



Н.П. ЛУПАНОВА

**ФОРМАЦИИ  
МАГМАТИЧЕСКИХ  
ПОРОД  
НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО  
ПАЛЕОЗОЯ**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,  
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

Н. П. ЛУПАНОВА

552.3

ФОРМАЦИИ  
МАГМАТИЧЕСКИХ  
ПОРОД  
НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО  
ПАЛЕОЗОЯ  
(СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ)

1615



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
Москва 1975



Формации магматических пород нижнего и среднего палеозоя (Северный Кавказ). Лупанова Н.П., "Наука", 1975 г.

Работа посвящена характеристике осадочно-вулканогенных толщ нижнего и среднего палеозоя Передового хребта Северного Кавказа. Даются описание геологических разрезов, подробные петрохимические, петрографические и геохимические характеристики, метаморфизм, данные абсолютного возраста пород; указываются время образования колчеданных руд, типы магматических формаций, состав первоначальной магмы и местоположение магматических очагов в раннем и среднем палеозое.

Таблиц 34. Библ. 107 назв. Илл. 88. Фототабл. 6.

Ответственный редактор  
член-корреспондент АН СССР  
Г.Д.АФАНАСЬЕВ

## ВВЕДЕНИЕ

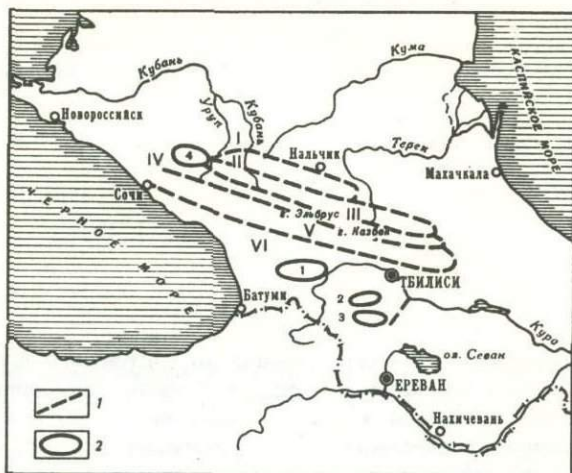
Геологическое строение Большого Кавказа до настоящего времени остается еще недостаточно изученным, а имеющиеся опубликованные данные по стратиграфии и возрасту свит палеозоя часто разноречивы. Наибольшее количество работ посвящено вопросам тектоники и вещественному составу горных пород. Очень мало детальных химико-петрографических описаний горных пород с указанием их характерных особенностей, слабо изучены степень и характер метаморфизма и причины последнего. Характеристики свит, слоев и горных пород относятся преимущественно к районам сульфидных обогащений и в меньшей степени посвящены районам асбестовой (актинолитовой) и апатитовой минерализации. Эти характеристики появились только в последнее время в связи с разведочными работами, проводимыми на этих месторождениях.

Познание строения и состава зеленокаменных ниже- и среднепалеозойских толщ Большого Кавказа является одной из важнейших задач исследований Кавказского хребта. Большой Кавказ представляет собой область с необычайно сложной тектоникой, пережившую несколько складчатых эпох. Многочисленные разломы, раздробившие хребет на блоки и глыбы, перемещенные на различные уровни, выполнены разновозрастными, от докембрия до мезозоя - кайнозоя включительно, интрузиями, гипабиссальными телами и дайками разного состава, завуалировавшими эти разломы. С последними связаны проявления неоднократного регионального и наложенного контактового метаморфизма.

Сильно задернованные вершины гор, залесенные горные склоны, крутые борта долин и русел многих ручьев еще более затрудняют изучение строения района. Горные породы наиболее древних свит нижнего палеозоя сильно изменены, иногда нацело, без сохранения следов первичных структур и минералов. И лишь изредка реликты первоначальных структур пород как бы просвечивают сквозь вторичные образования, возникшие при последующем метаморфизме. Находки фауны в свитах нижнего палеозоя являются единичными, а фауна среднепалеозойских толщ часто настолько изменена, что не поддается точному определению, и ее органическое происхождение даже оспаривается. Это также осложняет расчленение толщ и определение их возраста, вызывает разногласия среди исследователей Большого Кавказа. Определения абсолютного возраста зеленокаменных пород не всегда надежны, и чаще удается установить только возраст их метаморфизма. Расчленить эти образования на свиты, подсвиты и слои с их точной возрастной датировкой позволяет присутствие микрофауны и фауны в филлитах, аргиллитах и известняках верхнего девона и нижнего карбона.

Геологические исследования нижепалеозойских толщ Большого Кавказа мы проводили на Северном склоне Западного Кавказа в структурно-формационных зонах Передового и Главного хребтов и Лабино-Малжинской (Бечасынской) зоне (фиг. 1).

В пределах структурно-формационной зоны Передового хребта наблюдениями была охвачена западная часть района между р. Малой Лабой, включая нижнее течение р. Уруштен, хребтом Дженту с хребтом Белые Скалы, горой Большой Пцицер, в верховьях и среднем течении р. Бескес с притоками (ручьи Красный, Власенкова, Ажиновы, р. Пцицерка и др.); исследования также велись по



Фиг. 1. Схематическая карта структурно-формационных зон Кавказа (Абдуллаев, Афанасьев и др., 1969)

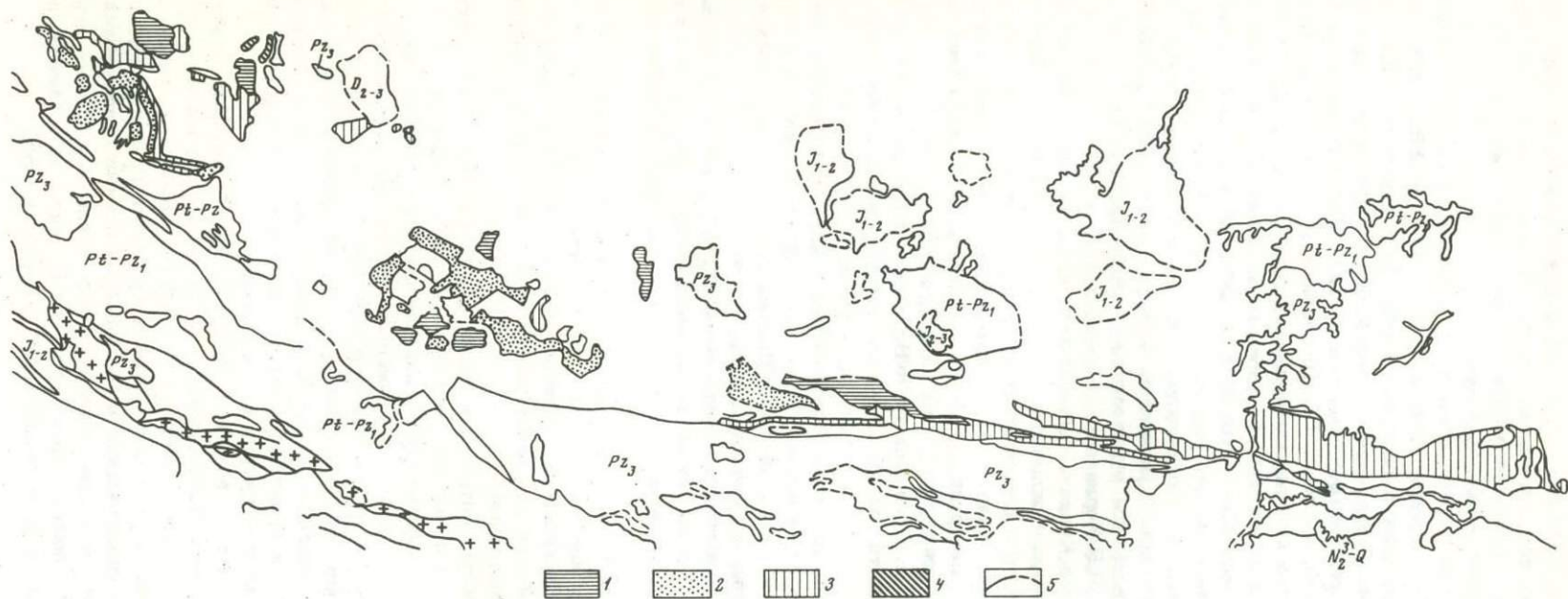
1 - границы зон: I - Лабино-Малкинской (Бечасынской), II - Передового хребта, III - Главного хребта, IV - осевой Главного хребта, V - складчатой южного склона, VI - Грузинской глыбы; 2 - массивы: 1 - Дзирульский, 2 - Храмский, 3 - Лохский, 4 - Даховский

р. Большой Лабее, между балкой Россыпной и поселками Рожкао и Азиатским, по р. Большой Зеленчук ниже пос. Архыз; в коленообразном изгибе р. Марухи; по р. Даут и р. Кубани ниже выходов гранитоидов Главного хребта; в верховьях р. Худес по его притокам - ручьям Кислому и Горелому.

В пределах Лабино-Малкинской (Бечасынской) зоны материал был собран по р. Большой Лабее в районе устья и низовьев р. Бескес; по руч. Псекенче - левому притоку р. Уруп; по р. Малке - между ее левыми притоками - реками Большой Лахран и Хасаут; по самим Большому Лахрану и Хасауту до пос. Хасаут и по притокам р. Хасаут - Шиджатмас, Урлеш и Мушт.

В районе Грузинской глыбы нами было сделано пересечение Дзирульского кристаллического массива от восточного конца Рикотского перевала по р. Рикатуле до ее впадения в р. Дзирулу и далее по р. Дзируле до ее впадения в р. Квирилу. Был собран материал также вдоль нижнего течения р. Думалы, правого притока р. Дзирулы.

