные разломами или зонами разломов северо-западного направления, а также зонами дробления, региональной трещиноватости и расщепления. В некоторых случаях поперечные структуры носят характер скрытых разломов фундамента.

История развития области орогенной активизации Западного Забайкалья свидетельствует о разном соотношении складчатых и разрывных дислокаций на раннем и позднемезозойском этапах формирования. Для раннемезозойского этапа устанавливается довольно существенная роль складчатых дислокаций. Более интенсивное складкообразование происходило в ранней юре перед внедрением малокуналейского интрузивного комплекса, в результате чего вулканогенные образования боргойской трахибазальтовой формации, накапливавшиеся в крупных прогибах, были интенсивно дислоцированы.

Главным содержанием позднемезозойского этапа явилось впадинообразование на фоне пологого коробления фундамента, которое вело к возникновению сводовых поднятий. Впадины в общем случае можно отнести к грабен-синклинальным структурам, а разделяющие их поднятия, нашедшие свое морфологическое выражение в виде горных хребтов, — к сводовым горст-антиклиналям. Роль прогибания и разрывной тектоники была различна в каждом конкретном случае, хотя превалирование разломов в образовании впадин, по последним данным, получает все большее подтверждение.

История мезозойской орогенной активизации Западного Забайкалья не находит аналогии в домезозойском развитии региона. В каледонское время Байкальская горная страна переживала типичный геосинклинальный цикл. Мезозойский же цикл по последовательности тектонических движений и сопровождающих их продуктов осадконакопления и магматизма не имеет ничего общего с геосинклинальным циклом, хотя его проявление связано с мощными мезозойскими тектоническими движениями, присущими в то время всему Азиатскому матерiku. В наши дни многие исследователи считают, что данный тип развития не относится ни к геосинклинальному, ни к платформенному, а представляет собой самостоятельный тип тектогенеза, перерабатывающий континентальную земную кору. Этот тип тектонического развития относится нами к орогенной активизации. Термин «орогенная активизация», как полагает автор, удачно отвечает направленности определяющих движений данного тектонического процесса. Орогенная активизация начинается с орогенного воздымания, а заканчивается впадинообразованием, что и составляет основное принципиальное отличие этого цикла от геосинклинального. Иная последовательность способствует возникновению других структур и других вещественных проявлений в виде осадочных и магматических формаций. Так, орогенное воздымание в начале цикла приводит к возрастанию роли разрывных нарушений, к блоковым подвижкам и эффузивному магматизму. Неоднородность и жесткость фундамента ведет к различной глубине проникновения разрывных нарушений, которые, в свою очередь, сопровождаются магматическими продуктами разного состава, а отсюда и пестрота внегеосинклинального магматизма, отмечающаяся для отдельных формаций и для всего формационного ряда в целом.

---

## СОПОСТАВЛЕНИЕ ВНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО (МЕЗОЗОЙСКОГО) И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО (РАННЕКАЛЕДОНСКОГО) МАГМАТИЗМА

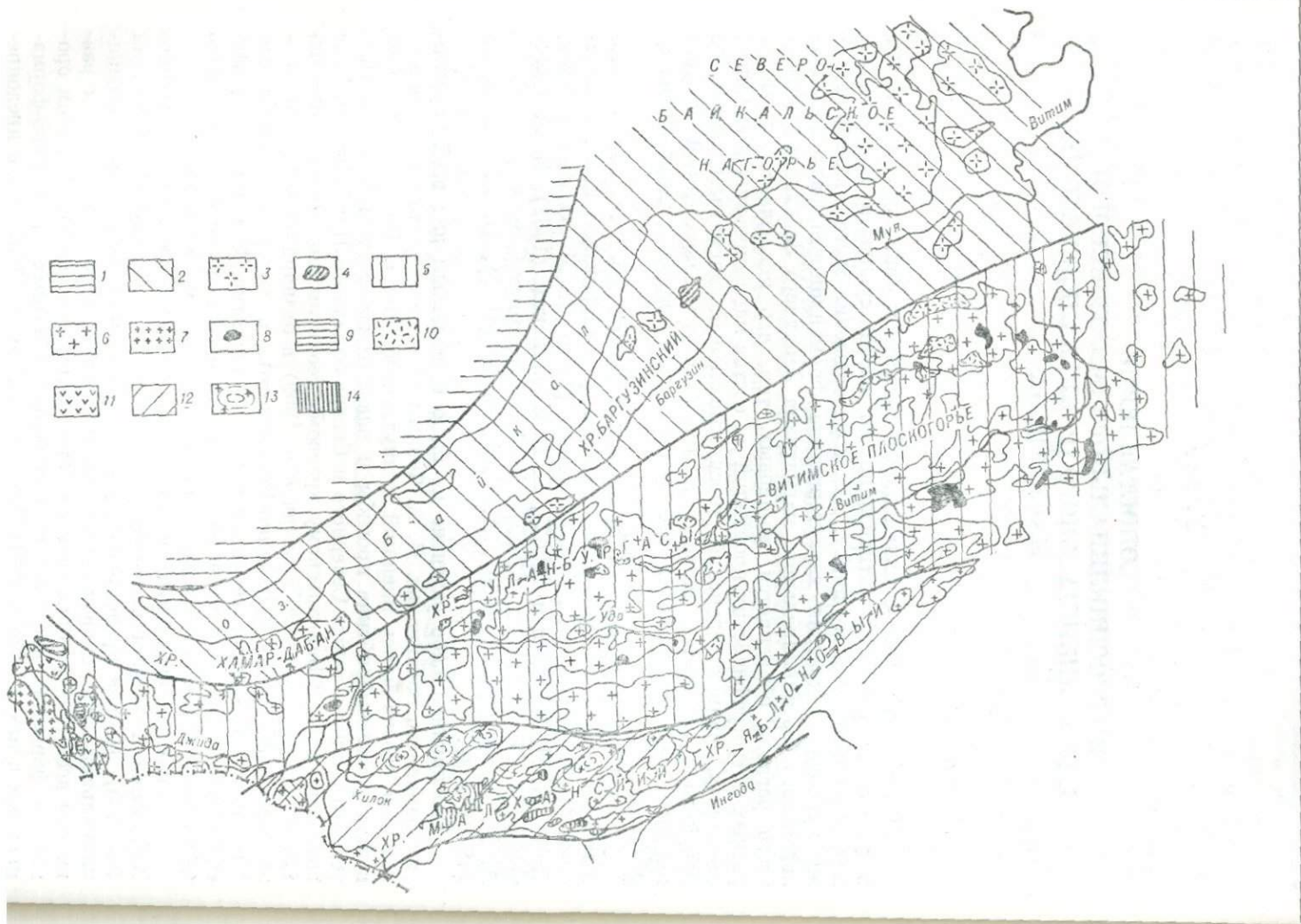
Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья в условиях орогенной активизации по своей сущности противоположен геосинклинальному циклу. Для подтверждения этого положения ниже приводится краткая характеристика формационного ряда раннекаледонского геосинклинального магматизма Западного Забайкалья. Выбор этого региона объясняется, во-первых, тем, что исключается влияние разных петрографических провинций на состав магматических продуктов, во-вторых, раннекаледонский геосинклинальный магматизм Западного Забайкалья проявился широко и представляет законченный формационный ряд, отражающий все этапы формирования геосинклинальной области.

Каледонский магматизм Байкальской горной области или отдельных ее частей с тех или иных позиций рассматривался Е. В. Павловским (1948б, 1956), Н. А. Флоренсовым (1954), П. М. Хреновым (1957, 1961), П. И. Налетовым (1962), Е. Н. Смолянским (1961), В. Г. Беличенко, П. М. Хреновым (1965), В. А. Дворкиным-Самарским (1965), А. П. Арсентьевым (1966), А. С. Салопом (1967), В. Г. Беличенко (1969) и др.

Геосинклинальное развитие не было однотипным для всей территории Западного Забайкалья. Н. А. Флоренсов отмечает, что уже в начале кембрия обозначились внешний и внутренний пояса. Во внешний пояс вошли раннекембрийские прогибы и впадины юго-восточной части Восточного Саяна, а также Северного и Северо-Западного Прибайкалья. Этот пояс относится к Байкальскому краевому геоантиклинальному поднятию (Беличенко, Хренов, 1965; Беличенко, 1969) в отличие от внутреннего — эвгеосинклинального (Джидино-Витимского), в котором существовало Малханское срединное геоантиклинальное поднятие. Различия этих зон, связанные с особенностями их геотектонического развития, проявились не только в характере и мощности осадков, но и в магматизме.

Магматизм, связанный с геосинклинальным развитием Западного Забайкалья в раннем палеозое, разделяется на две группы формаций (табл. 5). Первая представлена доинверсионными формациями эвгеосинклинальной зоны, вторая — формациями, связанными с орогенным развитием всей геосинклинальной области (Беличенко, 1969). При этом орогенные формации проявлялись синхронно в разных структурно-формационных зонах (Хренов, 1964; Беличенко, Хренов, 1965), что и предопределило их разную формационную принадлежность.

Выделяемые магматические формации каледонской геосинклинальной области Западного Забайкалья показаны на рис. 22.



- |  |  |  |  |  |
|--|--|--|--|--|
|  |  |  |  |  |
|  |  |  |  |  |
|  |  |  |  |  |

**Магматические формации структурно-формационных зон каледонской геосинклинальной области Западного Забайкалья**

Этапы развития геосинклинали	Структурно-формационные зоны		
	Байкальское краевое геосинклиналильное поднятие	Джидино-Витимская эвгеосинклиналильная зона	Малханское срединное геосинклиналильное поднятие
Верхний структурный ярус (орогенный этап)	Конкудеро-мамаканская формация субщелочных гранитоидных батолитов	Джидино-витимканская формация гранитоидных батолитов «пестрого» состава	Малханская формация гранитоидных батолитов
	Бирамьинская габбро-монзонит-сиенитовая формация	Нашитуйская формация гранитных батолитов	
Нижний структурный ярус (собственно геосинклиналильный этап)		Атарханская базитовая формация	Малетинская габбро-диорит-гранодиоритовая формация
		Цакирская гипербазитовая формация	
		Олдындинская кварц-кератофировая формация	
		Долон-модонская спилито-диабазовая формация	

**ДОИНВЕРСИОННЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ЗОНЫ**

Наряду с терригенными и хемогенными формациями в разрезе нижнепалеозойских эвгеосинклиналильных отложений принимают участие и вулканогенные образования, прорванные доорогенными интрузиями ультрабазитов. В группе эффузивных формаций выделяется спилито-кератофировая серия, состоящая из двух формаций: долон-модонской спилито-диабазовой и олдындинской кварц-кератофировой. Интрузивная формация представлена цакирской гипербазитовой.

Долон-модонская спилито-диабазовая формация объединяет нижнекембрийские вулканы долон-модонской свиты в бассейне р. Джиды. В составе свиты наряду с эффузивами присутствуют терригенные и хемогенные образования. Вулканы представлены преимущественно основными разностями: диабазами, спилитами, авгитовыми, роговообманковыми и плагиоклазовыми порфиритами. Породы более кислого состава встречаются значительно реже. Присутствуют тефрогенные и пирокластические породы. Осадочные образования представлены конгломератами, песчаниками, известняками и сланцами. Разрез свиты

*Рис. 22.* Схема развития каледонских магматических формаций Западного Забайкалья:

1 — Сибирская платформа; 2 — Байкальское краевое геосинклиналильное поднятие; 3 — конкудеро-мамаканская формация субщелочных гранитоидных батолитов, 4 — бирамьинская габбро-монзонит-сиенитовая формация; 5 — Джидино-Витимская эвгеосинклиналильная зона; 6 — Джидино-витимканская формация гранитоидных батолитов «пестрого» состава, 7 — нашитуйская формация гранитных батолитов, 8 — атарханская базитовая формация, 9 — цакирская гипербазитовая формация, 10 — олдындинская кварц-кератофировая формация, 11 — долон-модонская спилито-диабазовая формация; 12 — Малханское срединное геосинклиналильное поднятие; 13 — малханская формация гранитоидных батолитов, 14 — малетинская габбро-диорит-гранодиоритовая формация.

очень невыдержан, причем эффузивные и тефрогенные образования больше развиты в краевых частях Джидинского синклиория.

Олдындинская кварц-кератофировая формация включает вулканиты нижнекембрийской олдындинской свиты на Удино-Витимском междуречье и синхронные им вулканогенные образования Витимского плоскогорья. Она подразделяется на две подсвиты: нижняя сложена преимущественно кислыми эффузивами и их пирокластическими производными, меньше порфиритами среднего состава. Верхняя подсвита содержит органогенные известняки, перемежающиеся и фациально замещающиеся пирокластическими породами и эффузивами кислого, редко среднего и основного состава (Язмир, 1968). К северо-востоку от Удино-Витимского междуречья разрез кембрия постепенно изменяется. Уменьшается роль вулканитов, исчезают основные лавы, сокращается объем карбонатных фаций, уменьшается общая мощность разреза.

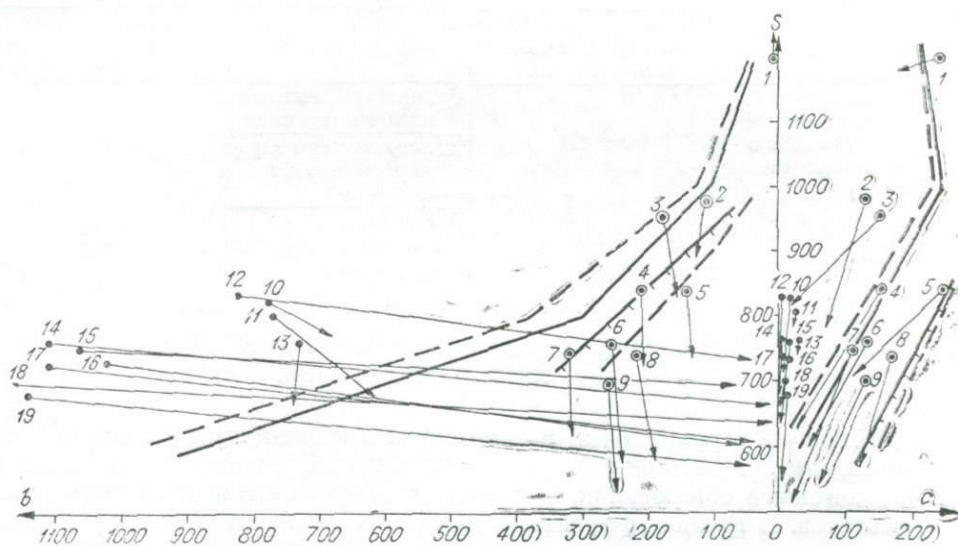


Рис. 23. Natural petrochemical diagram of the spilite-diorite formation (1-9) and tholeiitic basalt formation (10-19).

Vulcanites of subvolcanic intrusions of spilite-diorite and quartz-keratophyre formations undergo a rather intensive greenschist and chloritization.

The tholeiitic basalt formation unites ultrabasic rocks of the tholeiitic intrusive complex, which consists mainly of serpentinites, pyroxenites, gabbro-pyroxenites and to a lesser extent of gabbro and gabbro-diorites. These rocks form small massifs, layered bodies, lenses, small stocks and veins. In the Djidinsky district their distribution corresponds to the north-western structural plan, as well as the whole Cambrian deposits.

On fig. 23 is given the natural petrochemical diagram of spilite-diorite and tholeiitic basalt formations<sup>22</sup>. For spilite-diorite formation all analyses, with the exception of one, refer to effusives of the main and medium composition. Their position in the leucocratic part

<sup>22</sup> The position of the point on the diagram reflects, in fact, the chemical composition of the rock. Therefore we are limited only to diagrams, not to the analyses themselves.

диаграммы указывает на интенсивное развитие процессов альбитизации. Для пород типа спилитов (анализы 4—9) отмечается существенное обогащение натрием по сравнению с обычными базальтоидными эффузивами (большое значение величины  $a_2$ ). Интенсивное развитие процессов альбитизации, естественно, ведет к уменьшению в породах полевошпатовой извести, что и видно на меланократовой части диаграммы в общем смещении точек вправо и в появлении величины  $b_2$ , указывающей на преобладание в породе магния над кальцием. Приведенная петрохимическая диаграмма спилито-диабазовой формации, по сути дела, отражает не первичный состав пород, а породы, претерпевшие ряд сложных метаморфогенных превращений, связанных с подводными излияниями. Отсюда и те несколько необычные для наземных эффузивов их петрохимические свойства, которые являются вторично приобретенными.

Для цакирской гипербазитовой формации общее расположение точек не выходит за пределы полей развития дунитов и пироксенитов, соответствуя выделенному формационному типу. На диаграмме обособляются две группы пород, из которых одна соответствует серпентинитам (анализы 14—19). Положение точек в меланократовой и лейкократовой частях диаграммы, большое значение величины  $b$  при резком преобладании  $b_2$  и весьма ничтожная величина  $c$  — все говорит о том, что серпентиниты развивались по дунитам. Жильными производными ультрабазитов являются пироксениты (анализы 10—13), которые по сравнению с типичными пироксенитами имеют несколько меньшую величину  $s$  и  $b_2$  и относительно большую величину  $a_1$ . Это указывает на авгитовый состав пироксенов и на наличие в породах какого-то количества оливина, т. е. породы по петрохимическим параметрам приближаются к перидотитам.

#### МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ОРОГЕННОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

Орогенный этап развития раннепалеозойской геосинклинальной зоны на рассматриваемой территории сопровождался интенсивным магматизмом, в результате которого сформировались громадные массивы интрузивных пород преимущественно кислого сленит-гранитного ряда. Каждая из выделенных структурно-формационных зон имеет существенные различия в масштабах интрузивной деятельности, составе пород и в их петрохимических свойствах, а также в порядке внедрения интрузий, хотя, как представляется автору, это типичный магматизм орогенных этапов развития геосинклинальных зон.

#### Джидино-Витимская эвгеосинклинальная зона

Магматизм, связанный с орогенным этапом развития эвгеосинклинальной зоны, начался с внедрения разрозненных базитовых интрузий. Последующий же гранитоидный магматизм проявился очень широко. Для магматизма этого периода свойственно господство гранитоидов и полное отсутствие эффузивов, что наряду с громадными площадями, занятыми изверженными породами кислого состава (см. рис. 22), позволяет отнести данные гранитоиды к ряду батолитовых гранитоидных формаций. В целом орогенный магматизм эвгеосинклинальной зоны довольно разнообразен по составу — от основного до кислого и даже щелочного. Безусловно, он не может быть уложен в один формационный тип, а представляет формационный ряд, закономерно изменявшийся во времени. Так, для Юго-Западного Забайкалья орогенный магматизм начался с

атарханской базитовой формации, затем произошло внедрение нашитуйской формации гранитоидных батолитов. Последующий магматизм представлен серией пород, которые могут быть объединены, по терминологии Ю. А. Кузнецова (1964), в формацию гранитоидных батолитов «пестрого» состава (джидино-витимканская формация). В южной части Западного Забайкалья это джидинский комплекс, северо-восточнее — витимканский.

Атарханская базитовая формация объединяет основные породы, внедрение которых знаменовало начало замыкания геосинклинальных прогибов в эвгеосинклинальной зоне. В большинстве случаев базиты слагают отдельные разрозненные массивы, площадь которых колеблется в довольно широких пределах от сотен квадратных метров до 150 км<sup>2</sup>. В размещении массивов нет какой-либо четкой закономерности, ибо они встречаются как в центральной части эвгеосинклинальной зоны, так и на ее периферии. В ряде случаев, как это отмечается в Хамар-Дабане, они тяготеют к разрывным нарушениям, ограничивающим здесь эвгеосинклинальную зону.

Атарханская формация представлена прежде всего габбро, наряду с которыми в подчиненном количестве отмечаются пироксениты, габбро-пориты, оливковые габбро, анортозиты, а также породы более кислого состава — от габбро-диоритов до диоритов. Перечисленный набор пород слагает атарханский интрузивный комплекс, который в какой-то степени отвечает по составу габбро-пироксенит-дунитовой формации. Однако, с другой стороны, в эвгеосинклинальной зоне выделялся и монотойский интрузивный комплекс, по составу несколько отличающийся от атарханского. Здесь также преобладают габбро, среди которых выделяются нормальные, оливковые и роговообманковые габбро, присутствуют габбро-диориты и диориты, а в краевых частях массивов отмечаются габбро-сиениты и монзониты (Арсеньевский массив). Как формационный тип базитовая формация представляет собой субформацию габбро-пироксенит-дунитовую, отличаясь от последней весьма ничтожной ролью или полным отсутствием дунитов. Ю. А. Кузнецов (1964), выделивший данный формационный тип, отмечает, что для каждой конкретной габбро-пироксенит-дунитовой формации остается свое соотношение основных и ультраосновных пород, а также пород диоритового и плагиогранитного состава и что нередко в составе этой формации могут отсутствовать ранние дуниты и перидотиты, а ультраосновные породы представлены только пироксенитами. Видимо, подобный случай имеет место и для атарханской формации.

На натуральной петрохимической диаграмме (рис. 24) видно, что наиболее основные породы представлены пироксенитами и анортозитами, а большинство анализов приходится на габбро, среди которых можно видеть и оливковые и безоливковые разности. В меланократовой части диаграммы отмечается довольно широкий горизонтальный разброс анализов, свидетельствующий о больших колебаниях содержания темноцветов в породах и наличии наряду с обычными габброидами разновидностей с повышенной лейкократовостью, на что указывает относительно небольшая величина  $b$  и преобладание величины  $b_1$  над  $b_2$ . На диаграмме видно, что наиболее кислые разности представлены габбро-сиенитами. В целом же породы формации относятся к известково-щелочной серии, и лишь в отдельных массивах, там, где дифференциация доходит до габбро-сиенитов, отмечается появление пород с несколько повышенной щелочностью.

Нашитуйская формация гранитных батолитов развита в западной части бассейна р. Джиды и на прилегающей территории Монгольской Народной Республики. Формация представлена главным образом гранитами (биотитовые, мусковитовые и двуслюдяные), в то время

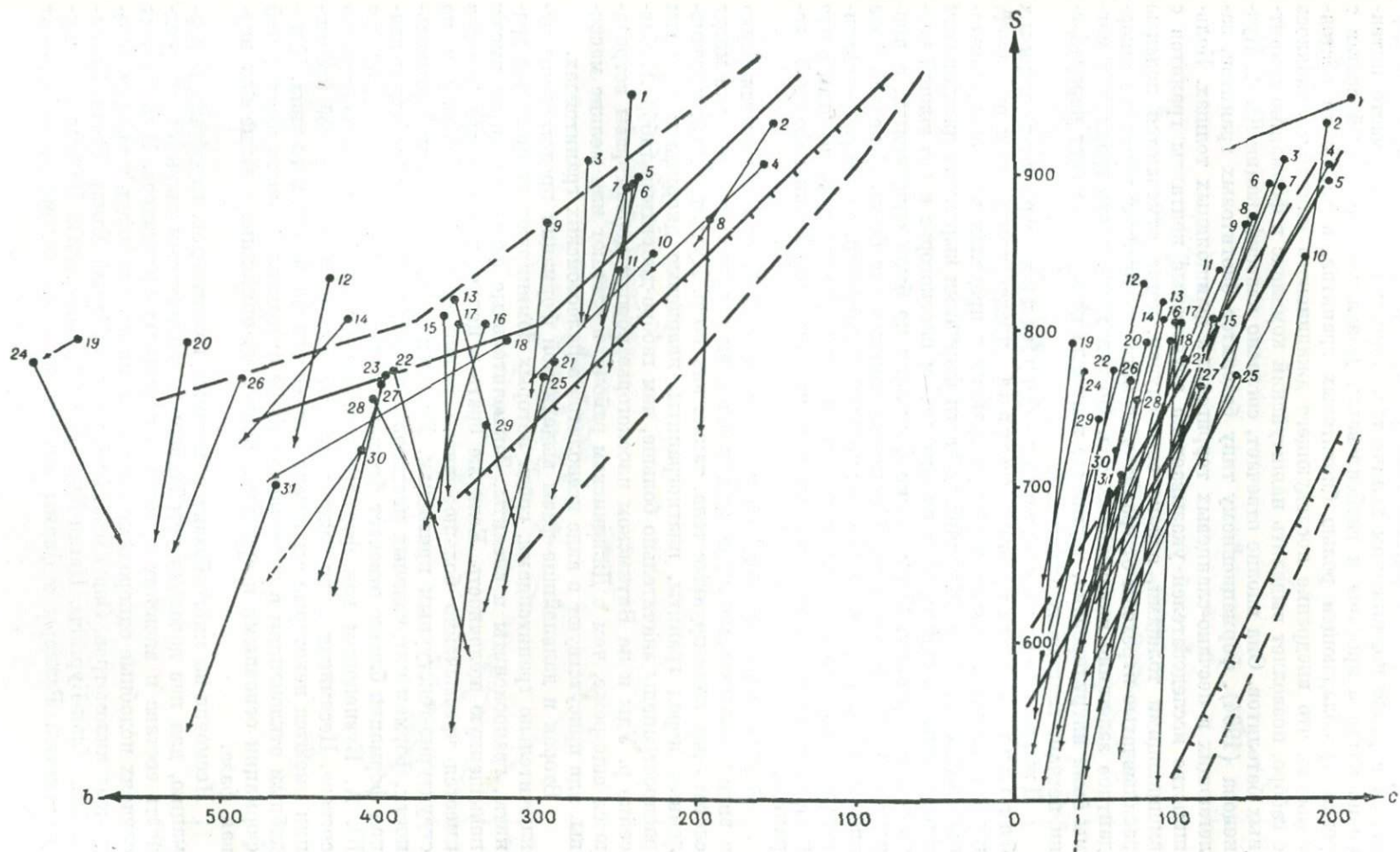


Рис. 24. Naturalная петрохимическая диаграмма атарханской базитовой формации.

как граносиениты, кварцевые сиениты, гранодиориты и диориты содержатся в резко подчиненном количестве. Породы комплекса часто интенсивно катаклазированы и гнейсированы. Довольно однородный состав с резко преобладающей ролью биотитовых гранитов, а также то обстоятельство, что внедрение последующего джидинского комплекса началось с габбро, позволяет выделить нашитуйский комплекс в формацию гранитных батолитов. Она вполне отвечает, согласно классификации Ю. А. Кузнецова (1964), формационному типу батолитов биотитовых гранитов, залегающих в песчано-сланцевых терригенных флишоидных толщах. Большинство исследователей указывает на эруптивные контакты гранитов с вмещающими толщами, однако есть случаи, когда отмечаются неясные расплывчатые переходы от гранитов до метаморфических пород и конкордантное залегание интрузивных тел. По-видимому, часть гранитной магмы была интродуцирована, другая же возникла на месте за счет переработки песчано-сланцевых отложений.

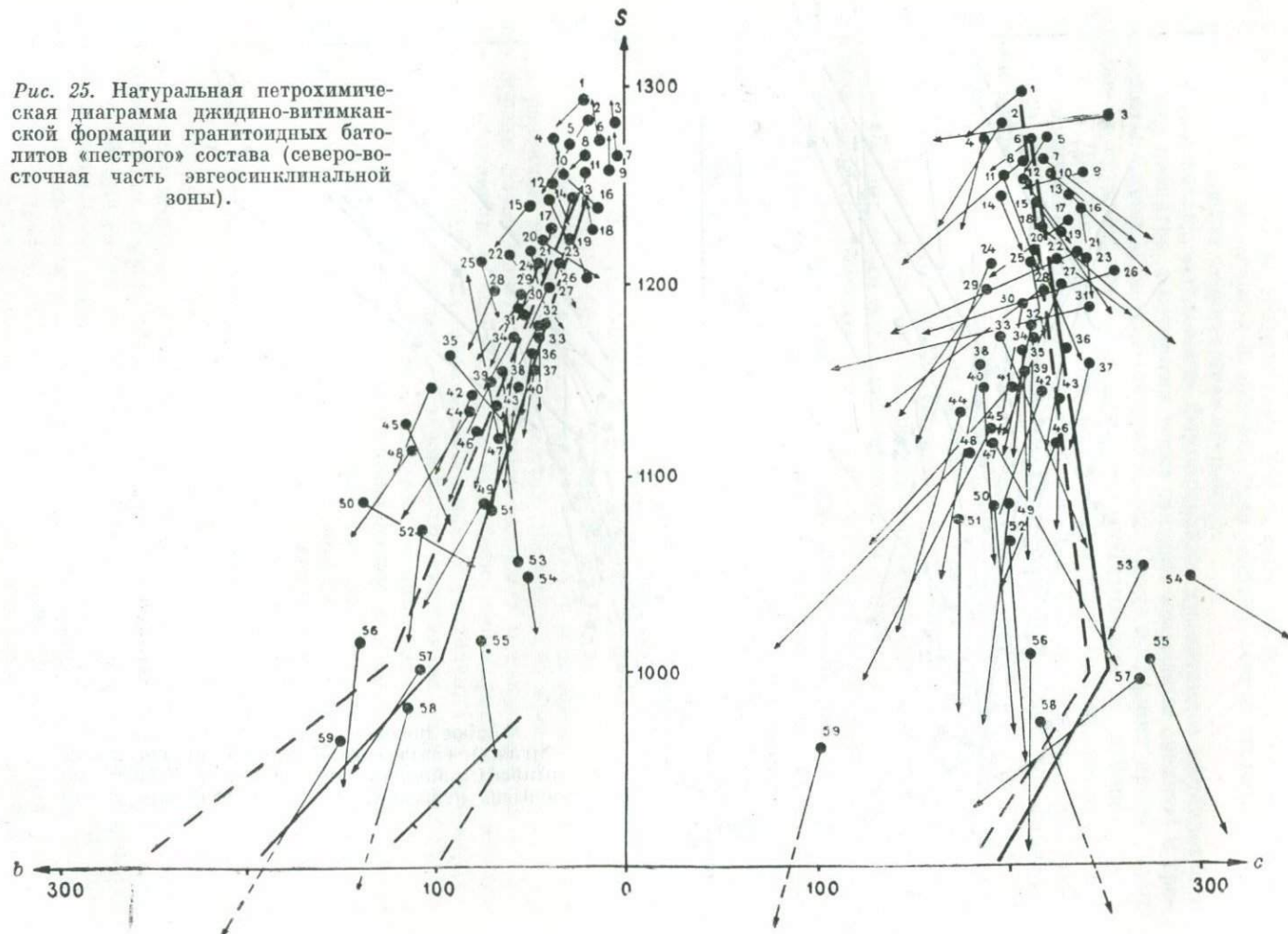
Джидино-витимканская формация гранитоидных батолитов «пестрого» состава представлена исключительно интрузивными породами и распространена в пределах всей эвгеосинклинальной зоны. В юго-западной ее части формация выражена джидинским интрузивным комплексом, а на Витимском плоскогорье и его южной части — витимканским. Образование формации не было одноактным, а происходило в несколько фаз. Обычно выделяются две фазы. В первой фазе внедрились породы типа габбро-диоритов и диоритов, во второй — гранитоиды. Однако многие исследователи, в том числе и автор, полагают, что внедрение гранитоидов тоже носило пульсационный многофазный характер.

В Юго-Западном Забайкалье породы первой фазы встречаются редко в виде небольших массивов, за исключением гранитоидов, которые могут слагать довольно крупные тела, такие, как по р. Худдат. Среди перечисленных пород граниты, плагиограниты, кварцевые диориты и диориты распространены значительно больше, чем габбро-диориты и габбро. В бассейне р. Уды и на Витимском плоскогорье породы первой фазы встречаются еще реже, чем в Джидинском районе, и слагают или мелкие массивы, или присутствуют в виде ксенолитов в палеозойских гранитоидах.

Вторая и дальнейшие фазы выделяемой формации представлены исключительно гранитоидами, среди которых доминируют нормальные граниты, граносиениты и сиениты. Значительные фазы формации имеют повышенную щелочность. Если же брать в целом, то среди гранитоидов имеется чрезвычайно большое число разновидностей по составу и по структурно-текстурным признакам. По масштабам интрузивной деятельности, формам интрузивных массивов и набору магматических пород данная формация близко отвечает формационному типу, который выделяется Ю. А. Кузнецовым как формация гранитоидных батолитов «пестрого» состава. Несомненно, для каждого региона или петрографической провинции имеются некоторые отклонения от общего формационного типа. К подобным отклонениям в настоящем районе относится бедность выделяемой формации основными и средними породами, описанными выше как первая фаза.

Несмотря на многообразие различных гранитоидов, входящих в формацию, для нее довольно устойчивым и характерным является однородность состава и внешних признаков отдельных интрузивов. В некоторых случаях подобные однородные массивы занимают площадь в тысячи квадратных километров. Они известны в хребтах Малый Хамар-Дабан, Цаган-Дабан, Улан-Бургасы, Цаган-Хуртей, по правобережью Витима и в других местах. Размеры и формы интрузивных тел весьма различны — от

Рис. 25. Natural petrochemical diagram of the Dzidino-Vitimkan formation of granitoid batholiths of «pestrogo» composition (northern-eastern part of the eugeosynclinal zone).



крупных, которые могут быть определены как батолиты, до небольших штоков. В распределении интрузивных масс намечается общая тенденция к увеличению их в центральной части эвгеосинклиналиной зоны. К периферии зоны размеры интрузивных тел заметно уменьшаются, форма их становится более вытянутой, подчиненной общему северо-восточному направлению главных структурных элементов.

Общая последовательность формирования гранитоидов начинается с внедрения сиенитов, с которыми тесно связаны кварцевые сиениты и граносиениты. Сиениты сменяются гранитами. Среди последних преобладают средне- и крупнозернистые биотит-роговообманковые и лейкократовые разновидности. Для образования формации характерны многофазность со все более увеличивающейся ролью гранитоидов и обогащения их щелочами. Большое разнообразие пород формации связано с различными фаціальными условиями их становления, общим ходом изменения магматизма от габбро до аляскитовых гранитов и, наконец, широко развитыми процессами ассимиляции, а возможно, и гранитизации.

Для северо-восточной части эвгеосинклиналиной зоны отмечается большое постоянство пород выделяемой формации (рис. 25), представленной здесь нормальным известково-щелочным рядом. Породы диоритового состава обеднены темноцветами, что предопределяет их смещение вправо в меланократовой части диаграммы (анализы 56—59), имеют повышенное содержание щелочных полевых шпатов, переходя в сиенито-диориты и сиениты. Сиениты и граниты отвечают обычному составу этих пород известково-щелочного ряда с нормальным содержанием темноцветов. Среди них довольно обычны породы лейкократового облика и очень редко меланократового.

В юго-западной части эвгеосинклиналиной зоны формация представлена значительно большим разнообразием пород (рис. 26). Здесь выделяется две ветви пород: нормальная и щелочно-известковая, причем обе начинаются с пород основного состава. В правой части диаграммы две ветви довольно четко отделяются одна от другой, в то время как в левой части различия между ними стираются. Вызвано это прежде всего тем, что породы известково-щелочного ряда содержат меньше кальция и магния по сравнению с обычным, т. е. отношение лейкократовых и меланократовых составляющих сдвигается в сторону увеличения их лейкократовости. Положение векторов в правой части диаграммы указывает на наличие пород и с натриевой и с калиевой специализацией, при этом те и другие присутствуют и в известково-щелочном и в щелочно-известковом рядах. Анализ пространственного распределения пород с повышенным содержанием калия указывает на их тяготение к сочленению эвгеосинклиналиной зоны с геантиклинальными поднятиями.

### **Байкальское краевое геантиклинальное поднятие**

Каледонский магматизм краевого геантиклинального поднятия отличается от магматизма эвгеосинклиналиной зоны. Он связан только с орогенным этапом и начался с внедрения бирамьинской габбро-мондонит-сиенитовой формации по времени синхронной атарханской формации эвгеосинклиналиной зоны. Вслед за этим произошло внедрение гранитоидов витимканского комплекса Витимского плоскогорья и Средне-Витимской горной страны, объединяемых в формацию субщелочных гранитоидных батолитов. К этой же формации, видимо, следует отнести и часть конкудеро-мамаканских гранитоидов, структурное и возрастное положение которых во многом является дискуссионным. Часть исследователей продолжает считать их каледонскими (Салон, 1967; Беличенко, Хренов, 1965;

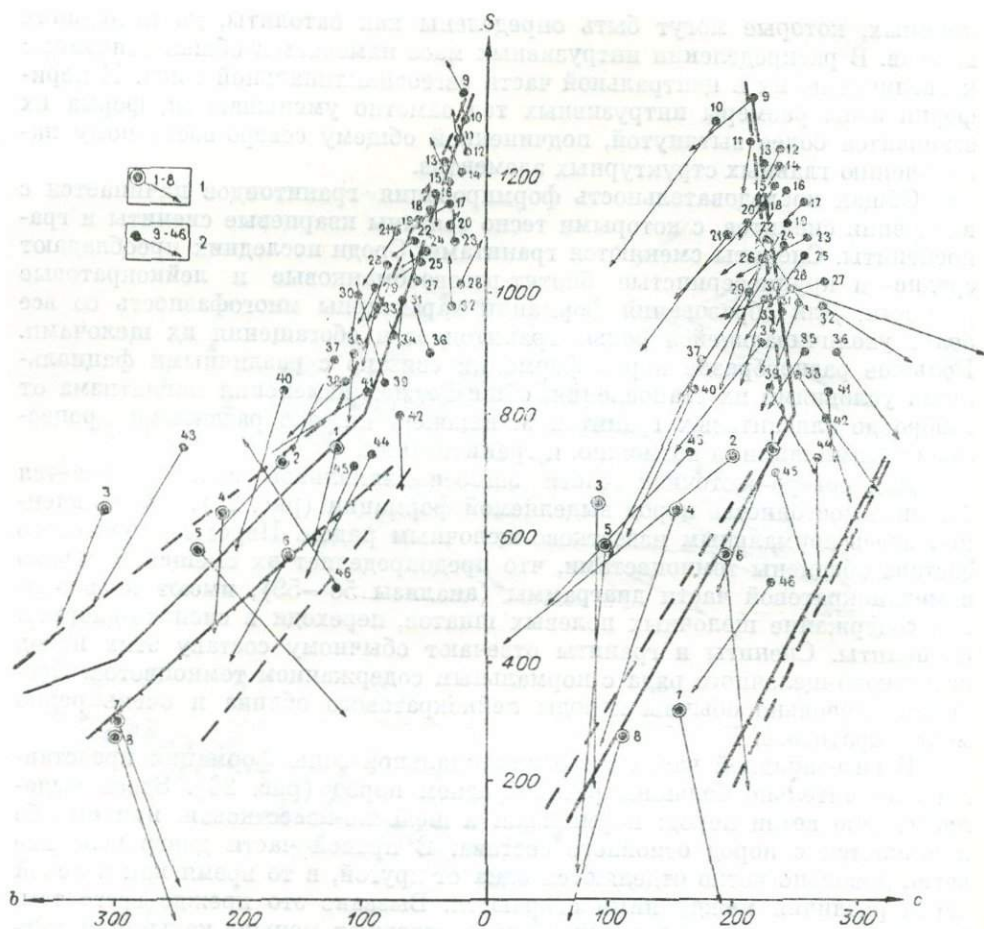


Рис. 27. Naturalная петрохимическая диаграмма магматических формаций Байкальского краевого геантиклинального поднятия:

1 — бирамбинская габбро-монзонит-сиенитовая формация; 2 — конкудеро-мамаканская субвулканическая гранитоидная формация.

Арсентьев, 1966, и др.). Другие же, основываясь на данных об абсолютном возрасте щелочных пород, относят последние к варисским, выделяя в Северо-Байкальском нагорье крупную щелочную провинцию (Великославинский, Казаков, Герлинг, 1961; Жидков, Миркина, Голубчина, 1963, и др.). По этому поводу следует заметить, что расчленение гранитоидов Северо-Байкальского нагорья на комплексы во многом условно, поэтому, вероятнее всего, объем конкудеро-мамаканского комплекса в том виде, в каком он был первоначально выделен, слишком широк и охватывал разновозрастные образования. Несомненно, щелочные гранитоиды и связанные с ними щелочные сиениты имеют более молодой (варисский) возраст, что достаточно аргументируется накопленным материалом об их абсолютном возрасте. В то же время было бы весьма преждевременно относить к варисским громадные плутоны гранитов, которые почти целиком слагают юго-восточную и восточную части Северо-Байкальского нагорья и по составу мало чем отличаются от витимканских гранитоидов краевого геантиклинального поднятия.

Бирамбинская габбро-монзонит-сиенитовая формация представлена единой серией от габбро и габбро-диоритов до по-

род с повышенной щелочностью типа эссекситов, а ряд дифференциации габброидов доходит до монцонитов и сиенитов. Породы формации встречаются почти повсеместно в пределах геоантиклинального поднятия, но слагают мелкие массивы, редко превышающие по площади 25 км<sup>2</sup>. Часто они имеют удлиненную форму и размещаются в зонах нарушений.