До настоящего времени не существовало опубликованных карт и детальных описаний магматических формаций Кавказского хребта, и только в 1971 г. появилась первая карта магматических формаций Большого Кавказа (составленная Г.Д. Афанасьевым и группой сотрудников Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР (ИГЕМ) - А.М. Борсук, Л.А. Кондаковым, Н.П. Лупановой, В.В. Плошко (1971; фиг. 2). Карта составлена на основе личных исследований и использования материалов по геокартированию, полученных северокавказскими геологическими организациями. Однако составители карты убедились, что еще далеко не все вопросы геологической петрологии Кавказа решены однозначно (Афанасьев и др., 1971). Карта сопровождается объяснительной запиской и является первой попыткой связать воедино разнообразный геологический материал, охватывающий всю сложную и продолжительную магматическую историю формирования Большого Кавказа от начала образования хребта - от докембрия - до настоящего времени. Наиболее сложными по строению и составу - и в то же время наименее изу-



Фиг. 2. Схема магматических формаций Северо-Западного Кавказа (Афанасьев, Борсук и др., 1970)

Формации: 1 - базит-трахитовая, 2 - габбро-диорит-плагиогранитная (Pz<sub>1</sub>), 3 - кератофир-диабазовая (Pz<sub>1</sub> и Pz<sub>2</sub>), 4 - гнейсо-гранитная; 5 - границы структурно-формационных зон

ченными – являются древнейшие – докембрийские и нижнепалеозойские толщи. Если нижнепалеозойская история формирования Кавказа в какой-то степени изучена и сопоставление нижнепалеозойских толщ разных районов возможно, то докембрий реконструирован наиболее слабо.

Изучение докембрийского кристаллического основания Кавказской складчатой области было начато сотрудниками ИГЕМ АН СССР в 1971 г.

Исследования палеозойских толщ проводились под руководством Г.Д.Афанасьева. В сборе полевых материалов, помимо автора, принимали участие З.А.Сазонова и В.Т.Кудрявцев; фотографии выполнены В.Т.Кудрявцевым, Г.Г.Сопочкиным, С.Ф.Давидюком, частично В.И.Грязевой и А.А. Семичастным.

Камеральная обработка материалов проводилась в ИГЕМ АН СССР при участии В.Т.Кудрявцева; аналитические работы выполнены в соответствующих лабораториях ИГЕМ (фамилии аналитиков указаны в таблицах химических анализов). Спектральные анализы сделаны А.С.Дудькиной, А.Ф.Мартыновой, Р.В.Кортман; определения абсолютного возраста – Л.Л.Шаниным и И.В.Борисевич; определения акцессорных минералов – Е.Д.Надеждиной и Т.С.Магидович; микрофотографии выполнены под руководством В.А.Кузьмина, чертежные работы – под руководством Н.В.Корнеевой.

Образования Большого Кавказа собраны в крупные складки северо-западного простирания, осложненные складками второго, третьего и более высоких порядков северо-западного и северо-восточного простираний. Кроме того, Кавказская геосинклинальная область расчленена субширотными и меридиональными разломами на крупные структурно-формационные зоны и блоки, приподнятые или опущенные друг относительно друга.

По представлениям Е.Е.Милановского и В.Е.Хаина (1963), в состав Кавказской складчатой области входят следующие структурно-формационные зоны (с севера на юг):

I. Предкавказская эпигерцинская платформа со складчатым основанием, сложенным породами палеозоя, и чехлом, состоящим из пород мезозойского и кайнозойского возраста. В средней части Предкавказья складчатое основание сильно приподнято и образует Ставропольское поднятие.

II. Эпигерцинская платформа, которая южнее Ставропольского поднятия сочленяется с мегантиклинорием Большого Кавказа, отделенным от этого поднятия на западе Кубанским, а на востоке Терским передовыми (краевыми) прогибами.

III. Мегантиклинорий Большого Кавказа с асимметричным поперечным сечением, с более крутым южным крылом и более пологим северным. В продольном направлении мегантиклинорий расчленен на несколько опущенных и приподнятых участков, наиболее приподнят центральный, наиболее погружены северо-западный и юго-восточный.

В наиболее приподнятой центральной части северного крыла мегантиклинория, между реками Белой и Черексом, с севера на юг выделяются: 1) Лабино-Малкинская зона; 2) Тырнауз-Пшекишская шовная зона, ограниченная длительно развивающимися разломами и сложенная сильно смятыми породами палеозоя; 3) зона Главного хребта Центрального Кавказа – мощный горстообразный выступ палеозойского фундамента, прорванный гранитоидами верхнего палеозоя; 4) эвгеосинклинальная Сванетская зона южного склона. Палеозойское основание этой зоны в пределах Центрального Кавказа выходит на поверхность там, где зона наиболее сужена и приподнята.

Далее на юг эти же авторы выделяют еще ряд зон, из которых наиболее интересной для нас является Закавказская межгорная зона с наиболее приподнятым участком – Дзирульским массивом (Сурамский хребет), сложенным древними метаморфическими сланцами и мраморами нижнего палеозоя, герцинскими и среднеюрскими гранитоидами и мезо-кайнозойскими отложениями.

Г.Д.Афанасьев с группой исследователей, в том числе и с автором настоящей работы (1968) опубликовал схему строения Кавказа, включающую шесть структурно-формационных зон, расположенных с севера на юг.

I. *Лабино-Малкинская (Бечасынская) зона.* В пределах изученного нами участка она охарактеризована выходами кристаллических сланцев докембрия, нижне- и среднепалеозойских метаморфических сланцев и ультрабазитов (Беденский массив). Последние прорваны гнейсированными гранитоидами нижнего палеозоя.

II. *Бескесско-Марухская зона,* сложенная филлитовыми сланцами, вулканогенами (в верхах субщелочными) и гипабиссальными телами основного и кислого состава (реки Никитина, Андрюк, Бескес, Большая Лаба, Уруп, Маруха, Теберда около пос. Нижне-Тебердинского). Породы этой зоны имеют средне-позднедевонский возраст.

III. *Зона Передового хребта,* характеризующаяся мозаичным строением. Она состоит из тектонических клиньев различных разделов палеозоя. Благодаря поперечным дислокациям в бассейне Большой и Малой Лабы и р. Белой обнаруживается горстовое поднятие зоны с выходом на земную поверхность гранитоидов уруштенского комплекса и субстрата из кристаллических и метаморфических сланцев, возраст которых не моложе ордовика. Северная часть зоны Передового хребта (между реками Большая Лаба и Теберда) представляет собой мозаику из клиньев позднепалеозойского возраста (верхнего девона, всего карбона и нижней перми). В южной части, по рекам Даут и Кубань, повторяется разрез северного крыла антиклинали; на реках Уруп и Маруха — южнее с. Марухи — выходят породы урупской серии, слагающие северное крыло. Кристаллические сланцы докембрия вскрыты на участке между реками Кубань и Ардон. Зона Передового хребта граничит с Бескесско-Марухской зоной по разрыву, к которому приурочены дайки пермских порфиров.

IV. *Зона гранитоидов Главного хребта.*

V. *Осевая зона Главного хребта.*

VI. *Зона южного склона Главного хребта.*

Позднее Г.Д.Афанасьев (Абдуллаев, Афанасьев и др., 1969) опубликовал схему расположения структурно-формационных зон на всем протяжении Кавказского хребта от Черного моря до Каспийского (см. фиг. 1). На этой схеме показаны также структурно-формационные зоны северного и южного обрамлений Кавказа; соответственно Лабино-Малкинская зона и Грузинская глыба с массивами Дзирульским, Храмским и Лохским.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ТЕКТОНИКА НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА

О строении зеленокаменной толщи палеозоя западной части района в настоящее время существует два основных представления.

Согласно первому представлению зеленокаменная толща палеозоя состоит из сланцев двух метаморфических серий: нижней — предположительно досилурийской и верхней — девонской. Среди исследователей Кавказа этого представления придерживаются В.Н.Робинсон (1932), Г.Д.Афанасьев (1958), (Афанасьев и др., 1968, 1971), Е.А.Снежко и ряд геологов Северо-Кавказского рудоуправления (СКРУ), автор настоящей работы. Эту же точку зрения разделял и Д.С.Кизевальтер до работ С.М.Кропачева (Ажгирей, 1962).

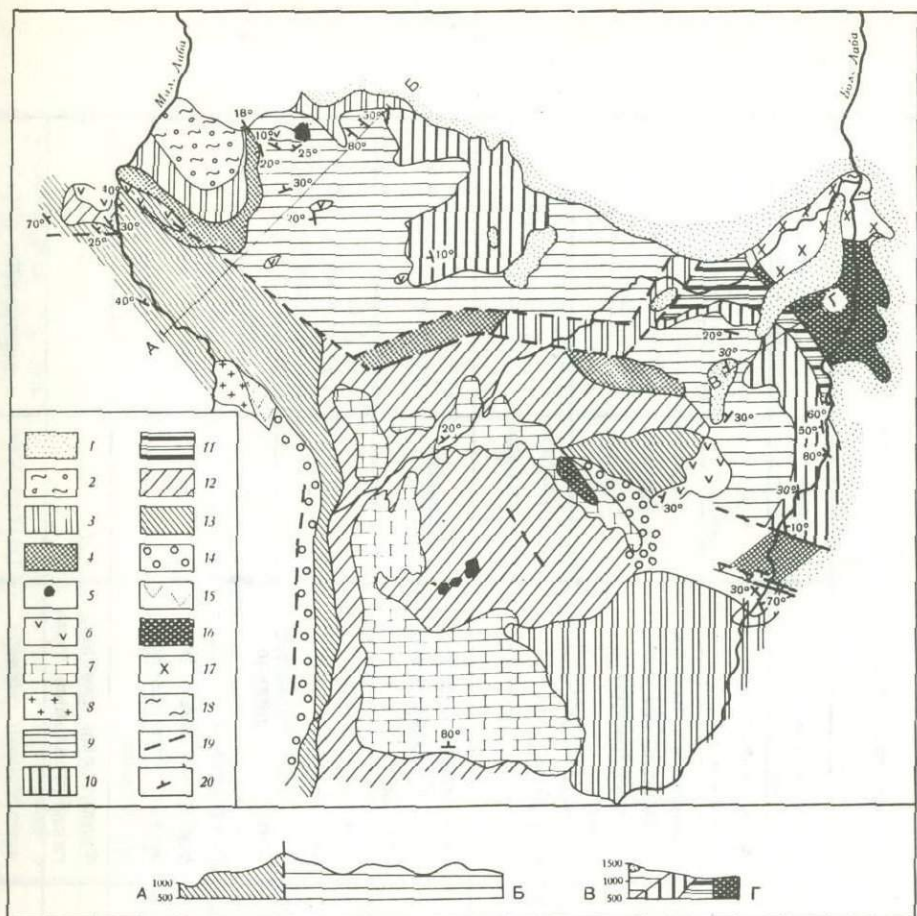
Эти исследователи проводят границу между нижним и средним палеозоем по северо-западному разлому, отделяющему Бескесско-Марухскую зону от зоны Передового хребта. Исключение составляют Е.А.Снежко и группа геологов СКРУ, которые считают, что западнее р. Уруп граница проходит по разломам, разделяющим эти две зоны, а восточнее — от слияния рек Малый Кяфар и Кяфар-Агур, по полосе выходов основных интрузий, расположенных севернее горы Карабек (Кропачев, 1962).

Сторонники другого представления считают все породы зеленокаменной толщи, развитой западнее р. Кубани, разновозрастными — среднепалеозойскими. Этой точки зрения придерживаются Ю.Д.Бочковой (1954), В.А.Мельников (1959), С.М.Кропачев (1962), Д.С.Кизевальтер (Ажгирей, 1962), И.В.Круть (1965). Первые два автора относят известняки хр. Дженту к среднему девону, С.М.Кропачев — к нижнему карбону.

Наконец, следует отметить крайнюю точку зрения С.С.Кузнецова (1956), который пришел к выводу, что осадки нижнего и среднего девона на Северном Кавказе неизвестны.

Зеленые сланцы Северо-Западного Кавказа в пределах бассейнов рек Малая Лаба — Кубань (включительно) расчленены нами на две разновозрастные серии метаморфических сланцев: нижнепалеозойскую (Сп) и среднепалеозойскую ( $D_2 - C_1$ ). Первая вскрыта на земной поверхности в горстовом поднятии Передового хребта между реками Малая и Большая Лаба, в верхних течениях рек Большой Зеленчук и Маруха, на р. Даут вниз по течению от выходов гранитоидов Главного хребта. Вторая обнажается в Бескесско-Марухской зоне между руч. Никитина и р. Кубань и в тектонических клиньях зоны Передового хребта на реках Большой Зеленчук, Маруха, Аксаут, Даут и Кубань.

Нижняя серия метаморфических сланцев подстилается кристаллическими сланцами и гнейсами (Робинсон, 1932; Бессонов, 1938 а, б; Афанасьев, 1950, 1958; Самохин, 1962; Плошко, 1965; Срабонян, 1967 и др.). В породах этой серии расположены многочисленные тела ультрабазитов, изученные Г.Д.Афанасьевым (1950, 1958; Афанасьев и др., 1968), Н.Д.Соболевым (1952) и В.В.Плошко (1965), тела амфиболитов и полевошатовых амфиболитов (метаморфизованного габбро), интрузии и дайки гранитоидов уруштенского комплекса (Афанасьев, 1950, 1958; Плошко, 1965), гипабиссальные тела и дайки горных пород различного возраста и состава. Последние сложены палеоандезитами, палеодацитами, гранит-порфирами, кератофирами, кварцевыми порфирами и габбро-диабазами (Дьяконова-Савельева, 1936; Игнатъев, 1936; Афанасьев, 1950, 1958; Плошко, 1965; Афанасьев и др., 1968; Абдуллаев, Афанасьев и др., 1969; Лупанова, 1969).



Фиг. 3. Геологическая схема района средних течений Малой и Большой Лабы

1 - отложения юры; 2 - отложения триаса; 3 - отложения перми; 4 - отложения карбона; 5 - кварцевые порфиры (дайки) и др. ( $Pz_3$ ); 6 - липаритовые порфиры ( $Pz_2$ ); 7 - известняки ( $D_2-C_1$ ); 8 - гранодиориты ( $D_2$ ); 9 - семиродниковская (карджурская) свита ( $D_2-3$ ); 10 - сосновская свита ( $D_2^2$ ); 11 - андрюкская свита ( $D_2^1$ ); 12 - кутанская свита ( $Pz_1$ ); 13 - чернореченская свита ( $Pz_1$ ); 14 - кристаллические сланцы ( $Pt?$ ), 15 - кристаллические сланцы переходного типа ( $Pt?$ ), выделенные В.В. Плешко; 16 - серпентиниты ( $Pt?$ ); 17 - гнейсо-граниты ( $Pt?$ ); 18 - гнейсы ( $Pt?$ ); 19 - разломы; 20 - элементы залегания; АБ и ВГ - линии разрезов

В табл. 1 приведена схема геологического строения Кавказской геосинклинали и ее северного и южного обрамлений, дан порядок расположения свит и магматических формаций, приведен их состав. Материал расположен в обычном порядке: от более древних образований к более молодым.

Нижнюю толщу зеленых сланцев мы расчленили на две свиты (снизу вверх): нижнюю - чернореченскую и верхнюю - кутанскую<sup>1</sup>. Названия свит даны по наименованиям районов, в которых эти свиты представлены наиболее полно (фиг. 3).

<sup>1</sup> Кутанскую свиту нижнего палеозоя не следует смешивать с кутанским горизонтом низов верхней перми (Круглов, Робинсон, 1968).

Таблица 1

Схема геологического строения Большого Кавказа и его северного и южного обрамлений в раннем и среднем палеозое

Группа (эра)	Система (период)	Отдел (эпоха)	Южное обрамление, Грузинская глыба	Кавказская геосинклиналь		Северное обрамление	
			Состав	Свита	Состав	Свита	Состав
Верхний палеозой	Каменноугольная	C <sub>2</sub>	—	—	Осадочные породы и эффузивы	—	—
		C <sub>1</sub>	—	Кыркольская	Филлитовые сланцы, песчаники, эффузивы, конгломераты, фауна C <sub>1</sub>	—	—
Средний палеозой	Девонская	D <sub>3</sub> <sup>2</sup>	—	Уруштенский комплекс*	Гранитоиды, 370-360 млн. лет	—	—
			—	Пастуховская	Известняки с фауной D <sub>3</sub> <sup>2</sup> , филлитовые сланцы	—	—
		D <sub>3</sub> <sup>1</sup> или D <sub>2-3</sub>	—	Семиродниковская (картджурская)	Контрастная формация с повышенной щелочностью. Колчеданное оруденение	—	—
		D <sub>2</sub> <sup>2</sup>	—	Кызылкольская и сосновская	Контрастные кератофир-диабазовые формации. Колчеданное оруденение	—	—
		D <sub>2</sub> <sup>1</sup>	—	Андрюкская	Филлитовые сланцы, гипабиссальные тела	—	—
		D <sub>1</sub>	—	—	—	—	—

	Силурийская	S <sub>2</sub>	—	—	Филлитовые сланцы с фауной S <sub>2</sub>	Лахранская	Филлитовые сланцы и известняки с фауной S <sub>2</sub> , конгломераты
		S <sub>1</sub>	—	—	—	—	—
Нижний палеозой	Ордовикская	O <sub>2</sub> O <sub>1</sub>	—	—	Гранитоиды 450-430 млн. лет	—	—
	Кембрийская	St <sub>3</sub>	—	Кутанская	Последовательно-дифференцированная базальтовая формация	—	Известняки с фауной St <sub>2</sub> (глыбы в отложениях S <sub>2</sub> )
		St <sub>2</sub>	—			—	
St <sub>1</sub>	Филлитовые сланцы с линзами известняков с фауной St <sub>1</sub>	Чернореченская	Контрастная кератофир-диабазовая формация. Колчеданное оруденение	Урлешская	Песчаники, алевролиты, конгломераты		
Протерозой	Протерозойская	—	—	Более 500 млн. лет начало заложения геосинклинали		Шиджатмасская	Филлитовые сланцы, алевролиты, песчаники, конгломераты
		—	—	—	Кристаллические сланцы, амфиболиты	Малкинская	Филлитовые сланцы, туфосланцы, эффузивы
		Кристаллические сланцы и гнейсы	—	—	Кристаллические сланцы и гнейсы	Муштинская	Кристаллические сланцы и гнейсы

\* Гранитоиды уруштенского комплекса, по-видимому, одновременны с образованиями сосновской — низов семиродниковской свит.

1. Река Малая Лаба (среднее течение) и ее притоки в среднем течении пересекают структурно-формационную зону Передового хребта. Эта зона складывается крупной актиклональной складкой (пологой брахиантиклиналью) первого порядка северо-западного простирания ( $305-310^{\circ}$ ), осложненной брахиантиклиналями, брахисинклиналями второго, третьего и более высоких порядков и взбросами (Плошко, 1965). Ось антиклинали первого порядка испытывает максимальное поднятие в бассейнах рек Большой, Малой Лабы и Белой, где и выходят наиболее древние образования. Район, расположенный между кордоном Третья Рота и р. Уруштен, в пределах выходов зеленокаменной толщи (около 8 км) собран в складки второго порядка, имеющие северо-западное простирание. Часть северо-восточного крыла одной из таких складок вскрыта нижним течением руч. Буруны. В ядре складки первого порядка залегают породы "древнего субстрата" (Афанасьев, 1950), кристаллические и зеленые сланцы нижнего палеозоя.