Характерный признак формации — присутствие наряду с нормальными породами пород щелочно-известкового ряда (рис. 27), что указывает на ее повышенную щелочность.

Конкудеро-мамаканская формация субщелочных гранитоидных батолитов включает витимканский интрузивный комплекс, а также часть конкудеро-мамаканского, которая может быть отнесена к каледонским образованиям. В пределах геоантиклинального поднятия для этой формации типична большая пестрота состава пород. Наряду с известково-щелочными породами в состав формации входят и щелочно-известковые. Формация пользуется наиболее широким развитием в северо-восточной части Байкальского краевого геоантиклинального поднятия, где гранитоиды слагают крупные плутоны. Южнее и юго-западнее (хребты Южно-Муйский, Икатский, Улан-Бургасы) они слагают небольшие или средней величины тела.

Ведущими породами данной формации являются различные гранитоиды, среди которых преобладают биотитовые и биотит-роговообманковые разновидности. Широко развиты также адамеллиты, кварцевые сиенито-диориты и субщелочные сиениты. В свою очередь, эти породы служат исходными для целой серии других менее распространенных, но более разнообразных по составу. Породы, формировавшиеся в заключительные стадии становления формации, имеют более повышенную щелочность и слагают мелкие тела сложной формы.

Субщелочная гранитоидная формация представляет собой ассоциацию известково-щелочных и щелочно-известковых пород (см. рис. 27) с преобладанием последних. Породы, формировавшиеся в заключительные стадии, имеют более повышенную щелочность и, как правило, калиевую специализацию, что и подчеркивается поворотом вектора вправо в лейкократовой части диаграммы.

Орогенный магматизм краевого геоантиклинального поднятия имеет целый ряд особенностей, отличающих его от магматизма эвгеосинклинальной зоны вообще и орогенного магматизма той же зоны в частности. Здесь не было излияний эффузивов и внедрения доорогенных основных и ультраосновных интрузий. Масштабы магматической деятельности здесь несколько меньше, чем в эвгеосинклинальной зоне. Гранитоиды внедрялись в жесткую консолидированную область, реагировавшую на тектонические движения крупными разломами. Последние преимущественно и контролируют размещение каледонских магматических пород, причем конечный магматизм все более уменьшается в масштабах и все более тяготеет к зонам разломов.

### Малханское срединное геоантиклинальное поднятие

Анализ фации мощностей осадочных отложений эвгеосинклинальной зоны показывает, что в пределах современных хребтов Заганского и Малханского в раннем палеозое существовала жесткая структура, выделяемая В. Г. Беличенко и П. М. Хреновым (1965), а также В. И. Сизых (1967) как Малханское срединное геоантиклинальное поднятие.

Малханская структура в раннем палеозое не проходила начального, или собственно геосинклинального, этапа развития, т. е. здесь не было прогибания с накоплением геосинклинальных отложений. Эта структура,

как и краевое геосинклинальное поднятие, переживала лишь воздымание и представляла собой горную область, в пределах которой в отдельных впадинах накапливались терригенные и вулканогенные образования, чрезвычайно скудные на современном эрозионном срезе. Последующая магматическая деятельность проявилась во внедрении интрузий габбро-диорит-гранодиоритового состава, которые и выделяются нами в малханскую габбро-диорит-гранодиоритовую формацию. Каледонский гранитоидный магматизм в пределах срединного поднятия развит повсеместно. Он выражен главным образом гранитами, объединяемыми в малханскую формацию гранитных батолитов, которая представляет в Забайкалье наиболее яркий пример формирования гранитных батолитов в результате трансформизма вмещающих пород.

Малетинская габбро-диорит-гранодиоритовая формация включает породы основного и среднего состава, выделявшиеся ранее как малетинская интрузия основных пород (Деньгин, Старченко, 1961), а затем относимые большей частью исследователей к моностойскому комплексу (Налетов, 1962; Козубова, 1964).

Главную массу пород формации составляют габбро, габбро-диориты и диориты. Они больше развиты в пределах Малханского хребта, где слагают относительно крупные массивы площадью до 200—240 км<sup>2</sup>, часто грубозонального строения. Очень редко можно встретить породы более основного или более кислого состава. Только в одном случае (в среднем течении р. Унго) кварцевые диориты, граниты и плагиограниты слагают довольно крупный массив площадью не менее 500 км<sup>2</sup>.

Малетинская габбро-диорит-гранодиоритовая формация представлена породами известково-щелочной серии от габбро до гранодиоритов. Среди габброидов выделяется группа лейкократовых (рис. 28, анализы 17, 18, 20—24) с относительно малым присутствием извести и магнесии, но с увеличенным содержанием глинозема — примерно таким же, как в мономинеральных породах, сложенных основным плагиоклазом. Обособляется группа меланократовых пород типа горблендитов (см. рис. 28, анализы 16, 19) с типичным для них поворотом вектора вправо в меланократовой части диаграммы и малыми параметрами в лейкократовой. В целом для всей формации можно отметить общий лейкократовый облик пород, особенно для гранодиоритов.

Малханская формация гранитных батолитов слагает большую часть срединного поднятия, включая группу пород гранитного состава от гнейсов и гранито-гнейсов до гранитов, которые различными исследователями относились к различным интрузивным комплексам.

Несмотря на то, что в Малханском антиклинории выделяется несколько интрузивных комплексов, относимых к каледонидам, их можно объединить в одну формацию, ибо они синхронны, формировались в пределах одной структурно-формационной зоны, имеют идентичные взаимоотношения с вмещающими толщами и общие петрохимические свойства. Поэтому мы склонны все каледонские гранитоиды Малханского внутреннего геосинклинального поднятия объединить в формацию гранитных батолитов (малханская формация гранитных батолитов), которая удовлетворяет всем условиям, характерным, как полагает Ю. А. Кузнецов (1964), для данного формационного типа. При этом гранито-гнейсы и гнейсовидные граниты представляют собой начальный продукт магматического замещения древних протерозойских толщ, а массивные разности перечисленных выше интрузивных комплексов — перемещенные выплавки гранитов, связанные с тем же процессом.

Гнейсо-граниты, гнейсовидные и массивные граниты слагают крупные вытянутые массивы площадью 2000—2500 км<sup>2</sup> в хребтах Бургутуй-

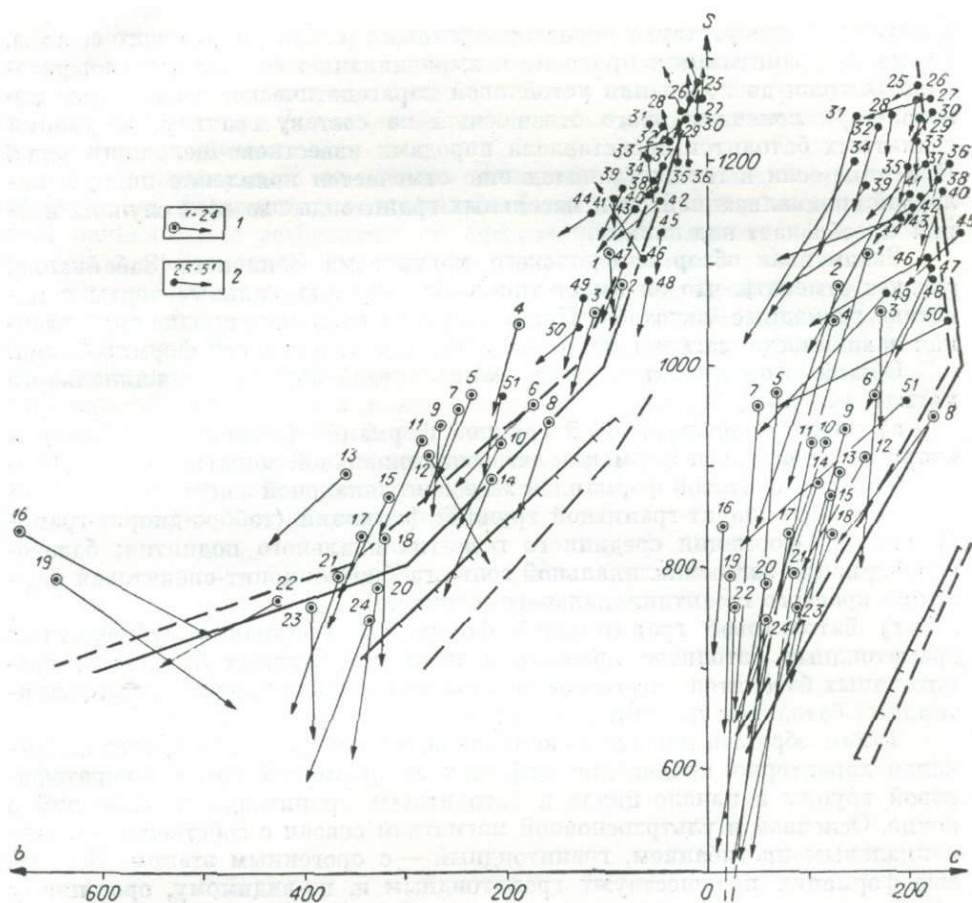


Рис. 28. Naturalная петрохимическая диаграмма магматических формаций Малханского срединного поднятия.

1 — малетинская габбро-диорит-гранодиоритовая формация; 2 — малханская формация гранитных батолитов.

ском, Заганском, Безымянном, Малханском и Яблоновом. Почти во всех случаях массивы приурочены к осевым антиклинорным частям поднятий, и только в Малханском хребте вытянутый плутон гнейсовидных гранитов расположен под острым углом к осевой линии поднятия.

В пределах отдельных плутонов выделяются куполовидные структуры, обычно сложенные в центральных частях различными гранитами, переходящими к периферии в гнейсо-граниты, затем в мигматиты и постепенно в метаморфические породы (гнейсы, кристаллические сланцы) протерозойского возраста. Гранитоиды малханской формации образовались в результате гранитизации древних (протерозойских) кристаллических толщ. На это со всей очевидностью указывают сохранившиеся в гранитоидных массивах и особенно в куполах теньевые структуры замещенных кристаллических толщ.

Петрохимические свойства пород малханской формации гранитных батолитов, образовавшихся в результате магматического замещения древних кристаллических толщ, остаются близкими и для гнейсо-гранитов, и для массивных гранитоидов. В том и другом случае главная масса представлена породами гранитного, граносиенитового и сиенитового состава. Как

исключение присутствуют породы диоритового и гранодиоритового состава. Процессы гранитизации приводят к выравниванию состава метаморфизованных толщ до появления устойчивой парагенетической ассоциации минералов, в конечном итоге отвечающей по составу граниту. Формация гранитных батолитов представлена породами известково-щелочного ряда. При этом если в гнейсо-гранитах еще отмечается появление пород с калиевой специализацией, то в массивных гранитоидах во всех случаях натрий преобладает над калием.

Заканчивая обзор каледонского магматизма Западного Забайкалья, следует отметить, что он имеет типичные геосинклинальные черты и поистине громадные масштабы. При этом устанавливается вполне определенная зависимость магматизма от структурных условий его формирования.

Общий формационный ряд раннекаледонского геосинклинального магматизма представлен:

- а) спилито-кератофировой группой формаций (спилито-диабазовая и кварц-кератофировая формации эвгеосинклинальной зоны);
- б) гипербазитовой формацией эвгеосинклинальной зоны;
- в) габбро-диорит-гранитной группой формаций (габбро-диорит-гранодиоритовая формация срединного геоантиклинального поднятия; базитовая формация эвгеосинклинальной зоны, габбро-монцит-сиенитовая формация краевого геоантиклинального поднятия);
- г) батолитовой гранитоидной формацией (формации субщелочных гранитоидных батолитов краевого поднятия; гранитных батолитов; гранитоидных батолитов «пестрого» состава эвгеосинклинальной зоны; гранитоидных батолитов срединного поднятия).

Таким образом, для геосинклинального магматизма Западного Забайкалья характерно проявление эффузивных формаций спилито-кератофировой группы в начале цикла и батолитовых гранитоидных формаций в конце. Основной и ультраосновной магматизм связан с собственно геосинклинальным прогибанием, гранитоидный — с орогенным этапом. Базитовые формации предшествуют гранитоидным и, по-видимому, орогенному воздыманию или связаны с его началом. Заключительный гранитоидный магматизм представлен только батолитовыми формациями.

Сопоставляя мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья с только что рассмотренным раннекаледонским геосинклинальным магматизмом вообще, можно отметить следующие его особенности:

1. Наличие формационных типов, не свойственных геосинклинальному магматизму.
2. Отсутствие гипербазитовой формации и интрузивных формаций габбро-плагιοгранитной группы. Нет и батолитовых гранитоидных формаций. Интрузивные гранодиоритовые формации представлены массивами эли- и мезозоны и могут быть отнесены к группе формаций субвулканических гранитов. Формирование их в неоднородной по составу и структурному положению среде, какой является кристаллический фундамент, при возросшей роли разрывных нарушений способствует пестроте и неустойчивости состава внегеосинклинальных формационных типов.
3. Проявление комагматичных вулкано-плутонических серий и в связи с этим наличие вулкано-плутонических формаций.
4. Широкое распространение эффузивного магматизма и эффузивных формаций.
5. Отсутствие или проявление в весьма ограниченных масштабах процессов гранитизации и магматического замещения. Поэтому вскрытые на современном эрозионном срезе внегеосинклинальные гранитоидные массивы являются перемещенными, а их состав не коррелируется или коррелируется весьма отдаленно с составом вмещающих пород.

6. Образование особого формационного ряда, в принципе обратного геосинклинальному<sup>23</sup>. Если формационный ряд геосинклинального магматизма начинается с формации основного и ультраосновного состава и заканчивается гранитоидными формациями, то внегеосинклинальный магматизм начинается с формаций кислого состава и заканчивается формациями основного состава.

Геосинклинальный магматизм Западного Забайкалья начинается с эффузивных формаций и завершается батолитовыми. Внегеосинклинальный начинается с эффузивных и эффузивно-интрузивных, завершается же только эффузивными формациями основного состава.

Внегеосинклинальный формационный ряд магматизма отличается своей неустойчивостью, которая выражается в неоднократном повторении формаций одного формационного типа или в чередовании формаций гранитоидного и базальтового состава (например, появление боргойской трахибазальтовой формации в нижнемезозойском структурном ярусе).

В целом формационный ряд внегеосинклинального магматизма как одно из вещественных проявлений орогенной активизации отражает иную направленность в последовательности тектонических процессов по сравнению с геосинклинальным циклом.

---

<sup>23</sup> Об антидромной направленности магматических формаций Байкальской субплатформенной зоны писал И. В. Белов (1958, 1959). Он выделял андезито-базальтовую и гранитоидную (известково-щелочную) формации юрского, возможно, триасового возраста; гранитоидную (субщелочную) формацию позднеюрско-раннемелового возраста и миоцен-четвертичную трахибазальтовую формацию.

Нетрудно видеть, что приведенный формационный ряд далеко не отражает общей картины развития мезозойского магматизма. К тому же в один формационный ряд объединены магматические образования разных тектонических циклов. В позднем меду и в палеогене, т. е. на протяжении более 70 млн. лет, Западное Забайкалье представляло консолидированную амагматичную область с формированием кор выветривания. Следовательно, начавшееся в неогене сводообразование и рифтогенез в Байкальской горной области есть начало нового тектонического цикла. Этот цикл и сопровождавшая его кайнозойская трахибазальтовая формация проявились на обширной территории Восточной Азии вне связи с мезозойским развитием и не имели ничего общего с формационным рядом магматизма мезозойской орогенной активизации. Поэтому антидромная направленность мезозойского магматизма, по И. В. Белову, теряет свой смысл при исключении из него кайнозойской трахибазальтовой формации.

## ВНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ МАГМАТИЗМ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ — ОТРАЖЕНИЕ АВТОНОМНОЙ ОРОГЕННОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Западно-Забайкальская область орогенной активизации располагается в пределах раннекаледонской складчатой области, геосинклинальный цикл развития которой, включая и завершающую орогенную стадию, закончился в кембрии. Поэтому совершенно бесспорно, что столь продолжительный перерыв, охвативший почти всю палеозойскую эру, в течение которой этот регион существовал как консолидированная область завершённой складчатости, указывает на то, что мезозойский тектонический цикл не зависел от раннекаледонского. О некоторых элементах унаследованности можно говорить только в смысле пространства, ибо мезозойские структурно-формационные зоны близко повторяют границы раннекаледонских структурно-формационных зон.

В среднепалеозойское время происходит заложение и развитие Монголо-Охотской геосинклинальной области, сочетавшей протяженные прогибы и геосинклинальные поднятия. В Забайкалье М. С. Нагибина (1963) выделяет Даурский и Центрально-Восточно-Забайкальский синклиналии, которые обрамляются краевыми антиклиналиями. К этому типу структур в средне- и позднепалеозойское время относилась Малханская зона, служившая для герцинид Монголо-Охотского пояса краевым геосинклинальным поднятием (Фомин, 1966; Сизых, 1967). В его пределах в виде редких и мелких полей на Хилок-Ингодинском водоразделе обнаружены грубообломочные континентальные отложения раннего карбона (ортинская свита). В позднем палеозое здесь внедрялись граниты, возраст которых определялся допозднепермским.

К началу мезозойского тектонического цикла эти гранитоиды оказались уже вскрытыми эрозией и на поверхности их размыва разместились вулканогенные образования раннего триаса, которыми и начинается магматизм этапа орогенной активизации. Часть геологов склонна относить нижнемезозойские магматические образования Западного Забайкалья к завершающим этапам герцинид, хотя здесь до сих пор не обнаружены верхнепалеозойские осадки, а герцинические интрузии если и выделяются некоторыми, то сугубо условно. Кроме того, при такой трактовке к герцинидам следовало бы относить не только нижнемезозойский, но и верхнемезозойский структурный ярус, ибо между тем и другим не устанавливается существенного перерыва во времени — непрерывного условия, разделяющего два тектонических цикла.

Совершенно иная картина последовательности развития наблюдается в случае, если раннемезозойский этап относить к началу нового тектонического цикла. Тогда вполне определенно устанавливается перерыв, наступающий после завершения развития герцинид и приходящийся в Мал-

ханской зоне на пермское время, а в соседнем Центральном Забайкалье — на конец поздней перми — ранний триас. При таком подходе нет необходимости отрывать раннемезозойский этап от позднемезозойского, ибо последний в этом случае представляется заключительным в рамках единого тектонического цикла без сколько-либо заметного перерыва. Таким образом, мезозойская орогенная активизация Западного Забайкалья, во-первых, не связана с раннекаледонским геосинклинальным циклом, во-вторых, не продолжает и не отражает развития герцинид Монголо-Охотского пояса, а потому выступает явлением, автономным во времени.

Более сложные взаимоотношения устанавливаются между циклом орогенной активизации Западного Забайкалья и синхронными ему движениями в сопредельных регионах.

Геосинклинальное развитие герцинид Монголо-Охотского пояса, главные орогенические движения которых в среднем и позднем карбоне сопровождались крупными региональными поднятиями и внедрением огромных масс гранитоидов, закончилось в ранней перми локальными опусканиями, трансгрессией моря внутриконтинентального типа и накоплением во внутренних прогибах терригенных отложений. К началу поздней перми они были дислоцированы и прорваны гранитами. Поэтому поздняя пермь, а в Центральном и Восточном Забайкалье, возможно, и ранний триас — это тот рубеж, который отделял новый мезозойский тектонический цикл от закончившего свое развитие герцинского геосинклинального цикла. Мезозойский тектонический цикл существенно отличался от каледонского и герцинского геосинклинальных циклов, что привело к образованию иных структур с иным типом магматизма.

Палеотектонические реконструкции для мезозойской эпохи орогенной активизации, выполненные автором совместно с П. М. Хреновым, В. Г. Семеновым и Е. А. Некрасовой, вскрыли следующую интересную картину истории развития забайкальской части Восточной Сибири.