В районе рек Малой Лабы и Уруштен, по В.В.Плошко (1965), кристаллические сланцы свиты имеют северо-западное простирание с падением на северо-восток под углом не более  $60^{\circ}$ . Местами (верховья руч. Буруны) падение их становится вертикальным. Выше по ручью, в районе Больших Водопадов, они меняют падение на юго-восточное ( $240-250^{\circ}$ ) под углом  $45-60^{\circ}$ . Породы переходной свиты соприкасаются с зеленокаменной чернореченской свитой по крупному разлому северо-западного простирания. На р. Уруштен, в 300 м выше устья р. Армовки, сланцы переходной свиты имеют падение на северо-запад  $290^{\circ}$ .

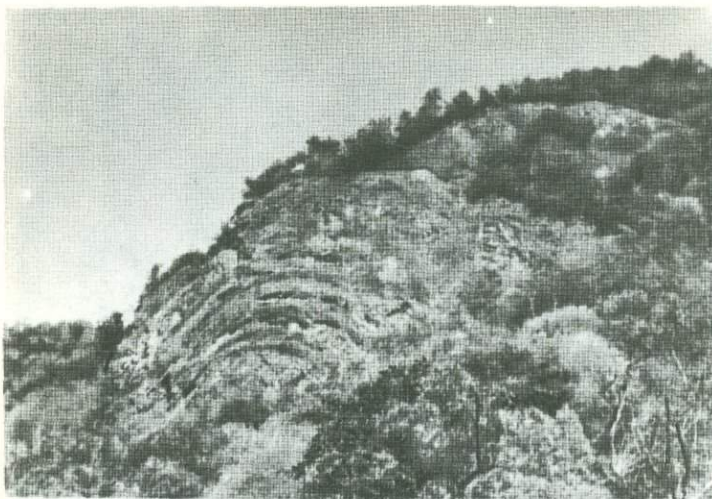
Изменение элементов залегания обусловлено внедрением интрузивных масс разнообразного состава. В указанном районе В.В.Плошко (1965) установил существование трех параллельных разломов северо-западного простирания, по которым произошло внедрение крупных интрузивных масс гранитоидов уруштенского комплекса.

Район нижнего течения р. Уруштен, включая гору Голую, осложнен брахискладками третьего порядка, субмеридионального простирания, длиной 1,5-3 км. Брахискладки у пос. Верхний Кутан ограничены экструзивным куполом дацитовых порфиров верхнего палеозоя, а южнее срезаны субширотным разломом, по которому течет р. Уруштен. Первая (западная) брахиантиклиналь прослеживается на левом берегу р. Уруштен, в 3 км от устья, где она образует высокую отвесную скалу. Падение северо-восточного крыла этой складки составляет  $40-70^{\circ}$ . Вторая (восточная), параллельная первой, брахиантиклиналь хорошо видна в левом борту долины вблизи устья реки (фиг. 4). Угол падения крыльев складки изменяется от  $40-90$  до  $20-25^{\circ}$ .

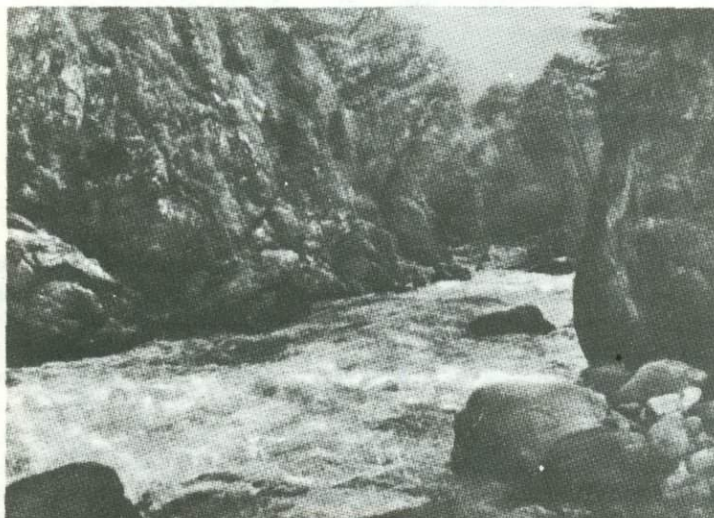
Третья брахиантиклиналь, параллельная двум вышеуказанным, слагает восточный борт долины р. Малой Лабы. С юга она ограничена западным продолжением субширотной антиклональной складки горы Хацавитой, с севера - горой Голой. Эта брахиантиклиналь служит водоразделом между правыми притоками р. Малой Лабы и левыми - руч. Никитина. Четвертая брахиантиклиналь располагается восточнее предыдущей и находится уже в Бескесско-Марухской зоне. Она протягивается на север от горы Хацавитой и служит водоразделом между правыми притоками балки Никитиной и левыми - р. Андрюк.

Брахиантиклинали разделены брахисинклиналями. В первой с запада брахисинклинали, расположенной между первой и второй брахиантиклиналями, течет небольшой ручей - левый приток р. Уруштен. Во второй с запада брахисинклинали, ниже устья р. Уруштен до пос. Верхний Кутан, проложено русло р. Малой Лабы. В первой, второй и частично третьей брахиантиклиналях западного крыла антиклинали первого порядка и разделяющих их брахисинклиналях, расположенных в зоне Передового хребта, на земной поверхности вскрываются сланцы чернореченской и кутанской свит раннепалеозойского возраста.

Четвертая и пятая с запада брахисинклинали, размываемые руч. Никитина и р. Андрюк и ее левыми притоками, расположены в Бескесско-Марухской структурно-фацальной зоне и сложены сланцами среднего палеозоя. Образование



Фиг. 4. Брахиантиклиналь третьего порядка; левый берег р. Уруштен (вблизи устья)



Фиг. 5. Выходы сланцев чернореченской свиты; р. Уруштен

субмеридиональных складок третьего порядка произошло, вероятно, в позднем палеозое (между  $S_2$  и  $P_1$ ) и было связано с опусканием по ступенчатому разлому участка среднепалеозойских толщ Бескесско-Марухской зоны в районе балки Никитиной и р. Андрюк. Этот разлом протягивается от пос. Кировского, местами пересекая реки Бескес и Большую Лабу, и является границей указанной зоны с зоной Передового хребта.

Эта складчатость обусловлена смятием пластов горных пород, зажатых, вероятно, с запада левобережными массивами гранитоидов уруштенского комплекса, а с востока крупным Беденским массивом серпентинитов, гнейсо-гранитов и гнейсов древнего субстрата. На указанном участке наблюдаются разломы молодого возраста, используемые реками. В своих низовьях р. Малая

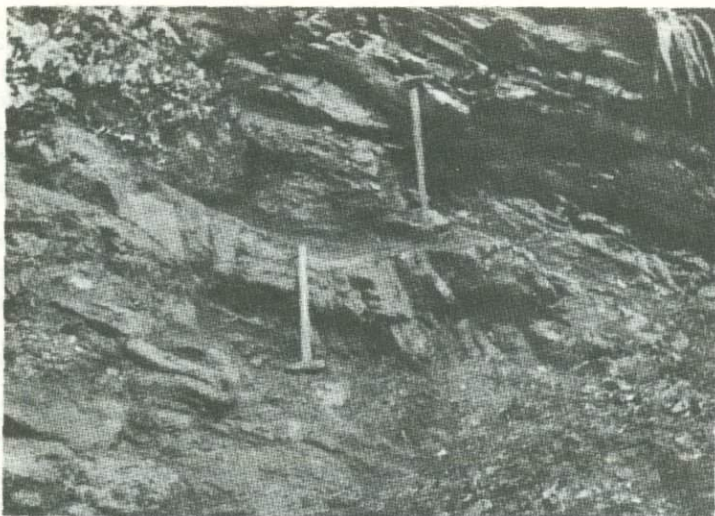


Фиг. 6. Восточное крыло брахискладки. Выходы кварцевых кератофиров чернореченской свиты; устье р. Уруштен

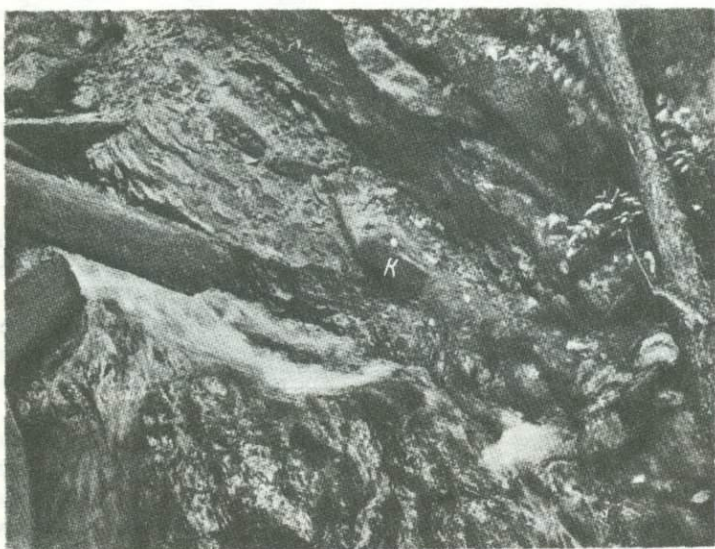
Лаба использует меридиональный разлом; у пос. Верхний Кутан строение его ступенчатой части выражается коленообразным изгибом реки. Указанный район между кордоном Третья Рота и устьем р. Уруштен, долина р. Уруштен в нижнем течении (на протяжении 2 км), правый берег р. Малой Лабы до р. Хацавитой сложены осадочно-эффузивной чернореченской свитой, которая согласно, без перерыва в отложениях, перекрывает свиту, переходную к кристаллической. Чернореченская свита сложена покровами афировых микродиабазов, содержащих менее 10% вкрапленников (фиг. 5), более редких кератофиров и кварцевых кератофиров (фиг. 6). Покровы переслаиваются с орто- и парасланцами, содержат зоны мелкозернистых метасоматитов, жилы плаггиоаплитов кварц-альбитового, карбонат-кварцевого и кварцевого состава и линзы колчеданов на руч. Буруны (фиг. 7,8). На горе Голой залегает интрузия амфиболитов. Верхняя часть толщи - кутанская свита - характеризуется иными продуктами вулканизма, с иным составом и структурой. Эта свита согласно перекрывает чернореченскую свиту.

Выходы кутанской свиты прослеживаются по р. Малой Лабе от устья р. Уруштен до пос. Верхний Кутан. Для этой части толщи характерны покровы плаггиоклазовых, кварц-плаггиоклазовых порфиритов и их туфов, редкие потоки уралитизированных пироксен-плаггиоклазовых порфиритов, переслаивающиеся с парасланцами, туфами и линзами эпидот-хлоритового, актинолит-эпидот-хлоритового состава, вторичные кварциты.

2. Река Хацавитая на протяжении нескольких километров вниз по течению от выходов дайки верхнепалеозойских кварцевых порфиритов прорезает отложения низов кутанской свиты нижнего палеозоя. Последние представлены здесь покровами сильно рассланцованных, иногда будинированных в вертикаль-



Фиг. 7. Выходы сланцев чернореченской свиты; р. Малая Лаба, руч. Буруны



Фиг. 8. Прослой коячеданной руды (К) в сланцах чернореченской свиты; р. Малая Лаба, руч. Буруны

ном разрезе плагиоклазовых порфиров, перемежающихся с прослоями (0,5–1 м) нацело метаморфизованных филлитов, превращенных в эпидот-хлоритовые парасланцы, иногда содержащие серицит и гематит. Падение слоистости изменяется от северо-восточного ( $160^\circ$ , угол падения  $20^\circ$ ) до юго-западного ( $200^\circ$ , угол падения  $50^\circ$ ).

3. Балкой Никитиной вскрыт участок Бескесско-Марухской зоны, смятый в брахисинклинальную складку третьего порядка, субмеридионального простираения, осложненную складками четвертого и более высоких порядков северо-западного, местами северо-восточного простираения. Преобладающее падение пород на юго-запад под углом от  $0$  до  $48^\circ$ , реже до  $90^\circ$ ; падение сланцева-

тости на 8–9° круче, чем падение слоистости. Наблюдаются вертикальные зоны смятия до 20 см шириной с северо-западным простираем (280–305°) и трещины разломов, имеющие северо-восточное простираем (170°) и вертикальное падение; по этим трещинам породы разбиты на блоки, передвинутые один относительно другого. В устьевой части балки (на протяжении около 2 км) залегают отложения триаса; они подстилаются пестроцветной толщей перми, перекрывающей метаморфические отложения правобережья балки (Робинсон, 1932; Афанасьев, 1950).

На дне балки Никитиной триас по тектоническом разлому соприкасается с верхней подсвитой семиродниковской свиты ( $D_{2-3}$  или  $D_3^1$ ). Породы прорваны дайкой кварцевого порфира мощностью до 80 м, имеющей позднепалеозойский возраст. В юго-западной части балки отложения мезозоя и верхнего палеозоя горы Голый подстилаются отложениями верхнего и среднего карбона, нижний (?) отдел которого несогласно перекрывает метаморфическую толщу левобережья балки. В балке Яворной (правом притоке балки Никитиной) в 0,5 км от устья по ее правому борту, в породах описываемой толщи залегают силлы кварцевых порфиров верхнего палеозоя (Лупанова, 1960). Залегание силлы почти горизонтальное, с малым углом падения на запад. Выходы аналогичных порфиров были встречены в верхней части борта одного из правых притоков балки Никитиной и в северном ее конце между двумя северо-восточными притоками. Низы метаморфической толщи балки Никитиной на протяжении примерно 2 км вниз по реке от развилки двух северных притоков, где развиты метаморфизованные тонкообломочные породы, сложены толщей филлитовидных сланцев. Они содержат прослои обломочных пород с различной крупностью зерна: полимиктовых алевролитов (1–3 см), алевропесчаников (2–50 см) и песчаников. Верхняя часть толщи на протяжении 1,5 км вверх по балке от начала выходов метаморфической толщи отличается от нижней части толщи многочисленными выходами конгломератов (фиг. 9).

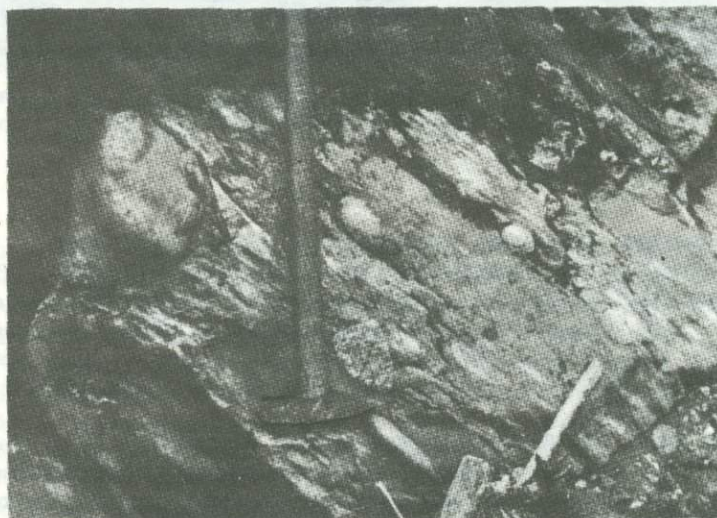
Филлитовидные сланцы содержат пластовые прослои полимиктовых грубообломочных песчаников, гравелитов (мощностью от 10–15 см до 6 м) и скопления окатанной гальки (мощностью от 10 до нескольких десятков сантиметров).

Конгломераты холмообразных тел и мелких прослоев сложены несортированным материалом. Галька и валуны имеют эллипсоидальную, округлую, углообразную, угловатую форму (фиг. 10). Состав обломков минералов и пород, а также галек разнообразный: гранитоиды, гранит-порфиры, аплиты двух разновидностей, кератофиры и кварцевые кератофиры (субинтрузивные и эффузивные), измененные в различной степени диабазовые порфириты, трахибазальтовые, трахиандезитовые и трахидацитовые порфириты и их туфы, спекшиеся туфы кислого состава, окварцованные породы с сульфидами, метаморфические пара- и ортосланцы, в том числе пумпеллитовые разновидности, доломитизированные известняки. Наличие окатанных обломков хромита свидетельствует о размыве ультраосновных пород, а граната – о размыве кристаллических сланцев. Среди всех этих галек преобладают гальки интрузивных, субинтрузивных и эффузивных пород кислого состава. Породы, слагающие гальку и обломки, в коренном залегании встречаются в районе Большой Лабы, Урупа, Бескеса, Большого Зеленчука, Теберды, верховьев Кубани и в отложениях, подстилающих толщу балки Никитиной (Лупанова, 1960).

В отложениях балки наблюдаются редкие прослои туфов кварцевых кератофинов. Общая мощность толщи около 100–150 м.

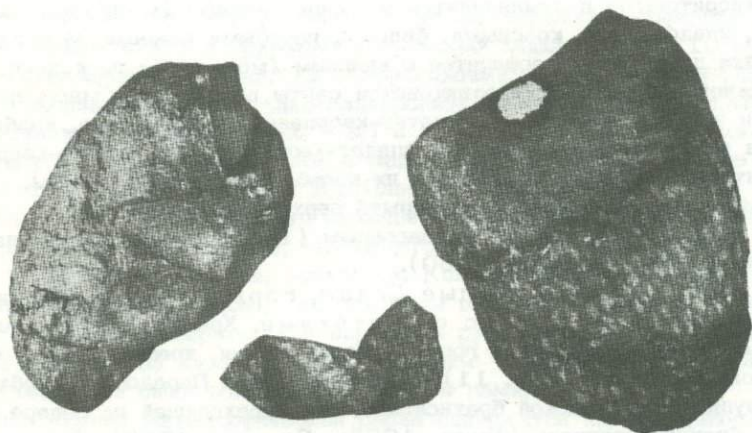
4. Река Андрюк и ее западные притоки прорезают отложения четвертой (с запада) брахисинклинали третьего порядка или северного крыла Хацавитской брахиантиклинали, располагающейся в пределах Бескесско-Марухской структурно-формационной зоны.

Ядро брахисинклинали сложено мощной толщей сосновской свиты, состоящей из покровов диабазовых порфиритов (мощность покровов от одного и более метров) и кератофинов (мощность до 15 м). В последних редко сильно развиты



Фиг. 9. Выходы конгломерата в верхней части семи-  
родниковской свиты; балка Никитина

а - общий вид обнажения; б - деталь обнажения



Фиг. 10. Форма галек конгломерата семиродниковской свиты; уменьшено





Фиг. 11. Выходы известняков (белое) среднего (?) девона и зеленых сланцев (темное, подстилающие известняки) кутанской свиты; юго-западный склон хр. Дженту

гематит, участками серпентин (серицит?) и пирит. Наблюдаются миндалекаменные разности тех и других лав из верхних частей покровов. В породах часто встречаются кварцевые, кварц-карбонатные и кварцевые с сульфидами железа жилы и прожилки; часты зоны дробления и брекчирования, которые падают на юго-восток ( $150^{\circ}$ ) под углом  $70^{\circ}$ . В них породы превращены в брекчии трения. Эффузивы, иногда окварцованные, переслаиваются с эпидот-хлоритовыми сланцами.