В ранне- и среднетриасовое время в Прибайкалье и Забайкалье вполне определенно обособляется несколько крупных структурно-морфологических зон (рис. 29), которые и в последующем в какой-то степени сохраняют свои границы, определенную направленность и различия в проявлении магматизма и осадконакопления. Сибирская платформа обрамлялась среднегорной страной, в пределах которой не было ни осадконакопления, ни проявлений магматической деятельности. Среднегорная область к юго-востоку переходила в горновулканическую страну (Западно-Забайкальская область орогенной активизации) с интенсивным проявлением вулканической деятельности и внедрением гранитоидных интрузий. Кислый состав вулканических продуктов с преобладанием пирокластов указывает на наличие здесь мощных вулканов центрального типа. В конце раннего и в среднем триасе эта область, уже выделявшаяся своим горновулканическим рельефом, испытывает орогенное воздымание. Наземная вулканическая деятельность сменяется внедрением гранитоидных интрузий. Так обособляется Западно-Забайкальская область орогенной активизации, в пределах которой последовательно образуются следующие магматические формации: контрастная базальт-липаритовая ( $P_2 - T_2$ ), габбро-диорит-гранитная ( $T_2$ ), субщелочная вулканоплутоническая «пестро-го» состава ( $T_{2+3}$ ).

Мезозойский тектогенез охватил не только Западное, но и распространился на Центральное, Северо-Восточное и Восточное Забайкалье. Движения начались здесь несколько позже, чем в Западном Забайкалье, и привели к образованию Центрально-Забайкальской области орогенного воздымания и Восточно-Забайкальского прогиба, куда в виде узкого залива проникло внутриконтинентальное море. В области орогенного воздыма-

ния (Центральное Забайкалье) происходило внедрение крупных интрузий формации гранодиорит-тоналитовых батолитов, в формировании которых существенную роль играли процессы ультраметаморфизма. К северо-востоку область орогенного воздымания Центрального Забайкалья переходила в расчлененное плоскогорье, по всей вероятности амагматичное, хотя этот вопрос до сих пор остается открытым. Подобные же расчлененные плоскогорья обрамляли с востока и юга Восточно-Забайкальский морской внутриконтинентальный прогиб, где имело место образование терригенных пород, представленных конгломератами, гравелитами, полимиктовыми песчаниками, кремнистыми аргиллитами и алевролитами. Мощность их в западной части Агинского поля достигает 5000 м.

Таким образом, уже вначале мезозойский тектонический цикл привел к возникновению в Забайкалье нескольких структурных зон, которые различаются, во-первых, направленностью и, во-вторых, асинхронностью развития. Эти различия сохраняются затем в течение всего мезозойского времени.

В позднетриасовое и раннеюрское время Западное Забайкалье продолжало развиваться в том же плане и в тех же границах. В это время в юго-западной его части закладываются два довольно крупных межгорных компенсационных прогиба, соединенные между собой (рис. 30). Они заполнялись лавами боргойской трахибазальтовой формации. В среднем и позднем лейасе (рис. 31) вся Западно-Забайкальская область орогенной активизации была охвачена интенсивными орогеническими движениями, сопровождавшимися внедрением многочисленных интрузий щелочных гранитоидов (малокуналейская щелочная гранитоидная формация). В конце лейаса орогенное воздымание сменяется формированием верхнемезозойских межгорных прогибов.

В Центральном Забайкалье в позднем триасе устойчиво сохраняется тенденция к орогенному воздыманию, и лишь на границе с ранней юрой фиксируется перерыв и образование мощной коры выветривания. Вплоть до ранней юры идет внедрение интрузий гранодиорит-тоналитовых батолитов (Краснов, 1966). После перерыва возобновление в лейасе магматической деятельности привело к образованию дацит-плагиогранитной вулканоплутонической формации, вулканогенный комплекс которой формировался в приразломных прогибах, а внедрение интрузивных образований сопровождало орогенное воздымание. Таким образом, и после перерыва вновь превалируют движения, имеющие положительный знак. Все это привело к более определенному структурному оформлению Центрального Забайкалья, которое соединилось со Становой зоной в единое устойчивое поднятие.

В позднем триасе продолжал существовать и морской прогиб, в котором шло накопление терригенных отложений мощностью в несколько километров (бассейн р. Туры), однако размеры его сокращаются. Прогиб замыкается, и наступает перерыв в осадконакоплении. Этот перерыв длился весь ранний лейас, и только в среднем лейасе вновь начинается трансгрессия моря и в некоторых зонах, преимущественно в центральной части Восточного Забайкалья (Онон-Ундинская зона), отлагаются осадки морских фаций мощностью 700—4500 м (Мушников, Анашкина, Алексив, 1966). В других зонах это преимущественно грубообломочные отложения переменной мощности до 2, как исключение, до 4 км. С востока и юга раннеюрский прогиб обрамлялся геоантиклинальным поднятием, представлявшим собой расчлененное плато.

Сопоставляя историю развития Западного, Центрального и Восточного Забайкалья можно видеть, что для Центрального и Восточного Забайкалья устанавливается синхронность движений, хотя они и имеют раз-

ную направленность. Синхронны и периоды их затухания, причем один из наиболее четко фиксируемых перерывов приходится на конец позднего триаса — ранний лейас. В Западном же Забайкалье в это время происходит весьма активное формирование крупных межгорных компенсационных прогибов и излияние трахибазальтов.

В среднеюрское время Центральное и Северо-Восточное Забайкалье, объединенные Даурско-Становым поднятием, а также Восточное Забайкалье продолжали свое развитие в том же направлении, что и в ранней юре (рис. 31). В Даурско-Становом поднятии сохранились устойчивые тенденции воздымания с дифференцированными блоковыми перемещениями. Шло внедрение интрузий плагιοгранит-гранитной формации в Центральном Забайкалье и гранодиорит-гранитной вулканоплутонической формации в Северо-Восточном. На юго-востоке Даурско-Становое поднятие переходило в расчлененное плато (Шахтаминское, Газимурское, Приаргунское, Агинское поднятия), которое обрамляло узкий морской прогиб, где накапливались осадки прибрежно-континентальной (конгломератовой) и песчано-сланцевой формаций мощностью 500—4000 м. В целом осадочные формации Восточного Забайкалья триасового, ранне- и среднеюрского возраста, формировавшиеся в условиях узкого морского залива, относятся к прибрежно-континентальной группе и могут быть классифицированы как поздняя моласса с той разницей, что обычно поздняя моласса завершает нижний геосинклинальный структурный ярус, здесь же она начинает новый структурный ярус, завершающийся образованием магматических формаций гранитного и базальтового ряда. Мы присоединяемся к мнению М. С. Нагибиной (1960, 1962, 1963, 1967), что мезозойские прогибы Восточного Забайкалья не являются геосинклинальными структурами. М. С. Нагибина связывает их с процессами ревиации. Отсутствие геосинклинального прогибания и накопления соответствующего типа осадков приближает эту зону к структурам орогенной активизации.

В Западном Забайкалье тектонические события развивались по-иному. Здесь в конце лейаса начался позднемезозойский этап, главным и определяющим содержанием которого было образование межгорных впадин, накопление молассовых отложений и излияние трахибазальтов. В среднеюрское время формирование таких прогибов тяготеет к юго-западной части области орогенной активизации, где оформляются Малохамардабанская, Тугнуйская, Удинская впадины и другие прогибы. Они выполнены березовскими конгломератами (мощностью около 1500 м) и ичегуйской трахибазальтовой формацией. Мощность трахибазальтовых излияний в Малохамардабанской впадине достигает почти 2000 м.

Тектонический режим среднеюрского времени, содействовавший образованию среднеюрских прогибов, не только сказался в Западно-Забайкальской области орогенной активизации, границы которой наметились еще в раннемезозойский этап, но и распространился далее на северо-восток, захватив южную часть Алданского щита. Здесь в конце лейаса закладывается довольно крупная, но пологая Чульманская мульда, а также некоторые другие, выполненные континентальными осадками. Суммарная мощность верхнелейасовых и среднеюрских отложений не превышает 1000 м. Намечающиеся различия между Западным Забайкальем и южной частью Алданского щита в морфологии среднеюрских прогибов и их выполнении, возможно, связаны с различием в строении их фундамента. На Алданском щите, движения не были столь резко дифференцированы, здесь не возникло горной страны; образовавшиеся широкие прогибы представляли пологие мульды, в которых накапливались континентальные угленосные молассы. С другой стороны, нельзя утверждать, что между Западно-Забайкальской областью орогенной активизации и активизирован-

заложения позднеюрско-раннемеловых наложенных впадин, в которых накапливались туфогенно-осадочные отложения тургинской свиты. Для Урулюнгуйской зоны Восточного Забайкалья верхнеюрско-нижнемеловой магматизм несколько отличался от приведенного, хотя общая его направленность остается той же. Для обоих формационных рядов характерна простота формационных типов, представленных формациями двух генетических рядов — гранитного и базальтового. В обоих случаях формационный ряд начинался с гранитоидов, а заканчивался базальтоидами.

В Даурско-Становой зоне устойчивых поднятий продолжались движения, начатые еще в лейасе. В поздней юре решающую роль играли блоковые перемещения по разломам, сопровождавшиеся извержением вулканического материала, при этом отмечается изменение состава магматических продуктов по простиранию зоны и соответственно типов магматических формаций. В Центральном Забайкалье образуется андезит-дацитовая вулканоплутоническая формация ( $J_{1+2}$ ), объединяющая букукунскую, джаргалантуйскую, бырчинскую вулканогенные свиты и харалгинский интрузивный комплекс; в Северо-Восточном Забайкалье — трахипарит-щелочно-гранитная вулканоплутоническая формация ( $J_3-Cr_1$ ), в которую входят нерчуганский комплекс щелочных гранитов и комагматичные им щелочные эффузивы. В Становой области позднеюрско-раннемеловой магматизм выражен особенно широко. Он начался с излияния лав андезитового и дацитового состава и внедрения многофазного интрузивного комплекса, представленного умеренно кислыми гранитоидами, слагающими крупные по площади плутоны (2000—5000 км<sup>2</sup>). Закончился этот цикл магматизма образованием многочисленных мелких тел гранодиорит-порфиров. Далее к востоку и юго-востоку первые фазы комплекса представлены породами основного (габбро) и среднего состава.

В раннемеловое время в Забайкалье заканчивается мезозойский тектонический цикл. Все три обособившиеся ранее структурные зоны Забайкалья (Западно-Забайкальская, Даурско-Становая и Восточно-Забайкальская) продолжали сохранять свое структурное значение и морфологическое выражение. Западное Забайкалье по-прежнему было отделено от Восточного устойчивым Даурско-Становым поднятием. Во всех трех зонах (правда, в Даурско-Становой много меньше, чем в соседних) оформляются близко однотипные впадины, выполненные угленосной молассой и излившимися трахибазальтами. В Западном Забайкалье это гусиноозерская угленосная серия и верхнемезозойская трахибазальтовая формация, в Восточном Забайкалье — тургинская угленосная свита и базальт-андезит-базальтовая формация (Шталь, Козубова и др., 1968). В юго-западной части Даурско-Станового поднятия раннемеловые прогибы располагаются лишь в обрамлении поднятия, а в Северо-Восточном Забайкалье мелкие впадины появляются и на своде. В Становой же области продолжают внедряться лейкокатовые и аляскистовые граниты, которые в позднем мезозое сменяются субщелочными гранитами. Магматизм Становой области по сравнению с юго-западным Даурско-Становой зоны несколько запаздывает, хотя последовательность его напоминает последовательность магматизма Северо-Восточного Забайкалья.

Мезозойский тектогенез привел к образованию в Забайкалье трех автономных структурных зон. Даурско-Становая зона устойчивого поднятия в течение всего мезозоя испытывала только восходящие движения. Она разделяла две синхронно развивавшиеся области — Западное и Восточное Забайкалье, направленность движений в которых, их интенсивность, изменение знака главных движений, фазы магматизма и осадконакопления не совпадают по времени и не повторяют друг друга. Поэтому нет оснований утверждать, что мезозойская орогенная активизация Западного Забайкалья есть следствие более активного развития Восточного Забайкалья.

ВНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ МАГМАТИЗМ  
ОБЛАСТЕЙ ОРОГЕННОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Анализ мезозойского внегесинклинального магматизма Западного Забайкалья показал, что он существенно отличается от геосинклинального магматизма прежде всего формационным рядом, который сложен иными формационными типами с обратной последовательностью их становления. Это в конечном итоге связано с определенной направленностью тектонического цикла орогенной активизации, в котором выделяются ранний (начальный) и поздний (завершающий) этапы (Комаров, Хренов, 1964; Арсентьев, 1967). Для раннего этапа характерны интенсивный эффузивный и интрузивный магматизм преимущественно кислого состава, резко дифференцированные блоковые движения с превалированием положительного знака; для позднего этапа — глыбово-складчатые структуры, важнейшими элементами которых являются наложенные впадины и базальтовый магматизм. Пример Западного Забайкалья и других подобных структур позволяет утверждать, что выделенные этапы представляют собой последовательные и вполне закономерные явления в развитии областей орогенной активизации. Наиболее наглядно это выражено в Западном Забайкалье. Здесь четко фиксируется граница между начальным этапом, завершившимся в раннеюрское время внедрением щелочных гранитов малокуналейской формации, и конечным, наступившим в конце ранней юры. Между ними нет сколько-нибудь заметного перерыва, в течение которого регион был бы стабильной областью. Последнее совершенно обязательно по окончании геосинклинального цикла или цикла орогенной активизации. После раннепалеозойского геосинклинального развития Западное Забайкалье вплоть до мезозоя представляло собой стабильную область завершённой складчатости. С завершением мезозойской орогенной активизации этот регион также превратился в стабильную область, существовавшую в позднем мелу и палеогене, т. е. почти в течение 70 млн. лет, что по продолжительности сопоставимо с периодом орогенной активизации.

Заканчивая рассмотрение орогенной активизации Западного Забайкалья, отметим, что подобные же схемы магматизма и последовательности развития дают и другие области орогенной активизации, в которых имеет место проявление магматизма. В этом отношении, безусловно, наиболее интересен Тихоокеанский пояс, в частности восточное окончание Азиатского материка, где мезозойская орогенная активизация была выражена достаточно широко. Не случайно именно эти области послужили своего рода эталоном для выделения структур ревивации, впадин и прогибов восточноазиатского типа (Нагибина, 1963), вулканических поясов, вулканогенов (Устиев, 1959; Красный, 1960), дива-структур (Чень Го-да, 1960,

1965; Масайтис, Старщкий, 1963, 1964), эпигоналей (Комаров, Хренов, 1962, 1963), террасинклиналей (Косыгин, Лучицкий, 1962), возрожденных эпплатформенных вулканических поясов (Хаин, 1964, 1965), орогенных областей (Херасков, 1963), дейтероорогенеза (Боголенов, 1968), структур тектонической и автономной активизации (Щеглов, 1965, 1968). В качестве примеров названные авторы приводят обычно одни и те же области, которые мы тоже относим к областям орогенной активизации. Это прежде всего громадный Чукотско-Катазиатский вулканический пояс, распадающийся на асинхронно развивающиеся пояса — Охотский, Сихота-Алиньский и Катазиатский. К областям орогенной активизации относятся и мезозойская структура Монголо-Охотского пояса. История развития перечисленных районов, а также магматизм, связанный с орогенной активизацией, подробно рассмотрены в многочисленных публикациях, поэтому на данных вопросах остановимся весьма кратко.

Наиболее полно и широко магматизм орогенной активизации выражен в Охотском вулканическом поясе, где он к тому же достаточно хорошо изучен. По публикациям Е. К. Устиева (1959, 1963), М. С. Венчуговой (1956), В. Ф. Белого, С. М. Тильмана (1966), М. И. Ицкиссина, Л. И. Красного, В. Г. Матвеевко (1965) и других, формирование Охотского пояса началось в раннем мелу орогенным воздыманием. Уже в некоем существовал расчлененный горно-котловинный рельеф, накапливались осадочно-вулканические серии, проявлялась вулканическая деятельность. Магматизм представлен в эффузивной фации андезитами и андезито-дацитами, меньше липаритами и липарито-дацитами, а в интрузивной — почти исключительно гранодиоритами и меньше гранитами. И. М. Сперанская (1968) выделяет андезит-гранодиоритовую группу формаций, состоящую из андезитовой вулканической формации и формации охотских гранитоидов (гранодиоритовая формация). Интрузии охотских гранитоидов принадлежат к типу трещинных, сформировавшихся в условиях малых глубин. Размеры их варьируют в широких пределах — от нескольких до сотен и даже тысяч квадратных километров.

Поздне меловой вулканизм отделен от раннемелового складкообразованием. Ему присущи преобладание кислых магм, эксплозивные типы извержений и в связи с этим широкое развитие пирокластов. Завершается поздне меловой магматизм внедрением гипабиссальных и субвулканических тел гранитоидов. Конечные фазы гранитоидного магматизма представлены субщелочными и щелочными гранитами. Вся эта ассоциация пород составляет липарит-гранитную группу формаций, включающую липаритовую (игнимбритовую) формацию и формацию близповерхностных субвулканических гранитоидов (Сперанская, 1968). Формация близповерхностных гранитоидов тесно связана с липаритовой пространственно и во времени.

Формирование Охотского пояса закончилось в третичное время. В палеогене стала преобладать германотинная тектоника и вдоль протяженных зон разломов начинают изливаться недифференцированные базальты (формация плато-базальтов, по Сперанской, 1968). Мощность базальтовой толщи иногда превышает 1000 м. Геологическое строение Чукотского звена Охотского пояса, по данным В. Ф. Белого, отличается от остальной его части, особенно в отношении вулканизма ранней стадии. Тем не менее общая последовательность вулканизма остается здесь такой же, как и общая направленность тектонических процессов.

Итак, обособление Охотского пояса начинается с орогенного воздымания, с отложения в межгорных прогибах континентальных осадков и излияния андезитов, с внедрения интрузий гранодиоритов в участках, которые испытывали восходящие движения. Андезитовая группа форма-

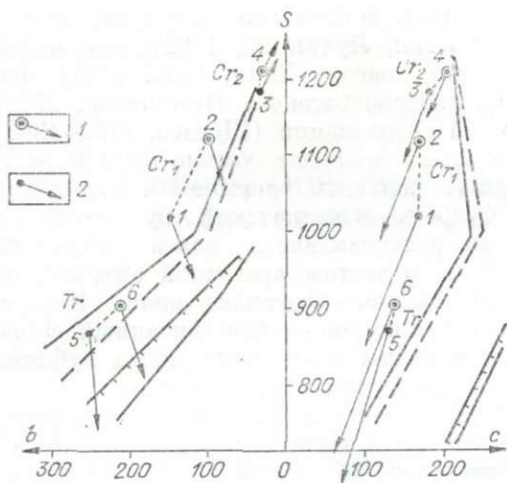


Рис. 32. Натуральная петрохимическая диаграмма среднего состава вулканоплутонических формаций Охотского вулканического пояса (средний состав пород по Устиеву, 1963).

1 — плутоническая фация; 2 — вулканическая фация.

ций к концу орогенного воздымания, т. е. концу начального этапа, сменяется позднемеловой липарит-гранитной фацией. Палеогеновый этап конечный, его отличительная черта — базальтовый вулканизм (рис. 32). Следовательно, здесь устанавливается та же схема магматизма, начинающаяся в общем случае с более кислых продуктов, а заканчивающаяся излиянием недифференцированных базальтов. Последовательность же излияний или внедрений в пределах одной формации сохраняется от основных к кислым, что отмечалось и при описании мезозойских внегоспиклиналиных магматических формаций в Западном Забайкалье.

Сихота-Алиньский вулканический пояс — часть Казантизского — начал формироваться

во второй половине мела. Вулканогенные образования пояса с резким угловым несогласием залегают на подстилающих дислоцированных отложениях позднего триаса — раннего мела, имеют иной структурный план, значительную мощность, иной набор формаций и потому выделяются в самостоятельный структурный комплекс (этаж). Наибольшая магматическая деятельность приходится на дат-плиоцен, когда накапливаются мощные толщи вулканитов и происходит внедрение интрузивных тел. М. А. Фаворская (1956, 1968) разбивает магматизм на три цикла, а С. А. Салун (1964), в свою очередь, весь вулканогенный комплекс подразделяет на три структурных яруса, разграниченных перерывами и несогласиями.

Нижний структурный ярус сложен почти исключительно кислыми эффузивами и их туфами. Он формировался при общем, но неравномерном в пространстве и времени воздымании. На фоне восходящих движений локальные участки испытывали опускание, сопровождавшееся магматизмом основного и среднего состава. Однако преобладающее значение восходящих движений с кислым магматизмом привело к накоплению мощных (до 3—4 км) толщ кислых эффузивов, составляющих порфировую (дацит-липаритовую) формацию (Салун, 1964), и внедрению позднемелового интрузивного комплекса. Последний сложен большей частью трещинными интрузиями, размеры которых варьируют от мелких штоков до крупных плутонов, как правило, дискордантных и многофазных. Первые фазы состоят из габбро, габбро-диоритов, диоритов, сменяющихся гранодиоритами, умеренно кислыми гранитами и, наконец, лейкократовыми гранитами. Это габбро-диорит-гранитная формация, тяготеющая к глубинным разломам.