В верхней части русел западных притоков р. Андрюк и на горе Хацавитой сосновская свита согласно перекрыта нижней подсвитой семиродниковской свиты. Последняя характеризуется покровами субшелочных трахибазальтовых, трахидацитовых порфиритов, как массивных, так и миндалекаменных. Встречаются редкие потоки кварцевых кератофиров.

Покровы порфиритов сопровождаются пластами туфов, мощностью до нескольких метров, с обломками различных размеров, туффитами, переслаивающимися с филлитами, часто окварцованными до вторичных кварцитов, туфолесчаниками, эпидот-хлоритовыми и пумпеллиитовыми парасланцами (мощностью несколько метров), эпидозитами, красными, белыми, голубыми яшмами. В филлитах встречена дайка диабазовых порфиритов с кварцем (мощностью несколько метров).

В нижней подсвите семиродниковской свиты встречаются многочисленные прожилки и жилы: кварцевые, гематит-кварцевые, карбонатные, карбонат-кварцевые, а также эпидот-кварцевые эпидот-карбонатные и альбит-кварцевые с актинолитовым асбестом. Мощность их колеблется от 5 см до 1 м.

Нижняя подсвита согласно перекрыта верхней подсвитой той же семиродниковской свиты, описанной Г.Д.Афанасьевым (1950) и детально изученной в балке Никитиной (Лупанова, 1960).

5. Хребты Дженту, Белые Скалы, горы Туровая Башня и Большой Пцицер, река Бескес с притоками. Хребет Дженту с его западным и восточным отрогами – горой Туровая Башня, хребтом Белые Скалы и горой Большой Пцицер (фиг. 11) находятся в зоне Передового хребта в пределах крупной Джентинской брахисинклинали, переходящей на севере в Хацавитскую брахиантиклиналь (Аянов, 1962; Самохин, 1962). Северное крыло брахисинклинали осложнено несколькими мелкими складками второго порядка



Фиг. 12. Выходы филлитовидных сланцев верхней части кутанской свиты; хр. Дженту

и вскрыто долинами руч. Красного, Власенкова и среднего течения р.Бескес. Южное крыло срезано разломом, по которому текут реки Бескес и Блыбь (в верхних течениях). Южный и западный склоны хр. Дженту, гора Туровая Башня, южный склон хр. Белые Скалы, долины ручьев Красного и Власенкова, среднего течения р. Хацавитой и гора Большой Пцицер сложены образованиями нижней метаморфической серии (Сп). Эти образования представлены покровами микродиабазов мощностью от нескольких до 30 м, нередко метаморфизованных до эпидот-хлоритовых сланцев; покровы перемежаются с прослоями филлитовых сланцев и вторичных кварцитов мощностью до 0,5 м. В толще наблюдаются дайки пироксен-плаггиоклазовых порфиритов мощностью до 1 м, метаморфизованных до эпидот-хлоритовых сланцев, и кварцевых кератофиров мощностью 0,5-2,0 м, представляющих собой корни покровов эффузивных горных пород. Выше по разрезу диабазы и перемежающиеся с ними сланцы чернореченской свиты сменяются образованиями кутанской свиты, покровами пироксеновых и плаггиоклазовых порфиритов мощностью до 20 м и их туфами, измененными до эпидот-хлоритовых сланцев (с актинолитом для первых). Порфириты переслаиваются с филлитами и вторичными кварцитами мощностью до 10 см.

Вулканогены перекрыты (фиг. 12) парасланцами, состоящими из бластофиллитов, переслаивающихся с бластоалевролитами, с редкими прослоями аркозовых песчаников (мощностью до 5 м) и с метасоматитами, отличающимися по составу и генезису от крупно- и мелкозернистых метасоматитов низов метаморфической серии, описанных В.В.Плошко (1965).

В верхах толщи, несколько ниже выходов известняков среднего палеозоя, наблюдаются линзы конгломерата, состоящего из хорошо окатанных, удлиненных галек гранитоидов, сланцев, эффузивов. Конгломераты были встречены на южном склоне хр. Белые Скалы, где они были описаны в 1959 г. С.С.Кругловым как псевдоконгломераты, и в верховьях руч. Красного (Гончарова, 1959). На водоразделе между ручьями Красным и Власенкова, несколько выше их устьев, они были обнаружены впервые нами.

В сланцах нижней метаморфической серии содержатся пластообразные тела эпидот-рогообманковых и эпидот-хлоритовых сланцев (метаморфизованных габбро-амфиболитов и метадиабазов), гипабиссальные тела габброидов, изме-

ненные до эпидот-актинолит-хлоритовых сланцев, встречаются выходы серпентинитов, метаморфизованные гипербазиты, дайки и силлы кварцевых кератофиров.

В верхней части кутанской свиты встречены дайки сиенит-диоритовых и граносиенитовых порфиритов и граносиенитов, близких по составу к породам среднепалеозойских даек бассейнов рек Большая Лаба, Бескес, Уруп. Мощность даек 2-5 м.

Сланцы нижней метаморфической серии несогласно (с малым углом) перекрыты мраморизованными известняками среднего палеозоя пастуховской свиты  $D_3^2$ , имеющими мощность до 300 м (Кропачев, 1962). Крупные выходы известняков наблюдаются на хребтах Дженту, Белые Скалы, на горе Туровая Башня и в среднем течении р. Бескес.

Долина руч. Красного пересекает антиклинальную и синклинальную складки второго порядка северо-западного простирания. Эта долина, а также истоки ручья на северном склоне горы Большой Пщицер, сложены породами чернореченской свиты, согласно перекрытыми в нижнем течении реки образованиями кутанской свиты. Чернореченская свита представлена здесь покровами сильно рассланцованных и метаморфизованных микродиабазов и их туфов, прослоями эпидот-актинолитовых парасланцев и эпидот-хлоритовых ортосланцев - измененных микродиабазов или их туфов. Наблюдаются дайки, а в верховьях ручья - силлы кварцевых кератофиров; мощность даек до 1 м; силлы имеют длину до 10 м при видимой мощности в несколько метров. В контактах с силлами вмещающие породы и их ксенолиты в кварцевых кератофирах превращены в эпидот-актинолитовые сланцы. В верховьях ручья, в северо-западном крыле антиклинали, находится Бескесское колчеданное месторождение, район которого детально изучен Т.Я. Гончаровой (1959).

Низовья долины руч. Красного сложены сильно эпидотизированными, окварцованными плагиоклазовыми порфиритами (порфиритоидами), переслаивающимися с эпидот-хлоритовыми орто- и парасланцами кутанской свиты.

Долина руч. Власенкова, начиная от крупной дайки верхнепалеозойского кварцевого порфира (прослеживающейся от долины руч. Красного до русла р. Бескес) почти до истоков реки, сложена породами кутанской свиты: покровами сильно измененных, аналогичных породам руч. Красного, кварц-плагиоклазовых порфиритов, перемежающихся с маломощными прослоями эпидот-хлоритовых орто- и парасланцев. Сланцы образовались в результате преобразования туфов порфиритов и филлитов. На водоразделе западного берега руч. Власенкова, вверх по склону от выходов дайки кварцевых порфиров верхнего палеозоя, и в верховьях левого притока руч. Красного (северный склон вершины горы Большой Пщицер) были встречены в коренном залегании и осыпях конгломераты верхов кутанской свиты, содержащие гальки и валуны плагиогранитов, метасоматитов с диабластовой структурой, диабазовых порфиритов, интрузивных кварцевых кератофиров, кварцитов. Цемент конгломератов - сильно рассланцованный, окварцованный песчаник.

На руч. Золотоносном, левом притоке р. Бескес, и на р. Бескес выше устья руч. Власенкова наблюдаются выходы филлитовидных метаморфических сланцев с линзой полимиктовых конгломератов кутанской свиты, мощностью 2,5-3 м (фиг. 13, а). Среди этих сланцев встречаются хорошо окатанные, раздробленные и сплюснутые гальки и валуны (фиг. 13, б).

В среднем течении р. Бескес и ее притоков: правых - р. Пщицерки и безымянного притока и левых - находящихся против устьев р. Пщицерки и руч. Красного обнажаются толщи среднего палеозоя Бескесско-Марухской зоны, собранные в складки второго порядка северо-западного простирания. Р. Бескес размывает северную синклиналь второго порядка, южная синклиналь пересечена р. Пщицеркой.

Отложения среднего палеозоя на р. Пщицерке, выше ее коленообразного изгиба, по разному субширотного простирания соприкасаются с осадками среднего карбона. На р. Бескес и ее притоках эти отложения несогласно перекрыты



Фиг. 13. Выходы конгломерата кутанской свиты нижнего палеозоя; руч. Золотоносный

а - общий вид обнажения; б - гальки из конгломерата

пермскими, с которыми они местами соприкасаются по разломам северо-восточного и широтного простирания. На отложения перми несогласно налегают образования юры. Среди отложений среднего палеозоя располагаются зоны разломов и смятия. В долине р. Бескес у восточного контакта нижнего (по течению) выхода пород перми наблюдается разлом северо-восточного простирания, вдоль которого диабазовые порфириты сосновской свиты сильно рассланцованы и милонитизированы. В 70 м выше на реке находится вторая зона разлома шириной 4 м, вдоль которой породы сильно окварцованы и обогащены сульфидами железа. Простирание этой зоны северо-восточное. Кроме того, на р. Бескес выше выходов гранитоидов устьевой части реки наблюдаются зоны смятия мощностью до 1 м, вдоль которых породы превращены в филлониты. Трещины разломов иногда выполнены дайковыми образованиями - минеттой, натровой минеттой, фельзитом, гранит-порфиром, кварцевым порфиром, альбититом и др.