Средний структурный ярус представлен чередованием «пестрых» по составу эффузивов, среди которых преобладали дациты, меньше андезиты, липариты, игнимбриты, составляющие дацит-липаритовую формацию (Русс, Быковская, 1968).

Интрузивные образования эоцен-олигоценного возраста слагают гипабиссальные тела, ассоциирующие с эффузивами и располагающиеся

в восточной части пояса, где образуют цепочки, трассирующие зоны глубоких разломов. Представлены они габбро, диоритами, гранодиоритами и гранитами (близкоповерхностная габбро-диорит-гранитная формация). Размеры интрузий обычно не превышают нескольких десятков квадратных километров и как исключение, достигают 150—200 км<sup>2</sup>.

Наконец, верхний структурный ярус, охватывающий время от среднего миоцена до плиоцена, сложен весьма однородным составом недифференцированных базальтов. Излиянию их способствовала возросшая роль разломов, активизированных в условиях резких контрастных движений. Базальты почти непрерывной полосой протягиваются вдоль побережья Японского моря. Вулканогенный миоценовый комплекс В. В. Русс и Е. В. Быковская (1968) относят к базальт-трахибазальтовой формации. В конце плиоцена — начале четвертичного периода происходят трещинные излияния однородных по составу оливин-пироксеновых и пироксеновых базальтов, слагающих базальтовую формацию.

В целом для каждого магматического цикла, приведшего к образованию нижнего или среднего структурного яруса, магматизм развивался от основных продуктов к кислым. Исключение составляет последний цикл, который М. А. Фаворская считает незаконченным. Он представлен миоценовыми и четвертичными базальтами. Действительно, для отдельно взятого магматического цикла он является неполным. С другой стороны, для общего магматизма областей орогенной активизации, наоборот, характерно, что базальты завершают их вулканизм, примерами чего могут служить рассмотренные выше структуры Западного Забайкалья, Охотского и Сихотэ-Алиньского вулканических поясов (табл. 6). В этом случае заключительный недифференцированный базальтовый магматизм выступает уже как определенная закономерность, присущая конечным этапам орогенной активизации.

В принципе та же последовательность магматизма и направленность развития отмечается и для Катазиатского вулканического пояса и Яньшаньской зоны. В Катазиатском поясе в позднеюрское и раннемеловое время вулканическая деятельность была очень напряженной. Она началась извержением эффузивов липаритового, дацитового и андезитового состава и их туфов в районе нижнего течения р. Янцзы. По составу эта ассоциация вулканитов может быть отнесена к андезит-дацит-липаритовой формации. Вулканиты прорваны крупными интрузиями диоритового, гранодиоритового и гранитного состава (диорит-гранодиорит-гранитная формация). В раннем мелу в приразломных прогибах изливались лавы, накапливались пирокластические и осадочно-угленосные отложения. Наиболее интенсивно проявлялась магматическая деятельность в приморских районах. Здесь образовались мощные толщи липаритов. Раннемеловому магматизму свойственна повышенная щелочность, поэтому среди липаритов появляются альбитовые порфиры, натрово-саннидиновые липариты и аноктоклазовые трахиты. Извержение липаритов сопровождалось внедрением гранитов, которым также присуще повышенное содержание щелочей, что приводит к появлению щелочных гранитов и даже гипабиссальных интрузий нефелиновых спейнтов. Этот комплекс раннемеловых щелочных вулканитов и гранитоидов представляет трахилипарит-щелочногранитную формацию. В третичное время на побережье Восточно-Китайского моря имело место весьма ограниченное излияние базальтов с повышенной щелочностью, которые составляют трахибазальтовую формацию («Основы тектоники Китая», 1962).

В Яньшаньской зоне в юрско-меловое время на стыке ее с антиклинорием Внутренней Монголии вдоль зон разломов происходило излияние вулканических пород и внедрение гранитов. Вулканическая деятельность

Структурный ярус	Западное Забайкалье (P <sub>1</sub> -Cr <sub>1</sub> )	Даурско-Становая зона		Охотский вулканический пояс (Cr <sub>1</sub> -Tr)
		Центральное Забайкалье (T <sub>1</sub> -Cr <sub>1</sub> )	Северо-Восточное Забайкалье (J <sub>1</sub> -Cr <sub>1</sub> )	
Верхний	Трахибазальтовая (J <sub>2</sub> -Cr <sub>1</sub> ) Рудоносных гранитов (J <sub>2</sub> ) Трахибазальтовая (J <sub>1+2</sub> ) Малых интрузий (J <sub>1+2</sub> )	Трахибазальтовая (Cr <sub>1</sub> )		Базальтовая (Tr)
Нижний	Щелочногранитоидная (J <sub>1</sub> ) Трахибазальтовая (T <sub>2</sub> -J <sub>1</sub> ) Субщелочная вулкано-плутоническая «пестрого» состава (T <sub>2</sub> +3) Габбро-диорит-гранитная (T <sub>2</sub> ) Контрастная базальт-липаритовая (P <sub>2</sub> -T <sub>2</sub> )	Андезит-дацит-плагиогранитная (J <sub>2</sub> +3) Плагиогранит-гранитная (J <sub>1</sub> +2) Дациит-плагиогранитная (J <sub>1</sub> ) Гранодиорит-тоналитовая (T <sub>1</sub> +3)	Щелочногранитоидная (J <sub>2</sub> -Cr <sub>1</sub> ) Вулкано-плутоническая дацит-гранодиорит-гранитная «пестрого» состава (J <sub>1</sub> +2)	Формация субвулканических гранитоидов (Cr <sub>2</sub> ) Липаритовая (инлимбритовая) (Cr <sub>2</sub> ) Гранодиоритовая (Cr <sub>2</sub> ) Андезитовая (Cr <sub>1</sub> )

началась с излияния андезитов, которые подстилают нижнеюрские угленосные свиты в районе Пекина. Восточнее среди угленосных отложений появляются трахиты. Среднеюрская вулканогенная толща сложена в нижней части липаритами, а в верхней — трахитами и андезитами. Во впадине Сишань мощность ее превышает 2000 м. Кроме вулканитов в тех же структурах накапливались осадочные отложения и угли. Нижне- и среднеюрские вулканиты могут быть выделены как андезитовая и андезит-трахит-липаритовая формации. В предверхнеюрское время произошло становление интрузивных массивов диоритов, гранодиоритов и гранитов (диорит-гранодиорит-гранитная формация). В верхнеюрское время в Яньшаньской зоне вновь интенсивно проявился вулканизм, представленный андезитами, трахитами и липаритами (андезит-трахит-липаритовая формация), развивавшиеся несинхронно. К тому же устанавливается общее омоложение, слагающими толщю мощностью около 2000 м.

Нижнемеловые вулканогенные образования отмечены лишь в западной части Яньшаньской зоны, где имело место излияние андезитов, образование туфов и агломератов (андезитовая формация). Среди нижнемеловых отложений повсеместно присутствуют конгломераты, песчаники, алевролиты, мергели, пресноводные известняки.

Гречичные образования состоят из конгломератов и базальтов. Последние имеют, как правило, повышенную щелочность и представлены оливковыми базальтами, анальцимовыми и нефелиновыми трахибазальтами (трахибазальтовая формация), среди которых в очень редких случаях находятся щелочные трахиты.

Мезозойский внегеосинклиналиный магматизм проявился и в пределах громадного Монголо-Охотского пояса, который в мезозое также переживал орогенную активизацию. Магматизм его весьма разнообразен по

зойских областей орогенной активизации Тихоокеанского подвижного пояса

Сихота-Алиньский вулканический пояс (Cr <sub>2</sub> -Q)	Катазиатский вулканический пояс (J <sub>2</sub> -Tr)	Яньшаньская зона (J <sub>1</sub> -Tr)	Скалистые горы Северной Америки (Tr-Q)
Базальтовая (N-Q) Базальт-трахибазальтовая (N)	Трахибазальтовая (Tr)	Трахибазальтовая (Tr)	Андезит-базальтовая (N)
Габбро-диорит-гранитная (Pg)	Трахилипарит-щелоч-гранитная (Cr <sub>1</sub> )	Андезитовая (Cr <sub>1</sub> )	Щелочногранитная (Tr)
Андезит-дацит-липаритовая (Pg)	Диорит-гранодиорит-гранитная (J <sub>2</sub> )	Андезит-трахит-липаритовая (J <sub>2</sub> ) Диорит-гранодиорит-гранитная (J <sub>2</sub> )	Субвулканическая-гранодиорит-гранитная (Tr)
Габбро-диорит-гранитная (Cr <sub>2</sub> ) Порфировая (дацит-липаритовая) (Cr <sub>2</sub> )	Андезит-дацит-липаритовая (J <sub>2</sub> )	Андезит-трахит-липаритовая (J <sub>1</sub> ) Андезитовая (J <sub>2</sub> )	

времени проявления, масштабу и последовательности извержения разных по составу пород, ибо внутреннее строение пояса весьма неоднородно. Различные его части в разное время вступали в орогенную активизацию, т. е. развивались не синхронно. К тому же устанавливается общее омоложение тектонических движений и проявления магматизма при перемещении с запада на восток. Все эти вопросы, в том числе магматизм и развитие структуры Монголо-Охотского пояса, детально рассмотрены в работах М. С. Нагибиной (1963, 1969), которая показала разную направленность орогенной активизации отдельных частей пояса. Одни структуры начинали оформляться как континентальные прогибы, периодически соединявшиеся с морем, другие испытывали воздымание. Интрузивная фация во всех случаях представлена исключительно гранитами, а главная масса вулканитов — продуктами кислой магмы. Лишь в отдельных прогибах, таких, как прогиб Большого Хингана, в разрезе вулканогенных образований доминирующую роль играют основные и средние эффузивы. Наиболее поздний вулканизм представлен основными эффузивами. Таковы меловые излияния в Верхнем Приамурье и в Тяньшунском прогибе Северного Китая (Нагибина, 1963).

О структурах орогенной активизации мезозойского этапа, развитых на ранних каледонидах в Северной Монголии, пишет Н. А. Маринов (1967). Он выделяет два структурных комплекса: триасовый (включая, возможно, раннюю юру) и среднеюрский (с элементами поздней юры), которые соответствуют двум индивидуальным стадиям активизации.

В пределах Тихоокеанского пояса структуры орогенной активизации отмечаются не только на Азиатском континенте, но и в Северной Америке. В этом отношении чрезвычайно интересна область Скалистых гор, которая имеет сложное гетерогенное строение, расположена на окраине Севе-

ро-Американской платформы и испытала в ларамийское время орогенную активизацию. Во время формирования невадийской геосинклинали зона Скалистых гор представляла, по Ю. М. Шейману (1958), «окраинную впадину» платформы, или шельфовую зону, по мнению А. Д. Ирдли (1967). В палеозое и мезозое она неоднократно испытывала погружение, что привело к накоплению мощной толщи осадочных пород. Невадийская складчатость не затронула регион Скалистых гор, и только в ларамийское время здесь проявились дослокации, внедрялись интрузии и изливались эффузивы. Происходили крупные вертикальные перемещения отдельных блоков, что привело к образованию межгорных впадин. Ларамийские движения и магматизм проявились без какой-либо геосинклинальной подготовки и были отделены от разновозрастных геосинклиналей складчатым поясом невадид. Невадийский складчатый пояс возник значительно раньше (конец поздней юры — ранний мел), чем начали закладываться ларамийские структуры Скалистых гор, в формировании которых определяющую роль играли вертикальные поднятия. Поэтому Скалистые горы с выраженным третичным магматизмом могут быть квалифицированы как область орогенной активизации. Интрузивные образования начального этапа представлены мелкими телами диоритов, гранодиоритов, кварцевых монцитов, гранитов, монцит-порфиров и кварцевых порфиров, а также щелочными породами до нефелиновых сиенитов (Larsen, 1940). Щелочные магматические образования отмечаются в штате Монтана, они тяготеют к восточной границе Скалистых гор и выходят за их пределы на окраины Северо-Американской платформы, которая на этом участке тоже подвергалась активизации. Заключительные позднекайнозойские движения привели к грабенообразованию и интенсивному магматизму. Мощные излияния базальтов и андезитов связаны с западными районами, на востоке же происходило излияние эффузивов разного петрографического состава.

Активизация ларамийскими движениями области Скалистых гор после периода стабилизации привела к блоковым перемещениям на фоне орогенного воздымания. Орогенная активизация сопровождалась внедрением небольших интрузий, которые, по-видимому, можно отнести к близповерхностной гранодиорит-гранитной формации. В это же время в более жестких активизированных структурах окраины Северо-Американской платформы внедряются щелочные интрузии, т. е. в зависимости от структурного положения намечается различие в формационной принадлежности синхронного магматизма. С завершающим этапом орогенной активизации связано образование межгорных впадин и излияние лав андезито-базальтовой формации.

Формационный ряд кайнозойского магматизма Складчатых гор по набору и типам формаций более ограничен, чем магматизм мезокайнозойских областей орогенной активизации Азиатского сектора Тихоокеанского пояса, тем не менее его принципиальная последовательность, отражающая направленность тектонического развития, остается той же. Чрезвычайно интересны в структуре Скалистых гор поперечные вулканические и рудные пояса, отчетливо намечающиеся интрузивными телами и ассоциирующими с ними широко известными крупными рудными месторождениями молибдена, вольфрама, полиметаллов, золота и т. п.

Приведенные примеры областей орогенной активизации и их разновидностей — вулканических поясов — касались лишь мезозойских структур Тихоокеанского пояса, где подобные структуры и магматизм развиты достаточно широко, уходя к югу в пределы Восточно-Китайского вулканического пояса.

Структуры орогенной активизации устанавливаются и далеко за пределами Тихоокеанского пояса. Так, Е. Д. Карпова (1960, 1968) выделя-

Таблица 7

## Сопоставление формационных рядов внегеосинклинального магматизма некоторых областей орогенной активизации внутренних районов Азиатского континента

Структурный ряд	Прибайкальский вулканический пояс (P <sub>1</sub> )	Восточный Саян (S <sub>1</sub> -D <sub>2</sub> )	Центрально-Казахстанский вулканический пояс (D <sub>2</sub> -C <sub>1</sub> )	Кураминская зона Северного Тянь-Шаня (C <sub>2</sub> -T <sub>1</sub> )
Верхний		Щелочносиенитовая субформация (D <sub>2</sub> ) Щелочнодolerитовая субформация (D <sub>2</sub> ) Трахибазальтовая (D <sub>2</sub> )	Щелочная гранитоидная (до нефелиновых сиенитов) (C <sub>1</sub> ) Базальто-кремнисто-карбонатная (D <sub>2</sub> -C <sub>1</sub> ) Базальто-молассовая (D <sub>3</sub> )	Малых интрузий «не строгого состава» (в том числе щелочных) (T <sub>1</sub> )
Нижний	Андезит-липарит-гранитная (P <sub>2</sub> ) Липарит-гранодиорит-гранитная (P <sub>2</sub> )	Трахилипарит-щелочногранитная (D <sub>1+2</sub> ) Гранит-граносиенитовая (S <sub>2</sub> -D <sub>1</sub> ) Трахилипаритовая (S <sub>2</sub> -D <sub>1</sub> )	Гранитная (D <sub>3</sub> ) Липаритовая (D <sub>2+3</sub> ) Гранодиорит-гранитная (D <sub>2</sub> ) Андезитовая (D <sub>1+2</sub> )	Субвулканическая гранодиорит-гранитная (P <sub>1+2</sub> ) Андезит-липаритовая (C <sub>3</sub> -P <sub>1</sub> ) Андезит-дацитовая (C <sub>3</sub> -P <sub>1</sub> ) Диорит-гранодиоритовая (C <sub>3</sub> ) Андезит-дацитовая (C <sub>2+3</sub> )

ет в Северном Тянь-Шане Кураминскую зону, которая обладает всеми признаками структур орогенной активизации (табл. 7) с соответствующим проявлением магматизма и металлогении (Горецкая, Зубцова, Тарасенко, 1968; Щеглов, 1968). Вместе с тем орогенная активизация в других регионах имеет иной возраст и не связана с развитием Тихоокеанского пояса. Примерами могут служить средне- и позднепалеозойская история Центрально-Казахстанского вулканического пояса и девонская Восточного Саяна (Хренов, Комаров, Бухаров, 1965, 1966).

Существуют различные взгляды на геологическое развитие упомянутых регионов в среднем и верхнем палеозое. Одни относят его к длительно растянутому по времени орогенному этапу формирования каледонид, другие выделяют в самостоятельный этап, ведущий к образованию структур, которые не могут быть отнесены ни к группе геосинклинальных, ни к группе платформенных. Последнего мнения придерживаются и авторы тектонической карты Евразии («Тектоника Евразии», 1966). В частности, они отмечают, что «как бы ни трактовать с терминологической точки зрения эти структуры, очевидна необходимость их выделения и описания в качестве структур особого рода, характеризующих вполне определенный этап развития складчатой структуры преимущественно нижнепалеозойских геосинклинальных систем в среднем и верхнем палеозое» (стр. 112). Данные структуры выделяются ими как средне- и верхнепалеозойские впадины и прогибы в байкалидах и каледонидах, причем подразделяются на унаследованные и наложенные. В связи с этим следует отметить, что процесс формирования впадин вовсе не изолированное явление. Ему сопутствовало образование сопряженных, а возможно, и несколько удаленных поднятий, которые по размерам охватываемой площади значительно превосходили участки опускания и сопровождались кислым интрузивным и эффузивным магматизмом. Поэтому, чтобы

представить единую и целую картину магматического процесса, следует рассматривать такие области вместе с прогибами и поднятиями как единые в структурном отношении и по общей направленности тектонического развития (Хренов, 1968).

К подобным структурам на тектонической карте Евразии относятся, например, группа Минусинских впадин и Рыбинская впадина в Восточном Саяне, которые формировались в девоне и сопровождались интенсивным трахибазальтовым вулканизмом. Однако в это время на остальной части Восточного Саяна происходило орогенное воздымание, активизация крупных разломов, таких, как Главный Саянский разлом. Имела место интенсивная магматическая деятельность. В юго-восточной части Восточного Саяна в Окинском хребте в девоне образовался сложный огнистый вулканоплутонический комплекс, включающий эффузивную и интрузивную фации (Рик, 1961; Смирнов, Булдаков, 1962; Гордиенко, Шмотов, 1965; Гордиенко, 1969). Эффузивы представлены кислыми мелкокристаллическими породами (кварцевые порфиры, фельзиты, ортофиры), а интрузивные — рибекитовыми и рибекит-эгириновыми гранитами, граносиенитами, сиенитами, слагающими плутоны площадью до 800 км<sup>2</sup>. Отмечаются случаи постепенных переходов от гипабиссальных образований до эффузивов. Вся эта группа комагматических пород представляет собой единую трахилиарит-щелочногранитную формацию.

В западной части Восточного Саяна магматизм орогенной активизации развит еще шире. Здесь выделяются две разновозрастные комагматические ассоциации: *силуро-девонская гранитоидная и среднедевонская щелочнобазальтоидная* (Шелковников, 1962). Если первая располагается и обрамлении девонских впадин или в удалении от них, то базальтоиды среднего девона приурочены к впадинам (Лучицкий, 1960).

Силуро-девонская гранитоидная ассоциация представлена трахилиаритовой и гранит-граносиенитовой формациями (Шелковников, 1969). Трахилиаритовая формация (имирская свита) тяготеет к сопряжению Восточно-Саянского складчатого сооружения с девонскими межгорными прогибами. Сложена она плагипорфирами, ортофирами, фельзитовыми и кварцевыми порфирами, а также их туфами. С трахилиаритовой формацией тесно ассоциирует гранит-граносиенитовая формация (буеджульский комплекс). Интрузивные массивы обычно дискордантны, тяготеют к разломам, по которым иногда далеко проникают в центральные части Восточного Саяна. По химизму трахилиаритовая и гранит-граносиенитовая формации образуют устойчивую ассоциацию кислых и субщелочных пород.

Среднедевонская щелочнобазальтоидная ассоциация состоит из трахибазальтовой формации, щелочносиенитовой субформации. Трахибазальтовая формация развита в Минусинском межгорном прогибе и представлена трахибазальтами, в меньшей мере трехиандезитами, щелочными трахитами и фонолитами. Щелочнодолеритовая субвулканическая фация слагает небольшие тела, сложенные основными и субщелочными породами, а также щелочными сиенитами. Щелочносиенитовая субформация развита вдоль восточной периферии Минусинского прогиба и в центральной части Восточного Саяна. В составе формации принимают участие щелочные сиениты, нордмаркиты, нефелиносодержащие и нефелиновые сиениты. Щелочнодолеритовая и щелочносиенитовая субформации пространственно ассоциируют с эффузивами трахибазальтовой формации.

Сопоставляя Саянский вулканический пояс с подобными структурами, рассмотренными ранее, можно заметить принципиально близкую аналогию последовательности тектонического развития и проявления магматизма, т. е. Саянский вулканический пояс можно представить как струк-

туру орогенной активизации с типичной для нее эволюцией тектонических событий и магматизма.

Общие с Саянским вулканическим поясом черты имеет и Центрально-Казахстанский вулканический пояс девонского возраста. Он располагается на эпикаледонских структурах, на стыке их с герцинской складчатой зоной (возможно, поэтому назван А. А. Богдановым «окраинным вулканическим поясом»). Трудно ожидать, чтобы на таком громадном протяжении (около 2000 км) этот пояс имел выдержанный состав магматических продуктов, поэтому в разных частях он сложен полифацциальными комплексами вулканитов среднего и кислого состава. В его строении принимают участие андезит-дацит-липаритовая и контрастная липарит-базальтовая серии. В. М. Шужанов (1968) на юге Центрального Казахстана разделяет вулканический пояс на две зоны: центральную и восточную, в пределах которых приводит более дробное разделение вулканогенных образований на формации. В центральной зоне им выделяются следующие формации: андезитовая ниже-среднедевонская, липаритовая нижнего девона — франского яруса (в Северо-Западном Прибалхашье); липаритовая среднего девона — франского яруса (в районе Атасу и Сарысу-Тепиза); базальтово-молассовая среднего — верхнего франга; базальтово-кремнисто-карбонатная фамена — турне. В Восточной зоне вулканогенные образования представлены франской андезитовой, франской липаритовой, верхнефранской базальтово-молассовой формациями.

В эволюции Центрально-Казахстанского вулканического пояса устанавливаются две стадии. В ранней стадии происходило общее воздымание с формированием вулканитов андезитового и липаритового или только липаритового состава, разделенных внедрением гранитоидных интрузий гранодiorит-гранитной формации, а завершившихся внедрением интрузий гранитной формации позднего девона.

В поздней стадии, начиная с фаменского века, воздымание сменяется неравномерным прогибанием и образованием грабеновых впадин, которые заполнялись молассовыми отложениями и лавами основного и щелочного состава. На некотором расстоянии от впадин в зонах глубинных длительно развивающихся разломов оформлялся карбонный комплекс щелочных интрузий, в состав которого входят эгирия-рибекитовые граниты, щелочные и нефелиновые сиениты.

Таким образом, общая последовательность магматизма, начинающегося с андезито-дацит-липаритовой ассоциации, продолжающегося липарит-гранитной и заканчивающегося базальтовой и щелочной, близка магматизму других подобных структур орогенной активизации, рассмотренных ранее. Поэтому Саянский и Центрально-Казахстанский вулканические пояса имеют много общего, в силу чего их можно рассматривать как самостоятельные структуры орогенной активизации, сформировавшиеся в среднем палеозое. Различие заключается лишь в пространственном положении относительно одновременно существовавших геосинклиналей.

Краткий обзор областей орогенной активизации указывает также на то, что формировались они не только в мезокайнозое и не только по периферии Тихого океана (Хренов, Комаров, 1968). Саянский и Центрально-Казахстанский вулканические пояса, образование которых связано с орогенной активизацией в среднем палеозое, свидетельствуют о том, что подобные прецеденты были и в домезозое. Видимо, примеры герцинских структур орогенной активизации можно было бы продолжить. Возможно, что к подобным структурам относятся грабен Осло, где довольно широко выражен пермский основной и щелочной магматизм в эффузивной и интрузивной фациях (Хольтедаль, 1957), а также средне-верхнепалеозойские впадины и разделяющие их поднятия в каледонидах Шотландии. В пос-

леднем случае во впадинах наряду с континентальными отложениями обнаружены и морские. Вместе с тем среди нижне-среднедевонских красноцветных вулканогенно-терригенных отложений отмечаются разнообразные вулканогенные породы — от основных до кислых. Оливиновые базальты, трахибазальты и трахандезиты присутствуют и среди верхнедевонских образований, перекрытых карбоновыми угленосными отложениями. Интрузивные образования представлены долеритами, тералитами, тешенитами, а в пределах обрамляющих поднятий — массивами ранне-среднедевонских гранитов и сиенитов (Mac Gregor M., Mac Gregor A. G., 1948).

Наиболее древняя структура, которая может быть отнесена к вулканическим поясам, прошедшим геотектонический цикл орогенной активизации, — Прибайкальский вулканический пояс, его заложение и развитие связано со средним протерозоем (Хренов, Комаров, Бухаров, 1965, 1966; Лобанов, 1964; Мац, 1965, Бухаров, 1966, 1969). Приурочен он к системе Саяно-Байкальского краевого шва и распадается на две ветви: Саянскую и Северо-Байкальскую. Наиболее интенсивная вулканическая деятельность имела место в Северо-Байкальской ветви, где происходило формирование мощных вулканогенных серий и внедрение крупных интрузий. Протяженность Северо-Байкальской ветви свыше 650 км. Вулканогенные образования, объединяемые в акитканскую серию, представлены перемежаемостью эффузивов, туфогенных и терригенных отложений суммарной мощностью до 3600 м. С эффузивами тесно связаны интрузии многофазного ирельского комплекса, что привело к формированию единой вулкано-плутонической серии, включающей интрузивные, субвулканические и эффузивно-пирокластические образования.

Формирование пояса началось с излияния кислых лав ортофириновой и фельзитовой состава в его северо-восточной части и внедрения гранодиоритов и сиенитов первой фазы ирельского комплекса. Далее магматическая деятельность охватила уже весь пояс — происходили мощные извержения эффузивов, сопровождавшиеся несколькими фазами интрузивного магматизма. Среди эффузивов заметную роль начинают играть породы среднего и основного состава. В целом магматическая деятельность характеризуется резким преобладанием пород кислого состава, ограниченным развитием средних, а основные и ультраосновные вообще неизвестны среди интрузивных и редки среди эффузивных образований.

Таким образом, приведенный материал об областях орогенной активизации показывает их многообразие в структурном отношении, в характере и в масштабах магматизма. Сопоставление формационных рядов магматизма подобных областей (см. табл. 6, 7) намечает их общую принципиальную последовательность образования, хотя в то же время каждый формационный ряд имеет сугубо индивидуализированные черты в наборе формационных типов, в соотношении вулканических и плутонических формаций. Общим для всех остается наличие двух структурных ярусов внегеосинклинального магматизма, отражающих двухстадийное последовательное развитие областей орогенной активизации. Исключение составляет лишь Прибайкальский вулканический пояс среднепротерозойского возраста, в котором отсутствует верхний структурный ярус, для столь древней структуры, по-видимому, полностью эродированный.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проблема внегеосинклинального магматизма в последнее время не случайно привлекает пристальное внимание исследователей, ибо отвергает существовавшие ранее традиционные представления об ассоциации гранитоидного магматизма только с геосинклинальным развитием. Она представляет несомненный интерес для понимания связи тектоники и магматизма. Наконец, последнее, но, пожалуй, самое главное заключается в том, что внегеосинклинальный магматизм сопровождается богатой металлогенией и практически образование многих рудных месторождений Казахстана, Забайкалья, Монголии, Сихотэ-Алиня, Кореи, Скалистых гор, прибрежного Китая и других районов обязано этому типу магматизма. Поэтому изучение внегеосинклинального магматизма интересно и теоретически и практически. Нужны детальные исследования конкретных структур орогенной активизации и проявлений внегеосинклинального магматизма. В этом отношении Западное Забайкалье — интересный и богатый объект. Нам кажется, что изложенные в настоящей работе материалы и выводы будут в какой-то мере способствовать решению проблемы внегеосинклинального магматизма, а значит, и металлогении областей орогенной активизации.

Возвращаясь к интересующему нас региону и результатам проведенных исследований, прежде всего отметим, что мезозойская история геологического развития Западного Забайкалья, как полагает автор, — наглядный пример орогенной активизации с полным и законченным тектоническим циклом. Выделяются две стадии (этапа) формирования области орогенной активизации: начальная (конец поздней перми — ранняя юра), представленная орогенным воздыманием, и конечная (конец ранней юры — ранний мел) с формированием впадин на фоне пологого коробления фундамента (сводов образования). Каждая из этих стадий сопровождалась свойственным только ей типом магматизма с широким представительством комагматических вулканоплутонических серий. Подобная направленность развития и двухстадийный цикл присущи и другим областям орогенной активизации, почему могут рассматриваться как определенная закономерность, характерная для рассматриваемых структур.

В пределах Западно-Забайкальской области орогенной активизации выделены две структурно-формационные зоны: Малханская и Селенгино-Витимская, которые близко наследуют границы каледонских структурно-формационных зон. Так, Малханская зона мезозойской орогенной активизации повторяет контуры Малханского внутригеосинклинального поднятия каледонид, а мезозойская Селенгино-Витимская наследует границы Джидино-Витимской эвгеосинклинальной зоны.

Орогенная активизация охватила вначале Малханскую зону и лишь затем распространилась на Селенгино-Витимскую, иначе говоря, имела место поперечная миграция движения орогенной активизации. Наряду с этим установлена и продольная волновая миграция тектоно-магматических процессов, которые в общем случае начинались на юго-западе и постепенно перемещались на северо-восток. Это обстоятельство вело к тому, что одна и та же магматическая формация с продвижением на северо-восток все более омолаживалась. Следовательно, когда на юго-западе начинался новый этап магматической деятельности, а на северо-востоке не закончился еще предыдущий, возникали условия одновременного формирования разных магматических формаций в пределах одной структурно-формационной зоны.

Магматизм орогенной активизации существенно отличается от магматизма геосинклинальных областей прежде всего иной последовательностью, масштабами, характером проявлений, соотношением эффузивных

и интрузивных образований. Все эти особенности приводят к иному набору магматических формаций, а в конечном итоге к особому формационному ряду магматизма, свойственному лишь областям орогенной активизации.

Специфические условия проявления орогенной активизации при существенной роли разрывных нарушений, блоковых подвижек, а также становление интрузивных массивов в жестких консолидированных структурах при малых глубинах ведут к тому, что интрузивные породы представлены формациями, которые выделены Ю. А. Кузнецовым (1964) как вулканогенные интрузивные формации. Формационные типы сложены перемещенными интрузивными массивами, оказывающими слабое контактовое воздействие на вмещающие породы, а процессы гранитизации и магматического замещения развиты ограниченно. Отмечается большое разнообразие пород в конкретных формациях, хотя во всех случаях породы основного и среднего состава играют самую минимальную роль и резко доминирующее значение имеют гранодиориты и граниты, т. е. интрузивные формации внегеосинклинального магматизма орогенной активизации представлены исключительно гранитоидным рядом.

Для внегеосинклинального магматизма характерны вулканоплутонические формации, представленные гранитоидным рядом с довольно сложным набором пород в петрографическом отношении.

Вулканоплутоническая группа формаций тесно ассоциирует с собственно вулканическими, среди которых в отличие от интрузивных и вулканоплутонических формаций выделяются формации базальтового ряда, всегда появляющиеся в завершающую стадию орогенной активизации и слагающие верхний структурный ярус. Базальтовый вулканизм связан с образованием межгорных прогибов, в силу чего тяготеет только к ним и к обрамляющим их разломам. Видимо, с трахибазальтовой магмой связаны щелочнодолеритовая и щелочносиенитовая формации. Частичные отклонения в конкретных формационных рядах оказывают малое влияние на общую направленную последовательность внегеосинклинального магматизма.

В целом можно отметить многообразие конкретных формационных рядов, что свидетельствует о таком же многообразии условий проявления магматизма. Намечаются две устойчивые группы формаций: гранитоидная и базальтовая, каждая из которых имеет вполне определенное положение в общем формационном ряду внегеосинклинального магматизма и отражает столь же определенную тектоническую эволюцию и направленность орогенной активизации. В этом находит свое подтверждение закономерность существования устойчивых ассоциаций изверженных пород для определенных типов тектонических структур и стадий их развития, т. е. магматические формации представляют одно из вещественных проявлений тектонического процесса и поэтому содержат информацию об условиях и направленности развития.

Области орогенной активизации образуют особый ряд структур, в котором вулканические пояса занимают крайнее положение как линейные структуры с максимальным проявлением магматизма, обычно, но не всегда, с доминирующей ролью наземных извержений. Становится очевидным, что области орогенной активизации формировались не только в мезокайнозойе. Более широкое их развитие в мезокайнозойское время, видимо, отражает определенную эволюцию в развитии земной коры, хотя несомненно, что специфика орогенной активизации ведет к довольно быстрому уничтожению денудационными процессами структурного этажа орогенной активизации. Поэтому древние структуры подобного типа менее сохранились, а все признаки их былой орогенной активизации как бы «стерты и смазаны», тогда как мезозойская и кайнозойская орогенная активизация более полно представлена конкретными структурами, а также осадочными и магматическими формациями.

УСРЕДНЕННЫЕ  
 ХИМИЧЕСКИЕ АНАЛИЗЫ  
 МЕЗОЗОЙСКИХ  
 МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД  
 ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЯ

Окисел	Трахитбазальтовая (Т <sub>0</sub> -J <sub>1</sub> ) формация									Щелочная гранитоидная (J <sub>2</sub> )									
	Боргойская свита					Унгуркуйская свита				Малокуналейский интрузивный комплекс северо-восточной части				Малокуналейский интрузивный комплекс бассейна Джиды			Малокуналейский интрузивный комплекс Малханской зоны		
	трахитлин-дрит	трахит	трахитанде-зит	трахитанде-зитовый ба-заальт	трахитбазаль-товый ба-заальт	трахитанде-зитовый ба-заальт	базальтовый трахитбазальт	эссекент	трахитдолерит	гранит	щелочной гранит	щелочной граносенит	щелочной сиенит	щелочной гранит	щелочной граносенит	щелочной сиенит	щелочной гранит	щелочной гранит	щелочной граносенит
	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
SiO <sub>2</sub>	71,48	63,62	54,62	51,40	47,97	52,31	49,76	57,00	50,80	75,25	70,61	66,49	62,40	69,72	66,10	61,14	74,22	69,79	65,69
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,58	1,37	1,51	0,85	1,52	1,53	1,54	0,90	0,15	0,48	0,55	0,75	0,40	0,39	0,66	0,28	0,45	0,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,45	17,54	17,14	17,60	17,37	17,95	16,15	16,48	16,87	12,52	14,41	16,65	18,09	14,90	16,71	16,92	12,86	14,60	16,43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,12	2,94	5,72	6,06	4,36	4,34	6,77	2,24	4,38	1,13	2,44	2,00	2,08	1,28	2,04	4,34	1,46	1,68	1,96
FeO	0,93	1,17	2,72	3,18	5,04	4,37	4,62	6,14	6,03	1,31	0,63	1,09	1,26	1,19	1,12	2,34	0,89	1,54	1,66
MgO	0,64	1,06	2,17	2,85	5,42	4,11	5,08	2,08	5,31	0,53	0,51	0,63	0,95	0,40	0,40	0,68	0,32	0,50	0,76
CaO	0,59	1,56	4,28	6,47	8,29	6,32	6,40	3,41	7,21	0,58	0,42	1,08	1,83	1,04	0,71	1,43	0,44	1,09	1,33
MnO	0,06	0,10	0,15	0,14	0,07	0,13	0,14	0,26	0,10	0,06	0,08	0,10	0,06	0,04	0,06	0,16	0,09	0,08	0,14
Na <sub>2</sub> O	4,54	5,31	5,41	4,13	3,40	4,56	4,73	4,52	4,44	3,96	4,14	5,20	5,17	4,21	5,28	6,46	4,65	4,65	5,26
K <sub>2</sub> O	4,16	4,72	3,68	3,14	2,42	2,48	2,64	3,84	2,50	4,52	5,57	5,75	6,25	5,63	6,25	5,32	4,42	4,52	5,52
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,41	0,36	0,97	0,57	0,15	0,34	0,02	0,06	0,05	0,13	0,60	0,06	—	0,02	0,01	0,20	0,13	0,3	0,8
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,14	0,45	1,15	2,17	2,75	1,38	1,97	1,25	1,45	0,34	0,47	0,16	0,46	0,20	0,29	0,55	0,51	0,46	0,29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,21	0,44	0,43	0,38	0,36	0,35	0,25	0,13	0,09	0,04	0,17	0,18	0,08	0,09	0,18	0,08	0,10	0,07
SO <sub>3</sub>								0,02											
CO <sub>2</sub>																			
Сумма	99,42	99,26	98,85	99,08	98,32	99,83	100,20	99,03	100,12	100,44	99,80	99,87	99,48	99,09	99,44	100,18	100,22	99,46	99,68
Количество анализов	10	10	6	7	3	5	3	1	3	11	6	9	8	7	6	8	10	10	11

Окисел	Формация малых интрузий (J <sub>1</sub> <sup>3</sup> —J <sub>2</sub> )					Трахибазальтовая (J <sub>1</sub> <sup>3</sup> —J <sub>3</sub> )															
	Бажигирский дайковый комплекс					Ичетуйская свита					Нарынский субвулканический комплекс					Удинская свита			Улунтуйский комплекс		
	граносиенит	щелочной сиенит-порфир.	диоритовый порфирит	эссексит	трахидолерит	трахипла-рит	кварцевый трахит	трахит	трахиандезит	трахиандези-товый ба-залт	трахибазаль-товый ба-залт	гранит-порфир	кварцевый сиенит-пор-фир	сиенит-пор-фир	эссексит	трахидоле-рит	трахили-парит	трахит	трахипла-зит	кварцевый сиенит-пор-фир	трахидоле-рит
	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
SiO <sub>2</sub>	67,16	59,92	56,68	53,59	48,64	72,23	67,49	61,97	56,37	51,39	47,55	75,95	68,34	61,73	54,37	47,41	75,08	63,26	53,69	61,52	46,70
TiO <sub>2</sub>	0,46	0,39	0,94	1,33	2,18	0,27	0,33	0,79	1,26	2,04	1,84	0,06	0,44	0,84	1,12	1,55	0,17	0,43	1,56	1,08	1,93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,49	17,49	15,59	17,81	17,75	13,95	16,36	18,27	17,28	16,53	17,38	12,78	16,12	17,20	17,16	17,15	12,92	18,03	16,85	16,62	16,93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,31	5,91	3,52	3,14	5,10	1,52	2,39	2,91	5,48	7,16	6,18	0,94	1,45	3,52	5,02	4,04	2,17	2,35	6,69	4,28	6,24
FeO	1,73	2,15	5,31	4,68	5,17	0,81	0,49	1,52	1,65	2,58	4,52	0,65	1,28	2,47	3,27	6,92	0,41	2,04	2,26	4,72	
MgO	1,11	0,40	3,58	3,64	4,13	0,27	0,47	0,97	2,48	3,21	4,75	0,33	0,27	0,83	3,04	4,79	0,14	1,25	1,68	0,88	5,33
CaO	1,79	0,93	5,20	5,90	6,95	0,41	0,67	1,40	3,93	4,88	7,41	0,72	0,37	1,28	4,78	7,95	0,41	1,48	5,73	1,74	8,57
MnO	0,07	0,09	0,13	0,15	0,13	0,07	0,06	0,11	0,09	0,11	0,12	0,02	0,03	0,12	0,11	0,16	0,08	0,02	0,06	0,09	0,16
Na <sub>2</sub> O	3,75	5,55	3,85	4,31	3,55	4,59	5,01	5,21	4,90	4,46	3,60	5,62	5,32	6,02	5,11	3,76	2,90	5,02	4,47	6,10	3,52
K <sub>2</sub> O	4,70	5,06	2,85	2,88	2,69	4,17	5,46	6,09	3,60	3,22	2,32	2,25	6,21	5,23	3,61	1,95	5,62	6,06	3,75	5,56	1,90
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,01	—	0,70	0,08	0,16	0,37	0,09	0,19	0,25	0,40	0,52	0,29	0,05	0,29	0,21	0,41	0,11	0,38	0,31	0,48	0,72
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,59	1,18	0,87	1,51	2,47	0,38	0,90	0,53	2,00	2,51	3,20	0,20	0,24	0,98	1,67	2,24	0,24	1,21	2,38	0,56	3,86
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,10	0,39	0,43	0,66	0,04	0,01	0,11	0,48	0,76	0,52	0,02	0,04	0,19	0,63	0,56	0,03	0,13	0,98	0,28	0,55
SO <sub>3</sub>			0,05	0,04						0,10											
CO <sub>2</sub>															0,62						
С у м м а	99,31	99,17	98,96	99,49	99,42	98,71	99,64	99,88	99,52	98,95	99,39	99,54	100,11	100,41	99,89	99,10	99,76	99,65	99,88	100,97	100,41
Колич. анализов	4	2	3	6	9	4	9	8	10	14	9	2	8	10	8	7	5	3	4	3	2