Наиболее полный разрез отложений среднего палеозоя удастся наблюдать в нижнем и среднем течении р. Пиццерки, от устья реки до широтного разлома, находящегося выше ее коленообразного изгиба. Река Пиццерка размывает,

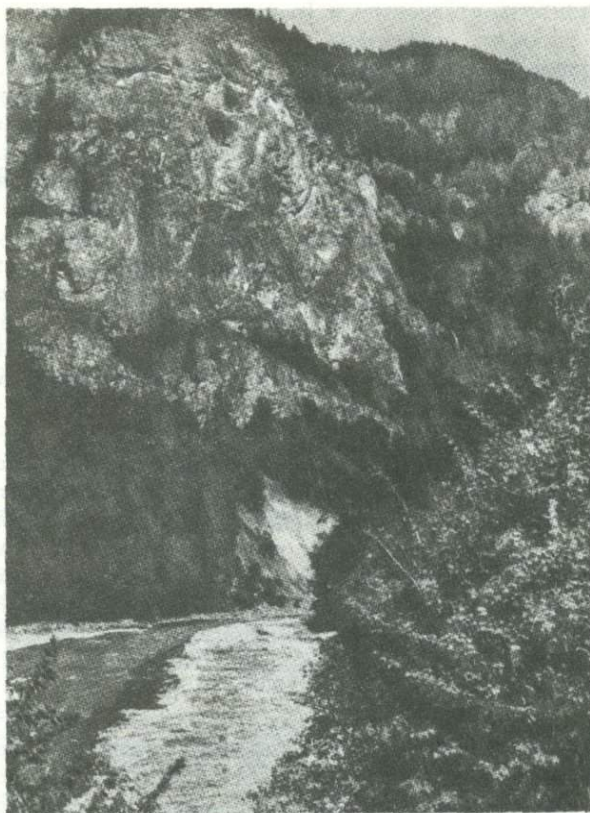


Фиг. 14. Выходы филлитовидных сланцев семиродниковской свиты; р. Пщицерка

как сказано выше, антиклинальную складку второго порядка. Здесь в ядре антиклинали залегают отложения андрюкской свиты, представленные черными филлитовидными сланцами с редкими прослоями серых, жирных на ощупь, также филлитовых сланцев мощностью до 0,5 м. Последние согласно перекрыты сосновской свитой, обнажающейся в крыльях антиклинали; в пределах северного крыла – в устьевой части р. Пщицерки на протяжении примерно 0,5 км, южного – на расстоянии около 0,25 км на участке р. Бескес, прилегающем к устью р. Пщицерки, и еще на протяжении 0,5 км выше по долине р. Бескес. Сосновская свита представлена и здесь покровами и туфами порфириформных диабазов и дайкой кварцевого кератофира. Выше по разрезу согласно лежат отложения нижней подсвиты семиродниковской свиты. Они обнажаются по правому безымянному притоку р. Бескес, по р. Пщицерке, вдоль среднего течения р. Бескес от выходов Беденского серпентинитового массива в устьевой части реки почти до устья руч. Власенкова, т.е. до дайки кварцевых порфиров верхнего палеозоя. Участок около устья р. Пщицерки сложен породами сосновской свиты.

Низы этой подсвиты сложены филлитовидными сланцами (фиг. 14), содержащими прослой алевролитов (мощность 30–40 см) и песчаника (мощность до 5 м). Выше залегают покровы субщелочных базальтовых порфиритов с пластами туфов субщелочных андезитовых порфиритов и кварцевых кератофириформных пород и прослоями красных яшмовидных пород и серицит-эпидот-пумпеллитовых сланцев. Нижняя подсвита венчается верхней осадочной подсвитой той же семиродниковской свиты, состоящей из филлитовидных сланцев с прослоями конгломерата (мощностью до 1 м), р. Пщицерки.

6. Река Большая Лаба. В среднем течении р. Большой Лабы, между пос. Рожкао и балкой Россыпной на земной поверхности вскрыты пачки переслаивающихся между собой, нацело метаморфизованных, разнозернистых осадочных пород мощностью по несколько десятков сантиметров. В их составе присутствуют филлитовидные и слюдястые сланцы, вторичные кварциты, иногда слюдястые. В верхах этой свиты наблюдаются прослой черной тонкорассланцованной разновидности филлитовидных сланцев, отсутствующей в низах свиты. Осадочные породы, в свою очередь, переслаиваются с покровами эффузивов и пластами туфов основного и кислого состава: пироксен-плагноклазовых порфиритов и кварцевых кератофириформных пород; мощность покровов до 10–20 м,



Фиг. 15. Выходы пород семиродниковской (верх склона) и сосновской (у русла реки) свит; р. Большая Лаба

мощность пластов туфов от 10–20 м и более. Породы покровов разбиты мелкой, плитчатой отдельностью и при ударе рассыпаются в дресву. Все породы этого горизонта сильно рассланцованы, нередко плейчатые; падение их слоистости – северо-восток  $25-70^\circ$ ,  $20-50-70^\circ$ , падение сланцеватости на северо-запад  $345^\circ$ , под углом  $37^\circ$  до северо-восточного  $25^\circ$  под углом  $90^\circ$ .

Породы сильно милонитизированы и местами разбиты вертикальными тектоническими нарушениями (простираение северо-восток,  $285^\circ$ ).

Зеленокаменная толща Бескесско-Марухской зоны обнажается в долине реки между балкой Россыпной и Беденским серпентинитовым массивом Лабино-Малкинской зоны, а также в восточном борту долины р. Малый Пцицер. Бескесско-Марухская зона отделена от зоны Передового хребта разломом балки Россыпной. Здесь, на протяжении примерно 2 км, наблюдаются выходы опущенных по разлому отложений среднего карбона, с приуроченными к ним дайками кварцевых порфиров верхнего палеозоя.

Около Кривого моста выходят на земную поверхность филлитовые сланцы андрюкской свиты верхней метаморфической серии, вмещающие дайку диабазы и прослой песчаника. Андрюкская свита согласно перекрыта на протяжении примерно 4 км отложениями сосновской свиты, представленной покровами и туфами микродиабазов и диабазовых порфиритов (фиг. 15) мощностью от 1 до 6 м. Породы иногда окварцованы и содержат прослой (0,7 – 1 м) пелит-алевролитового и алевропсаммитового состава. Наблюдаются дайки кварцевых кератофиров мощностью до нескольких метров. К этой свите приурочены

колчеданные залежи ручьев Горелого и Грушового. Простираение слоистости пород сосновской свиты юго-восточное ( $140-142^{\circ}$ ), падение вертикальное; падение сланцеватости на юго-восток ( $212^{\circ}$ , угол падения  $50^{\circ}$ ). Падение зон смятия (шириной до 10 см) на юго-восток ( $130^{\circ}$ , угол падения  $70^{\circ}$ ). В зонах смятия и разломов породы превращены в тектонические брекчии.

Сосновская свита также согласно, без перерыва в отложениях, перекрыта нижней подсвитой семиродниковской свиты. Последняя сложена филлитовыми сланцами с прослоями и линзами алевропелитов, грубозернистых псаммитов, туффитов, переслаивающихся с характерными для свиты хлорит-пумпеллиитовыми, цоизит-эпидотовыми сланцами, яшмовидными породами и вторичными кварцитами. Верхняя часть свиты характеризуется, кроме того, присутствием покровов субщелочных трахибазальтовых, трахиандезитовых и трахидацитовых порфиритов, кварцевых кератофиров, их туфов и силла (?) габброидов мощностью 60–80 м (Афанасьев, Лупанова, 1961). Выше, согласно залегает верхняя подсвита семиродниковской свиты, сложенная аргиллитами с прослоями конгломератов мощностью до 1 м.

На р. Большой Лабе ниже Кривого моста андюжская свита по тектоническому разлому соприкасается с верхней подсвитой семиродниковской свиты. Последняя состоит из сильно рассланцованных, черных, обогащенных углистым обломками аргиллитов мощностью от одного до нескольких метров, пелитовых и алевропелитовых сланцев, переслаивающихся с серыми и желтовато-серыми более массивными алевропелитами, алевролитами и псаммитовыми алевролитами мощностью от нескольких миллиметров до нескольких метров и с серыми, темно-серыми, граувакками (алевропсаммитами до псаммитов) мощностью также несколько метров.

В пелитовых и алевропелитовых сланцах часто виден кливаж, отсутствующий в более массивных и крупнозернистых породах, и волноприбойные знаки (?).

Падение слоистости этой толщи меняется с северо-восточного ( $54^{\circ}$ , угол падения  $70^{\circ}$ ) на юго-западное ( $240^{\circ}$ , угол падения  $60^{\circ}$ ); сланцеватость более крутая. Наблюдаются карбонат-кварцевые и кварцевые прожилки мощностью до 25 см; их падение на северо-запад ( $300^{\circ}$ , угол падения  $35-40^{\circ}$ ).

Зеленокаменная толща собрана в синклинальную складку и разбита тектоническими нарушениями широтного простираения на блоки, перемещенные на разные уровни. Долина р. Большой Лабы приурочена к тектоническому разлому субмеридионального простираения.

Пестроцветная толща нижней перми также несогласно перекрывает более древние породы и обнажается на земной поверхности около пос. Рожкао на обоих берегах реки.

Более значительные площади заняты отложениями юры, которые трансгрессивно перекрывают образования вышеуказанных трех структурно-формационных зон карбона и перми.

В непосредственном контакте юры с отложениями Беденского массива находятся крупные (до 1 м в диаметре), хорошо окатанные валуны серпентинита и более мелкие (несколько десятков сантиметров в поперечнике) валуны гнейса.