Описание	Формация рудоносных гранитов (J <sub>2</sub> )															Трахитбазальтовая (J <sub>3</sub> -Cr <sub>1</sub> )								
	Гуджирский комплекс центральной и северо-восточной части Западного Забайкалья					Гуджирский комплекс Малханской зоны				Гуджирский комплекс бассейна Джиды			Рудоносные массивы бассейна Джиды			Хилокская свита			Меловые базальты и эвострузии					
	гранит	гранит	лейкогранит	гранит	гранит	гранит	гранит	гранит	граносиенит	гранит	гранит	граносиенит	гранит	гранит	граносиенит	трахитандезит	трахитбазальтовый базальт	трахитбазальтовый базальт	трахитбазальтовый базальт	трахитбазальтовый базальт	сyenит	трахитосиенит	трахитосиенит	
61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83		
Si <sub>2</sub> O	77,24	74,44	73,83	70,76	70,02	75,36	73,05	71,56	65,49	75,54	71,91	64,17	74,54	70,97	65,34	54,09	50,81	46,43	51,19	47,80	60,16	51,26	47,29	
TiO <sub>2</sub>	0,24	0,12	0,13	0,40	0,26	0,12	0,19	0,06	0,47	0,12	0,16	0,50	0,13	0,17	0,31	1,45	1,76	2,35	2,76	2,09	1,32	1,56	2,52	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,47	13,51	13,57	13,62	14,98	12,72	13,35	13,24	15,37	13,47	14,85	17,72	13,85	14,95	19,39	16,56	16,30	15,21	15,70	15,47	17,30	16,94	18,25	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,09	0,84	0,64	1,43	0,92	0,51	1,26	1,06	2,93	0,60	1,24	1,39	0,67	2,03	1,32	5,71	6,93	6,25	5,74	6,38	3,23	5,06	2,40	
FeO	1,58	1,45	0,98	2,20	1,41	1,48	1,24	4,29	1,96	0,83	0,90	1,23	0,62	0,43	2,30	2,42	2,56	4,89	4,83	5,50	2,51	3,45	6,64	
MgO	0,39	0,26	0,34	0,73	0,44	0,25	0,48	0,45	0,57	0,19	0,54	0,77	0,48	0,53	1,58	2,61	3,09	4,24	3,76	5,09	1,37	3,43	4,48	
CaO	0,45	0,96	0,69	1,63	0,95	0,55	1,05	0,68	2,34	0,56	0,88	3,35	0,78	1,02	1,15	5,41	6,71	8,87	7,19	7,94	2,97	5,42	6,38	
MnO	0,04	0,06	0,03	0,05	0,55	0,03	0,07	0,02	0,06	0,01	0,07	0,12	0,03	0,05	0,02	0,10	0,13	0,15	0,23	0,15	0,07	0,10	0,17	
Na <sub>2</sub> O	1,67	2,87	4,34	3,26	4,33	3,98	4,05	3,16	3,68	3,02	3,78	3,80	3,78	3,21	3,11	5,01	4,06	3,26	3,65	3,76	4,68	4,12	5,17	
K <sub>2</sub> O	5,11	4,82	4,93	4,29	5,08	4,80	4,73	4,87	4,68	5,09	4,87	4,59	4,16	4,88	4,64	3,73	4,09	2,27	2,31	1,90	5,24	3,24	2,80	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,07	0,10	0,11	0,26	0,42	—	0,50	—	0,03	0,05	0,15	0,10	0,10	0,30	0,02	0,23	0,20	1,04	0,72	0,08	0,16	—	0,11	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,28	0,36	0,28	0,17	0,42	0,22	0,07	—	1,15	0,42	0,44	1,26	0,48	0,76	0,18	2,01	2,89	4,07	1,97	2,29	0,68	2,75	2,35	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,05	0,03	0,07	0,07	0,03	0,07	0,03	0,14	0,02	0,09	—	0,05	0,08	0,11	0,38	1,16	1,02	1,04	0,96	0,22	0,79	0,83	
SO <sub>3</sub>												0,26												
CO <sub>2</sub>												1,06												
С у м м а	99,61	99,74	99,89	98,28	99,43	100,04	99,61	99,42	98,84	99,87	99,73	100,13	99,57	99,13	99,45	99,48	100,49	99,03	100,37	99,33	99,75	98,12	99,28	
Количество анализов	4	10	10	3	4	8	6	3	2	10	10	2	10	10	4	8	13	8	8	7	2	4	9	

## ЛИТЕРАТУРА

- Амантов В. А., Михайлов Э. В., Старченко В. В. Системы разломов западной части Монголо-Охотской складчатой области и ее обрамления.— Геол. и геофиз., 1967, № 6.
- Арсентьев В. П. Главные структурные элементы территории Бурятской АССР.— Матер. по геол. и полезным ископаемым Бурятской АССР, вып. 9. Улан-Удэ, 1965.
- Арсентьев В. П. Фанерозойский магматизм Бурятской АССР.— Магмат. и метам. образования Сибири. М., «Недра», 1966.
- Арсентьев В. П. Некоторые вопросы тектоники Саяно-Байкальского складчатого пояса.— Матер. к геол. конф., посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию Бурятского геол. управления. Улан-Удэ, 1967.
- Арсентьев В. П., Иванов С. С., Очиров Ц. О., Хренов П. М. Основные черты металлогении Бурятии.— Тр. 2-го совещ. по металлогении Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1964.
- Арсеньев А. А., Нечаева Е. А. Краткий очерк вулканизма Удино-Хилокского междуречья.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1951, геол. серия, вып. 128, № 49.
- Афанасьев Г. Д., Багдасарян Г. Н., Боровиков Л. И. и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных.— Абсолютный возраст геол. формаций. Докл. сов. геол. к XXII сессии МГР. М., «Наука», 1964.
- Афанасьев Л. М. Новые данные о гранитоидах бассейна р. Джиды.— Докл. АН СССР, 1946, т. 53, № 7.
- Афанасьев Л. М. О металлогенической специализации мезозойских гранитов бассейна р. Джиды (Бурятская АССР).— Металлогения специальных магматических комплексов. М., «Недра», 1964.
- Барабашев Е. В., Трущева Н. Н. О находках юрской флоры в Центральном Забайкалье.— Зап. Заб. отд. Геогр. об-ва СССР, вып. 19, № 1. Чита, 1963.
- Беличенко В. Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья. М., «Наука», 1969.
- Беличенко В. Г., Комаров Ю. В., Мусин Ю. Б., Хренов П. М., Чернов Ю. А. Геолого-петрографический очерк южной окраины Витимского плоскогорья.— Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та, вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Беличенко В. Г., Хренов П. М. О байкальских каледонидах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 11.
- Белов И. В. Основные черты вулканизма Саяно-Байкальской горной области.— Тр. 1-го совещ. по металлогении Западного Забайкалья. Иркутск, 1958.
- Белов И. В. Мезокайнозойские магматические формации Байкальской субплатформенной зоны.— Зап. Вост.-Сиб. отд. ВМО, вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Белов И. В. Трахибазальт-гленмуритовый комплекс пород Тамчинского синклиналя в Западном Забайкалье.— Зап. Вост.-Сиб. отд. ВМО, вып. 3. Иркутск, 1962.
- Белов И. В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Белый В. Ф., Тильман С. М. Тектоника и история развития Охотско-Чукотского вулканического пояса.— Геотектоника, 1966, № 2.
- Боголепов К. В. О двух типах орогенеза.— Геол. и геофиз., 1968, № 8.
- Браун К. Н. Лейкократовые граниты района низовий р. Джиды (Бурятская АССР).— Геология и геохимия гранитных пород. М., «Наука», 1965.

- Булгатов А. Н. Точерская зона разломов на Витимском плоскогорье.— *Вопр. геологии Прибайкалья и Забайкалья*, вып. 1 (3). Чита, 1966.
- Бухаров А. А. Среднепротерозойские вулканоплутонические ассоциации Северо-Западного Прибайкалья.— *Матер. симпозиума по вулканоплутоническим формациям и их рудоносности*. Алама-Ата, «Наука», 1966.
- Бухаров А. А. Докембрийский Северо-Байкальский вулканический пояс и некоторые особенности его развития.— *Петрология и структурный анализ кристаллических образований*. Л., «Наука», 1969.
- Вавилов С. М., Хренов П. М., Шерман С. И. О хурае-байбинском дайковом комплексе Западного Забайкалья.— *Тезисы докл. 2-й науч. конф. геол. секции им. Обручева*. Чита, 1965.
- Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Герлинг Э. К. К вопросу о возрасте геологических образований Северо-Байкальского нагорья.— *Тр. лаборатории геологии докембрия*, вып. 2, 1961.
- Венчугова М. С. Некоторые данные о распространении и количественных соотношениях магматических пород на территории Северо-Востока СССР.— *Матер. по геологии Северо-Востока СССР*, вып. 10, 1956.
- Внуков А. В., Сизых В. И. Угленосность некоторых верхнемезозойских впадин западной части Читинской области.— *Зап. Заб. отд. Геогр. об-ва СССР*, вып. 21, 1963.
- Волянюк Н. Я. Вулканические породы Мухор-Тала (Западное Забайкалье). Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1967.
- Гарифулин А. Г. Мезозойские граниты Витимского плоскогорья (Бурятская АССР).— *Матер. по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР*, вып. 2. Улан-Удэ, 1960.
- Геология СССР, т. 35, Бурятская АССР, ч. 1. Геологическое описание. М., «Недра», 1964.
- Геология СССР, т. 36. Читинская область, ч. 1. Геологическое описание. М., Гостеолтехиздат, 1961.
- Гордиенко И. В. Девонская вулканоплутоническая формация в юго-восточной части Восточного Саяна. Улан-Удэ, Бурятское книжн. изд-во, 1969.
- Гордиенко И. В., Шмотов А. П. Петрографическая характеристика девонского вулканоплутонического комплекса пород восточной части Окнинского хребта (Восточный Саян).— *Петрография Восточной Сибири*, т. 3. М., «Наука», 1965.
- Горедкая Е. Н., Зубцова Е. И., Тарасенко А. Г. Средний Тянь-Шань.— *Геологическое строение СССР*, т. 3. Магматизм. М., «Недра», 1968.
- Дворкин-Самарский В. А. Формации гранитоидов Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1965.
- Дворкин-Самарский В. А., Туговик Г. И. О возрасте магматических формаций Саяно-Байкальской горной области.— *Магматические формации Бурятии и связанные с ними полезные ископаемые*. Тр. ВРНИИ СО АН СССР, серия геол., вып. 22. Улан-Удэ, 1966.
- Деньгин Ю. П., Старченко В. В. Магматизм Центрального Забайкалья.— *Геология СССР*, т. 36. Читинская область, ч. 1. М., 1961.
- Доржиев В. С. Верхнемезозойские впадины Западного Забайкалья и особенности их развития (на примере Тугнуйско-Сухаринской депрессии). Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1967.
- Жалсабон Д. Ж., Максимова Э. А. О соотношении гранитоидов гуджирского и куналейского интрузивных комплексов Западного Забайкалья.— *Вопр. региональной геологии металлогении Забайкалья*, вып. 3. Чита, 1967.
- Жалсабон Д. Ж., Максимова Э. А. Некоторые новые данные о строении и составе Первомайского рудоносного массива гранитоидов (Юго-Западное Забайкалье).— *Геология и разведка месторождений полезных ископаемых Забайкалья*. Матер. 3-й науч. конф. ЗабНИИ. Чита, 1968.
- Жидков А. Я., Миркина С. Л., Голубчина М. Н. Предварительные данные об абсолютном возрасте щелочного комплекса Северного Прибайкалья.— *Тр. 11-й сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геол. формаций*. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Замараев С. М. Некоторые особенности мезозойского вулканизма района Боргойской впадины.— *Изв. Сиб. отд. АН СССР*, серия геол. и геоф., 1958, вып. 1.
- Замараев С. М. Геология Боргойской впадины (Западное Забайкалье). Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1960.
- Зилов А. Р. Распределение микроэлементов в гранитоидах бассейна р. Ареиктан (Западное Забайкалье).— *Зап. Вост.-Сиб. отд. ВМО*, вып. 3. Иркутск, 1962.
- Иванов Б. А. Схема геологического районирования Восточной Сибири. Иркутск, Изд. Вост.-Сиб. геол. упр., 1949.

- Игнатович В. И. Дайки и молибдено-вольфрамовая минерализация Первомайской интрузии мезозойских гранит-порфиров (Джидинское месторождение).— Сб. геол.-произв. информ. Бурятского геол. упр., № 3. Улан-Удэ, 1959.
- Игнатович В. И. О структуре Джидинского рудного поля.— Матер. по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР, вып. 7. Улан-Удэ, 1961.
- Игнатович В. И. Геологические особенности и перспективы поисков штоковеркового молибденового оруденения в Бурятии.— Матер. к геол. конф., посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию Бурятского геол. управления. Улан-Удэ, 1967.
- Ирдли А. Д. Связь между поднятиями и надвигами Скалистых гор.— Кордильеры Америки. М., «Мир», 1967.
- Ицксон М. И., Красный Л. И., Матвеев В. Т. Вулканогенные пояса Тихоокеанского кольца и их металлогения.— Рудоносность вулканогенных формаций. М., «Недра», 1965.
- Канцисев А. Д. Разрывные нарушения Центрального Забайкалья.— Геол. и геофиз., 1966, № 7.
- Карпова Е. Д. Типы металлогенических зон Тянь-Шаня и Памира.— Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Карпова Е. Д. Металлогенические провинции сводово-глыбового типа (на примере Тянь-Шаня и других областей палеозойской складчатости).— Тезисы докл. к 5-му Всес. металлогеническому совещ. «Металлогения Тянь-Шаня». Фрунзе, «Илим», 1968.
- Киселев А. И. Мезозойский вулканизм Западного Забайкалья. Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1965.
- Киселев А. И. Положение трахибазальтового вулканизма в структуре складчатого обрамления юга Сибирской платформы.— Матер. к геол. конф., посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию Бурятского геол. управления. Улан-Удэ, 1967.
- Козеренко В. Н. Геологическое строение юго-восточной части Восточного Забайкалья. Изд-во Львовского ун-та, 1956.
- Козеренко В. Н. Тектоника.— Геология СССР, т. 36. Читинская область, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Козубова Л. А. Гранитоиды Малханского хребта и принципы их расчленения.— Матер. совещ. по расчленению гранитоидов Забайкалья. Улан-Удэ, 1960.
- Козубова Л. А. О мезозойском интрузивном магматизме в западной части Малханского хребта.— Матер. по петрологии гранитоидов Забайкалья. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Козубова Л. А. Интрузивный магматизм Хилокско-Олекминской зоны Забайкалья.— Интрузивные комплексы Забайкалья. М., «Недра», 1964.
- Козубова Л. А., Радченко Г. П. Новые данные к уточнению возраста вулканогенных толщ джиди-хилокской серии в Западном Забайкалье.— Тезисы докл. совещ. по разработке стратиграфических схем Забайкалья. Л., 1961 (ВСЕГЕИ).
- Комаров Ю. В. Послеюрские малые интрузии верхнего течения р. Уды в Западном Забайкалье.— Матер. к конф. молод. науч. сотр., вып. 1, геол. и геогр. Иркутск, 1958.
- Комаров Ю. В. Мезозойский магматизм и полиметаллическое оруденение бассейна р. Уды и Удино-Витимского междуречья. Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1959.
- Комаров Ю. В. Схема нижнемезозойского магматизма Западно-Забайкальской подвижной зоны.— Геол. и геофиз., 1960, № 11.
- Комаров Ю. В. Натуральные петрохимические диаграммы и их применение для петрохимических исследований изверженных горных пород.— Вести. Науч. информ. Заб. филиала Геогр. об-ва СССР, 1966, № 6.
- Комаров Ю. В., Белоголовкин А. А. Структура Хамнигадайского массива морион-гранитов в Юго-Западном Забайкалье.— Изв. Заб. отд. Геогр. об-ва СССР, 1968, т. 4, вып. 4.
- Комаров Ю. В., Киселев В. И. О возрасте боргойской толщи в Западном Забайкалье.— Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 3.
- Комаров Ю. В., Киселев А. И. Вулкано-плутоническая ассоциация юрской трахибазальтовой формации Западного Забайкалья.— Матер. симпозиума по вулкано-плутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата, «Наука», 1966.
- Комаров Ю. В., Хренов П. М. О типе развития мезозойских континентальных тектонических структур Восточной Азии.— Тезисы докл. совещ. по проблемам тектоники, 1—6 февраля 1963 г. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Комаров Ю. В., Хренов П. М. О типе развития континентальных мезозойских Восточной Азии.— Докл. АН СССР, 1963, т. 151, № 4.

- Комаров Ю. В., Хренов П. М. О типе развития мезозойских континентальных тектонических структур Восточной Азии.—Складчатые области Евразии. М., «Наука», 1964.
- Комаров Ю. В., Киселев А. И., Лямина Н. А., Скобло В. М. Среднеюрские эффузивные породы Юго-Западного Забайкалья.—Петрография Восточной Сибири, т. 3. М., «Наука», 1965.
- Конец А. А., Лисий В. А. Молодые интрузии бассейна верхнего течения реки Витима и связанная с ними рудоносность.—Тр. 1-го совещ. по металлогении Западного Забайкалья. Иркутск, 1958.
- Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Об основных системах и типах тектонических структур мезозойско-кайнозойского континента Азии.—Тектоника Сибири, т. 1. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.
- Краснов В. П. О возрасте гранитоидов кыринского комплекса и их принадлежности к образованиям мезозойского тектоно-магматического цикла.—Вестн. науч. информ. Заб. отд. Геогр. об-ва СССР, 1966, № 5.
- Красный Л. И. Юрские и меловые гранитоиды в хребтах Становом, Джугджуре, Прибрежном и вопросы магматизма «внескладчатых» областей.—Изв. вузов, геология и разведка, 1960, № 3.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника.—Геол. и геоф., 1967, № 10.
- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма.—Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969.
- Кузьмин И. Я. К вопросу выделения скрытых поперечных ослабленных зон на Витимкан-Ципинском междуречье (Витимское плоскогорье).—Матер. по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР, вып. 10. Улан-Удэ, 1966.
- Курьянов Ф. К. Молибденовые рудопроявления Байкальской горной области.—Тр. 1-го совещ. по металлогении Западного Забайкалья. Иркутск, 1958.
- Кушнарев И. П. К вопросу об этапах минерализации Джидинского молибденово-вольфрамового месторождения.—Сб. науч. тр. Московского ин-та цветных металлов и золота, геол. и горное дело, № 16. М., 1947.
- Лесняк Р. В. Закономерности юрского интрузивного магматизма Шилко-Аргунского междуречья. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1966.
- Лобанов М. П. О магматизме северной части Байкальского хребта.—Новые данные по геологии нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области. М., «Недра», 1964.
- Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Мазарович А. Н. Основы геологии СССР. М.—Л., ОНТИ, 1938.
- Маринов Н. А. Геологические исследования Монгольской Народной Республики. М., «Недра», 1967.
- Мартинсон Г. Г. О разновозрастности континентальных отложений Забайкалья.—Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 2.
- Мартинсон Г. Г. Мезозойские и кайнозойские моллюски континентальных отложений Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии.—Тр. Байкальской лимнологич. станции АН СССР, т. 19, 1958.
- Масайтис В. Л., Старичкий Ю. Г. Об особом типе структур Восточной Азии.—Матер. по общей и региональной тектонике. Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 85. Л., 1963.
- Масайтис В. Л., Старичкий Ю. Г. Структуры «дива» Восточной Азии.—Строение и развитие земной коры (матер. 2-го Всес. совещ. по проблемам тектоники в Москве). М., «Наука», 1964.
- Мастюлин Л. А., Огородников В. Д. Пояса наложенной зональности геофизических полей Забайкалья и их металлогенетическое значение.—Вопр. геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 2(4). Чита, 1967.
- Мац В. Д. Верхний докембрий Западного Прибайкалья и Западной окраины Северо-Байкальского нагорья (стратиграфия и история развития). Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1965.
- Милунов В. Ф. Особенности тектоники и истории развития Чульманского прогиба и его положение среди мезозойских депрессий южноалданской системы. Автореф. канд. дисс. М., 1965.
- Михно Н. П. Мезозойский магматизм южной части Западного Забайкалья.—Матер. по геол. и полезным ископаемым Бурятской АССР, вып. 7. Улан-Удэ, 1961.
- Михно Н. П. Среднеюрские отложения. Верхнеюрские отложения.—Геология СССР, т. 35, Бурятская АССР, ч. 1. М., «Недра», 1964.
- Морковкина В. Ф. Химические анализы изверженных горных пород и породообразующих минералов. М., «Наука», 1964.

- Мулюков Э. М., Шпильков А. Л. О разломах северо-западного простирания в пределах Витимского плоскогорья (по аэрогеофизическим данным).— Вопр. геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 1 (3). Чита, 1966.
- Мушников А. Ф., Анашкина К. К., Олексив Б. И. Стратиграфия юрских отложений Восточного Забайкалья.— Матер. по геологии и полезным ископаемым Читинской области, вып. 2. М., «Недра», 1966.
- Нагибина М. С. Верхнемезозойские континентальные отложения Забайкалья, их состав и условия образования.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, геол. серия, 1951, т. 128 (49).
- Нагибина М. С. История развития структур Монголо-Охотского пояса.— Структуры земной коры и деформация горных пород. Докл. сов. геол. на XXI сессии МГК. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 79.
- Нагибина М. С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией.— Геотектоника, 1967, № 4.
- Нагибина М. С. Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса. М., 1969.
- Нагибина М. С., Лучицкий И. В. О структурном расчленении Забайкалья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 2.
- Налетов П. И. Геологические исследования долины верхнего течения р. Джиды.— Тр. Вост.-Сиб. гидрогеолого-геодезического треста, вып. 2. Иркутск, 1935.
- Налетов П. И. Молодые рудоносные интрузии Западного Забайкалья.— Матер. по геологии и полезным ископаемым, вып. 1(22). Иркутск, 1957.
- Налетов П. И. Стратиграфия центральной части Бурятской АССР. М., Гостеолтехиздат, 1961.
- Налетов П. И. Интрузивные горные породы центральной части Бурятской АССР. М., Гостеолтехиздат, 1962.
- Обручев В. А. Селенгинская Даурия. Орографический и геологический очерк. Л., 1929.
- Обручев В. А. Геология Сибири, т. 1—3. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935—1938.
- Одинцов М. М., Флоренсов Н. А., Хренов П. М. О размещении полезных ископаемых в геологической структуре Восточной Сибири.— Матер. по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Тр. Вост.-Сиб. филиала СО АН СССР, серия геол., вып. 14. Иркутск, 1958.
- Основы тектоники Китая. Пер. с китайск. под ред. Н. В. Тушицина. М., Гостеолтехиздат, 1962.
- Очиров Ц. О., Булнаев К. В., Доржиев В. С., Турунхаев В. И., Цырендоржиев Ц. Ц. Развитие мезозойских структур Западного Забайкалья. Улан-Удэ, 1965.
- Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезозойских структур Восточной Сибири и Великого рифта Африки и Аравии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948а, № 5.
- Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, серия геол., 1948б, вып. 99, № 31.
- Павловский Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 5.
- Павловский Е. В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 10.
- Падалка Г. Л. Геотектоническое районирование и некоторые вопросы металлогении Юго-Восточного Забайкалья.— Бюлл. ВСЕГЕИ, 1958, № 1.
- Повилайтис М. М. Соотношение оруденения с дайками как один из критериев генетической связи месторождений с интрузиями.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 1.
- Повилайтис М. М. Основные черты минералогии Джидинского молибдено-вольфрамового месторождения.— Тр. ИГЕМ, вып. 24, М., 1960.
- Повилайтис М. М. Новые данные о возрасте Джидинского молибдено-вольфрамового месторождения (Западное Забайкалье).— Докл. АН СССР, 1966, т. 166, № 2.
- Радкевич Е. А., Томсон И. Н., Горлов Н. В. О региональных поясах и зонах повышенной трещиноватости.— Сов. геол., сб. 53, 1956.
- Рик Л. П. Огнитский интрузивный комплекс.— Матер. по геологии и полезным ископаемым Иркутской области, вып. 1 (28), 1961.
- Розин М. И. Посленижнемеловой дайковый комплекс среднего течения р. Джиды (Западное Забайкалье).— Матер. по геологии и полезным ископаемым Востока СССР. Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 107. Л., 1964.
- Розин М. И. Особенности дифференциации Осиновской интрузии (Западное Забайкалье).— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 10.

- Русс В. В., Быковская Е. В. Сихотэ-Алиньская складчатая система.— Геологическое строение СССР, т. 3. Магматизм. М., «Недра», 1968.
- Салон Л. И. Геология Байкальской горной области, т. 2. Магматизм, тектоника, история геологического развития. М., «Недра», 1967.
- Салтыковский А. Я. Некоторые черты континентального вулканизма на примере Юго-Западного Забайкалья. М., «Наука», 1967.
- Салун С. А. Тектоника позднемеловых и кайнозойских вулканогенных и континентальных образований Сихотэ-Алиньской области.— Складчатые области Евразии (Матер. совещ. по проблемам тектоники в Москве). М., «Наука», 1964.
- Сапожников В. П., Сизых В. И. К стратиграфии пермо-триасовых образований Западного Забайкалья.— Зап. Заб. отд. Геогр. об-ва СССР, вып. 19. Чита, 1963.
- Сизых В. И. Магматизм Малханского и Заганского хребтов.— Тезисы докл. 2-й науч. конф. геол. секции им. Обручева. Чита, 1965.
- Сизых В. И. Разрывные тектонические нарушения Западного Забайкалья.— Изв. Заб. филиала Геогр. об-ва СССР, 1966, вып. 2.
- Сизых В. И. Геологическое строение и история развития Малханского антиклинория (Западное Забайкалье). Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1967.
- Скобло В. М. К вопросу о возрасте и стратиграфическом расчленении континентальных мезозойских отложений Гусиноозерской и других впадин Гусино-Удинской долины.— Сб. геол.-произв. информ. Бурятского геол. упр., № 3. Улан-Удэ, 1959.
- Скобло В. М. Меловая система.— Геология СССР, т. 35, Бурятская АССР, ч. 1. М., «Недра», 1964.
- Скобло В. М. Схема биостратиграфии юрских толщ Западного Забайкалья.— Вопр. геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 1(1). Чита, 1966.
- Скобло В. М. Биостратиграфия и остракоды мезозойских отложений Западного Забайкалья. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, Улан-Удэ, 1967.
- Скобло В. М., Лямина Н. А. Новые данные к решению вопроса о возрасте и стратиграфическом положении петропавловской свиты.— Матер. по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР, вып. 8. Улан-Удэ, 1962.
- Скобло В. М., Лямина Н. А. Биостратиграфия юрско-меловых терригенных и вулканогенно-осадочных образований Западного Забайкалья.— Тр. 2-го совещ. по металлогении Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1964.
- Скобло В. М., Лямина Н. А. Относительно тугуйского стратотипа.— Матер. по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР, вып. 9. Улан-Удэ, 1965.
- Скрипкина В. В. Щелочная вулканоплутоническая ассоциация пород нижнего течения р. Хилка (Юго-Западное Забайкалье).— Матер. по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР, вып. 9. Улан-Удэ, 1966.
- Смирнов А. Д., Булдаков В. В. Интрузивные комплексы Восточного Саяна. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Смолянский Е. Н. К металлогении Джидинского рудного района.— Тр. 1-го совещ. по металлогении Западного Забайкалья. Иркутск, 1958.
- Смолянский Е. Н. Об основных закономерностях в пространственном размещении молибденовых и вольфрамовых месторождений в Джидинском рудном районе.— Матер. по геологии рудных месторождений Западного Забайкалья, сер. геол., вып. 1. Изд. Вост.-Сиб. филиала СО АН СССР, 1960.
- Смолянский Е. Н. О последовательности формирования интрузивных комплексов Джидинского района.— Матер. по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР, вып. 6. Улан-Удэ, 1961.
- Соловьев В. А. О генетической связи кайнозойских и мезозойских впадин Западного Забайкалья с разновозрастными системами разломов.— Геол. и геофиз., 1963, № 4.
- Соловьев В. А. Мезозойская тектоника Прибайкалья и Забайкалья.— Вопр. геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 1(3). Чита, 1966.
- Соловьев В. А. Основные черты мезазойской тектоники Прибайкалья и Забайкалья. М., «Наука», 1968.
- Сперанская И. М. Охотско-Чукотское звено Восточно-Азиатского вулканического пояса.— Геологическое строение СССР, т. 3. Магматизм. М., «Недра», 1968.
- Тектоника Евразии (объяснительная записка к тектонической карте Евразии, масштаб 1:5 000 000). Гл. ред. А. Л. Яншин. М., «Наука», 1966.
- Тетяев М. М. К геологии и тектонике Забайкалья.— Вестн. Геол. комитета, 1927, т. 2, № 8—9.
- Тетяев М. М. К тектонике Восточной Сибири.— Геол. вестн., 1918—1921, т. 4, № 1—6.
- Томсон И. Н., Архангельская В. В., Семенова Н. Г. О системах глубинных разломов в Восточном Забайкалье.— Тр. ИГЕМ, вып. 84. М., 1962.

- Туговик Г. И. Стадии минерализации и генезис вольфрам-молибденовых месторождений Джидинского рудного узла.— Геол. и геофиз., 1964, № 2.
- Туговик Г. И., Скринников О. Т. Некоторые итоги изучения абсолютного возраста гранитоидов Джидинского рудного узла калияргониевым методом.— Тр. БКНИИ СО АН СССР, вып. 12. Улан-Удэ, 1963.
- Турунхаев В. И. Некоторые особенности развития мезозойского эффузивного вулканизма Западного Забайкалья.— Тр. БКНИИ, вып. 21. Улан-Удэ, 1966.
- Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— Сов. геол., 1959, № 3.
- Устиев Е. К. Охотский структурный пояс и проблемы вулканоплутонических формаций.— Проблемы магмы и генезиса изверженных пород. Изд-во АН СССР, 1963.
- Фаворская М. А. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алиня.— Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 7. М., 1956.
- Фаворская М. А. Чукотско-приморское звено Тихоокеанского вулканического пояса. Особенности магматизма и метаморфизма советского Дальнего Востока. М., «Наука», 1968.
- Фельдман В. И. Геологическое строение части бассейнов средних течений рек Ингоды и Хилка.— Тр. Читинского геол. упр., вып. 2. Чита, 1958.
- Фельдман В. И. Петрографо-геохимические особенности и генезис щелочных пород Тайдунского массива (Центральное Забайкалье).— Тезисы докл. 2-й науч. конф. геол. секции им. Обручева. Чита, 1965.
- Флоренсов Н. А. Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 2.
- Флоренсов Н. А. Геологическое строение Бурят-Монголии.— Матер. по изучению производительных сил БМАССР. Улан-Удэ, 1954.
- Флоренсов Н. А. К геологии межгорных впадин Прибайкалья и ближнего Забайкалья.— Матер. по изучению производительных сил БМАССР, вып. 2. Улан-Удэ, 1956.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья.— Тр. Вост.-Сиб. филиала АН СССР, вып. 19. М., 1960.
- Флоренсов Н. А. О мезозойской структуре Прибайкалья.— Тектоника Сибири, т. 1. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.
- Фогельман Н. А. Некоторые особенности тектоники и магматизма этапа позднемезозойского сводового развития Забайкалья.— Тезисы докл. 1-й науч. конф. геол. секции Заб. отд. Геогр. об-ва СССР. Чита, 1964.
- Фогельман Н. А. Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений.— Тр. ЦНИГРИ, вып. 84. М., 1968.
- Фомин И. Н. Нижнемезозойские эффузивно-туфогенные образования бассейна верхнего течения реки Хилка.— Зап. Заб. отд. Геогр. об-ва СССР, вып. 19. тр. геол. секции, № 1. Чита, 1963.
- Фомин И. Н. Особенности геологического развития Малханской структурно-формационной зоны Западного Забайкалья. Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1966.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.
- Хаин В. Е. Возрождение (эпи платформенные) орогенные пояса и их тектоническая природа.— Сов. геол., 1965, № 7.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 91. М., 1963.
- Холод Ю. М. К методике геологического картирования мезозойских эффузивных толщ юга Бурятии.— Матер. по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР, вып. 10. Улан-Удэ, 1966.
- Хольтедаль У. Геология Норвегии, т. 1. М., ИЛ, 1957.
- Хренов П. М. Магматические горные породы центральной части Икатского хребта и некоторые вопросы металлогении.— Матер. по изучению производительных сил БМ АССР, вып. 3. Улан-Удэ, 1957.
- Хренов П. М. Каледонские магматические породы Саяно-Байкальской горной области и проблемы их металлогении.— Проблемы тектоники. М., Гостеолтехиздат, 1961.
- Хренов П. М. Некоторые замечания к тектонической карте Евразии и монографии «Тектоника Евразии».— Геотектоника, 1968, № 5.
- Хренов П. М., Бухаров А. А., Шерман С. И. и др. Краткий очерк разломной тектоники юга Восточной Сибири и некоторых черт ее металлогении.— Изв. Заб. отд. Геогр. об-ва СССР, т. 4, вып. 4. Чита, 1968.
- Хренов П. М., Комаров Ю. В. О положении вулканических поясов в структуре Восточной Азии.— Тектоника советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий. М., «Наука», 1968.

- Хренов П. М., Комаров Ю. В., Бухаров А. А. и др. О вулcano-плутонических поясах юга Восточной Сибири.— Докл. АН СССР, 1965, т. 160, № 6.
- Хренов П. М., Комаров Ю. В., Бухаров А. А. и др. Вулканические пояса юга Восточной Сибири и их рудоносность.— Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., «Наука», 1966.
- Хренов П. М., Комаров Ю. В., Шерман С. И. О структурно-тектоническом положении вулcano-плутонических поясов (на примере юга Восточной Сибири).— Тезисы докл. на симпозиуме по проблеме «Вулкано-плутонические формации и их рудоносность», ч. 1. Алма-Ата, 1965.
- Хренов П. М., Рафиевко Н. И. Некоторые вопросы металлогении редких металлов Северо-Западного Забайкалья.— Тр. 1-го совещ. по металлогении Западного Забайкалья. Иркутск, 1958.
- Хренов П. М., Рафиевко Н. И. К металлогении Северо-Западного Забайкалья.— Матер. по геологии рудных месторождений Западного Забайкалья. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та, вып. 2. Иркутск, 1960.
- Цырендоржиев Ц. Ц. Элементы тектоники Западного Забайкалья по данным гравиметрических и магнитометрических исследований. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1966.
- Чень Го-да. Характеристика и природа дива-региона сравнительно с так называемой параплатформой.— Дичжи сюэбао. Acta geol. sinica, 1960, v. 40, № 2 (пер. с китайск.).
- Чень Го-да. Область дива — послеплатформенная подвижная область нового типа.— Scientia sinica, 1965, v. 14, № 10 (пер. с китайск.).
- Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. М., Гостеолтехиздат, 1956.
- Чирвинский П. Н. Средний химический состав главных минералов изверженных, метаморфических и осадочных пород. Харьков. Изд-во Харьковского гос. ун-та, 1953.
- Чупров В. В. Щелочные интрузии Западного Забайкалья и основные особенности их строения.— Докл. АН СССР, 1963, т. 151, № 6.
- Шейманн Ю. М. Области интрузий в пределах рам складчатости и их значение.— Сов. геол., 1958, № 1.
- Шелковников А. Д. О комагматичности некоторых интрузивных комплексов северо-западной части Восточного Саяна.— Матер. по геологии и полезным ископаемым Красноярского края, вып. 3. Красноярск, 1962.
- Шелковников А. Д. Петрология комагматичных вулканических и плутонических формаций западной части Восточного Саяна. Автореф. канд. дисс. Томск, 1969.
- Шмотов А. П. Метаморфизм киммерийских и каледонских гранитоидов и его различие в Джидинском районе.— Матер. совещ. по расчл. гран. Забайкалья. Улан-Удэ, 1960.
- Шталь Н. В., Козубова Л. А., Павлова В. В. и др. Забайкалье.— Геологическое строение СССР, т. 3. Магматизм. М., «Недра», 1968.
- Шужанов В. М. Девонский вулканизм юга Центрального Казахстана. Автореф. канд. дисс. Алма-Ата, 1968.
- Щеглов А. Д. Мезозойские эндогенные рудные формации активизированных складчатых областей Забайкалья.— Рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1965.
- Щеглов А. Д. Главные особенности металлогении областей автономной активизации.— Докл. АН СССР, 1966, т. 169, № 2.
- Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., «Недра», 1968.
- Язмир М. М. Биостратиграфия и археоцитаты раннего палеозоя Байкало-Витимской горной страны. Автореф. канд. дисс. Иркутск — Улан-Удэ, 1968.
- Larsen E. S. Petrographic Province of Central Montana.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1940, v. 51, № 6, June.
- Mac Gregor M., Mac Gregor A. G. British regional geology. The Midland valley of Scotland, 2-nd, London, 1948.

## О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие . . . . .	5
Введение . . . . .	6
<i>Глава I.</i> Краткий очерк стратиграфии мезозойских отложений и схема магматизма . . . . .	10
Стратиграфия . . . . .	10
Схема магматизма . . . . .	20
<i>Глава II.</i> Мезозойские внегеосинклинальные магматические формации . . . . .	30
О методе петрохимических построений . . . . .	30
Магматические формации нижнемезозойского структурного яруса . . . . .	35
Магматические формации верхнемезозойского структурного яруса . . . . .	61
<i>Глава III.</i> История орогенной активизации . . . . .	95
Раннемезозойский этап . . . . .	95
Позднемезозойский этап . . . . .	100
<i>Глава IV.</i> Сопоставление внегеосинклинального (мезозойского) и геосинклинального (раннекаледонского) магматизма . . . . .	107
Доинверсионные магматические формации эвгеосинклинальной зоны . . . . .	109
Магматические формации орогенного этапа развития геосинклинали . . . . .	111
<i>Глава V.</i> Внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья — отражение автономной орогенной активизации . . . . .	124
<i>Глава VI.</i> Внегеосинклинальный магматизм областей орогенной активизации . . . . .	130
Заключение . . . . .	141
Приложение. Усредненные химические анализы мезозойских магматических пород Западного Забайкалья . . . . .	143
Литература . . . . .	148

## C O N T E N T S

Preface . . . . .	5
Introduction . . . . .	6
<i>Chapter I.</i> A Brief outline on stratigraphy of mesozoic deposits and a magmatism pattern . . . . .	10
Stratigraphy . . . . .	10
Sequence of magmatism . . . . .	20
<i>Chapter II.</i> Mesozoic non-geosynclinal magmatic formations . . . . .	30
On the applied method of petrochemical constructions . . . . .	30
Magmatic formations of Lower Mesozoic structural stage . . . . .	35
Magmatic formations of Upper Mesozoic structural stage . . . . .	61
<i>Chapter III.</i> The History of orogenic activation . . . . .	95
Early Mesozoic stage . . . . .	95
Late Mesozoic stage . . . . .	100
<i>Chapter IV.</i> Correlation of non-geosynclinal (Mesozoic) and Geosynclinal (Early Caledonian) Magmatism . . . . .	107
Pre-inversional magmatic formations of the eugeosynclinal zone . . . . .	109
Magmatic formations of the orogenic stage of the geosynclinal development . . . . .	111
<i>Chapter V.</i> Non-geosynclinal magmatism of West transbaikalia as a reflection of autonomous orogenic activation . . . . .	127
<i>Chapter VI.</i> Non-geosynclinal magmatism of the areas of orogenic activation . . . . .	130
Conclusion . . . . .	141
Supplement. Averaged chemical analyses of mesozoic magmatic Rocks . . . . .	143
Literature . . . . .	148

Цена 1 р. 36 к.

506