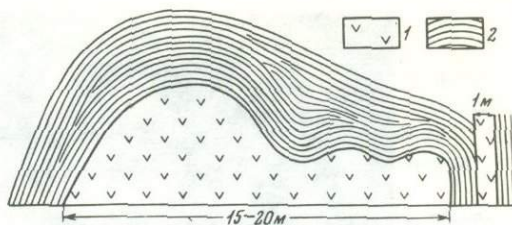
7. Река Уруп с притоками (реки Власинчиха и Бахмутка, ручьи Куцый, Косой, Петовая, Псекепча), вскрывает отложения двух структурно-формационных зон: Бескесско-Марухской (вдоль русел р. Уруп и ее притоков) – от выходов мезозоя, находящихся по реке выше месторождения Новоурупского, или Главного, до руч. Псекеччи и Лабино-Малкинской зоны по руч. Псекечче.

Отложения Бескесско-Марухской зоны представлены средним девонем и низами верхнего девона; отложения Лабино-Малкинской зоны, как сказано выше, – нижним и, частично, средним палеозоем.

Тектоникой Урупского района мы не занимались, так как она детально изучена геологами, работавшими на Урупских месторождениях; их данные приводятся ниже.

Фиг. 16. Пластовое тело сиенит-диоритового порфирита в филлитовых сланцах андрюкской свиты; р. Бахмутка

1 - сиенит-диоритовый порфирит; 2 - филлитовые сланцы

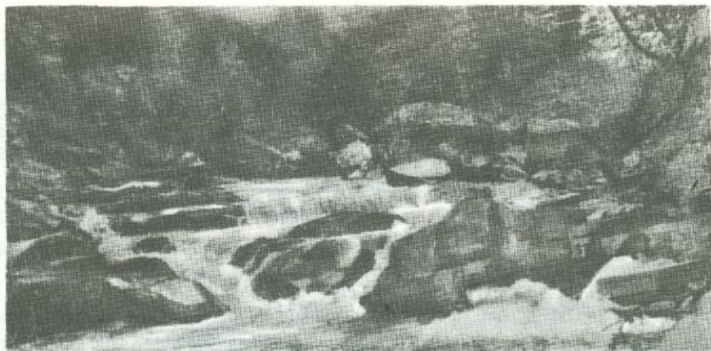


А.Ш.Курбанов (1958) на основании работ А.А.Лузина, В.Ф.Бочкарова, П.П.Телегина, В.А.Мельникова, М.А.Доля и других указывает на присутствие в районе р. Уруп антиклинальных структур, к которым приурочены сульфидные месторождения, и тектонических региональных нарушений северо-западного простирания, протягивающихся на десятки километров. Одно из них проходит по оси Урупской антиклинали по долине р. Уруп в 1,5 км выше руч. Куцега, далее по руч. Куцему, затем по правому борту долины и руслу р. Власинчихи. Это нарушение прослежено В.А.Мельниковым в долинах рек Большой Лабы и Бескеса.

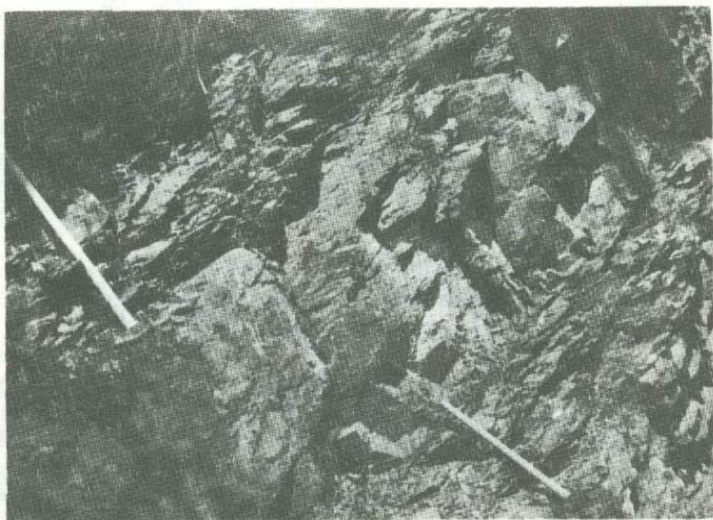
На р. Бахмутке около поселка того же наименования выявлен Бахмутский сброс палеозойского возраста с возобновленными по нему подвижками послепермского времени. На западе Новоурупского месторождения установлено более крупное нарушение - почти вертикальный Урупский сброс, простирание которого северо-запад - юго-восточное, падение на юго-запад (угол падения до  $90^{\circ}$ ), амплитуда 60-120 м.

Власинчихинский участок имеет более сложную структуру. На Скалистом месторождении также наблюдались сбросо-сдвиги меридионального простирания, имеющие падение на запад и восток с амплитудой от 1 до 12-15 м.

По р. Уруп, между устьями р. Власинчихи и руч. Псекенчи, в нижней части долин рек Власинчихи и Бахмутки и в ручьях Куцем, Косом, Петовом, Псекенче, Маньше обнажаются отложения андрюкской свиты. Возможно, что при более детальных работах отложения ручьев Косого, Петового и Маньши окажутся более молодыми. Не исключено, что эти отложения являются продолжением толщи, обнажающейся на р. Большой Лабе, ниже Кривого моста. Они представлены черными филлитовидными сланцами, а на р. Бахмутке - серой их разновидностью. В них наблюдаются прослои алевролита (от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров) и песчаника, часто полимиктового. Последний также слагает и чечевицеобразные скопления (с поперечным сечением  $4 \times 10$  см) на р. Власинчихе. На руч. Косом встречены прослои мощностью по несколько сантиметров, обогащенные серицитом или хлоритом. В этой свите залегают гипабиссальные тела караваяобразной формы, с волнистой поверхностью кровли и почти отвесными боковыми стенками (фиг. 16). Видимая мощность этих толщ - несколько метров, длина у основания, вскрытого ручьями, - несколько десятков метров. Караваяобразные тела залегают согласно с филлитовыми сланцами, образуют маломощные (до 1 м) дайк-апофизы. Указанные тела сложены диоритовыми, кварц-диоритовыми, реже диабазовыми порфиритами. Наблюдаются крупные дайки фельзита с поперечной столбчатой отдельностью, мощность которых составляет несколько десятков метров; в устье руч. Косого встречен неск граносиенит-порфира (фиг.17). Гипабиссальные тела, дайки и неск содержат многочисленные ксенолиты вмещающих их филлитовых сланцев. Последние в контактах с гипабиссальными телами и дайками сильно окварцованы, иногда турмалинизированы и превращены в пятнистые сланцы (спилоситы), вторичные кварциты и кварцевые роговики. Микрофауна филлитовых сланцев изменена, но поддается определению (Афанасьев, Луанова, Свиридов, 1963). Реликтовые участки черного филлита придают окварцованной породе пятнистый облик псевдоконгломерата.



Фиг. 17. Выходы граносиенит-порфира, слагающего нект в филлитовидных сланцах андрюкской свиты; руч. Косой



Фиг. 18. Дайка минетты в филлитовидных сланцах андрюкской свиты; р. Бахмутка

Они труднее выветриваются, и нередко на таких участках в руслах ручьев образуются водопады.

На р. Власинчихе встречены дайки граносиенита мощностью до 20 м, на р. Бахмутке — дайки минетты и натровой минетты мощностью 3–5 м (фиг. 18).

Выше по разрезу над выходами андрюкской свиты вдоль рек Урупа и Власинчихи, а также руч. Куцего обнажаются породы сосновской свиты. Последние представлены покровами микродиабазов и их туфами, переслаивающимися с филлитовыми, эпидот-хлоритовыми и актинолитовыми сланцами. В верхах свиты обычны потоки кератофилов, кварцевых кератофилов мощностью до 30 м, перемежающиеся с их туфами, алевропелитовыми, хлоритовыми сланцами и туффитами.

К этой свите приурочены Урупские месторождения полиметаллических колчеданных руд: Новоурупское (Главное) на р. Уруп, Скалистое и Власинчихинское на р. Власинчихе.

Только в филлитах девона, принадлежащих к верхней метаморфической серии, были встречены ископаемые остатки: обломки коралла сем. *Rugosa* на

ния р. Власинчихи правильнее было бы отнести к андрюкской свите, а отложения руч. Косого - к верхней (семиродниковской) свите.

В более молодых отложениях верхнего девона и карбона находки ископаемых остатков более многочисленны; они обнаружены в бассейнах рек Аксаут, Большой Зеленчук, Маруха и других многими исследователями (Робинсон, 1932, 1938; Кропачев, 1962). Поэтому расчленение на свиты этих пород надежно и не вызывает сомнений.

Месторождения Главное и Скалистое представляют собой оруденелые горизонты кварцевых кератофилов; Власинчихинское залегает под горизонтом кварцевых кератофилов и образовалось по сильно хлоритизированным покровам микродиабазов.

Вверх по р. Уруп, выше Новоурупского месторождения, и на руч. Куцем сосновская свита перекрывается отложениями нижней части семиродниковской свиты; они состоят из потоков и туфов кварцевых кератофилов, переслаивающихся с нацело метаморфизованными филлитовыми сланцами; здесь же встречаются прослои красных яшмовидных сланцев. В низах свиты на р. Уруп залегают конгломератовидные туфы или туффиты кварцевых кератофилов (мощность прослоев до 1 м), содержащие сплюснутые гальки (от нескольких сантиметров до  $10 \times 30$  см в поперечнике) красных, кремнистых, зеленых филлитовидных (от пелитовых до песчанистых) разностей, эпидот-пумпеллитовых сланцев и сильнопористых пемзовидных лав кислого состава.

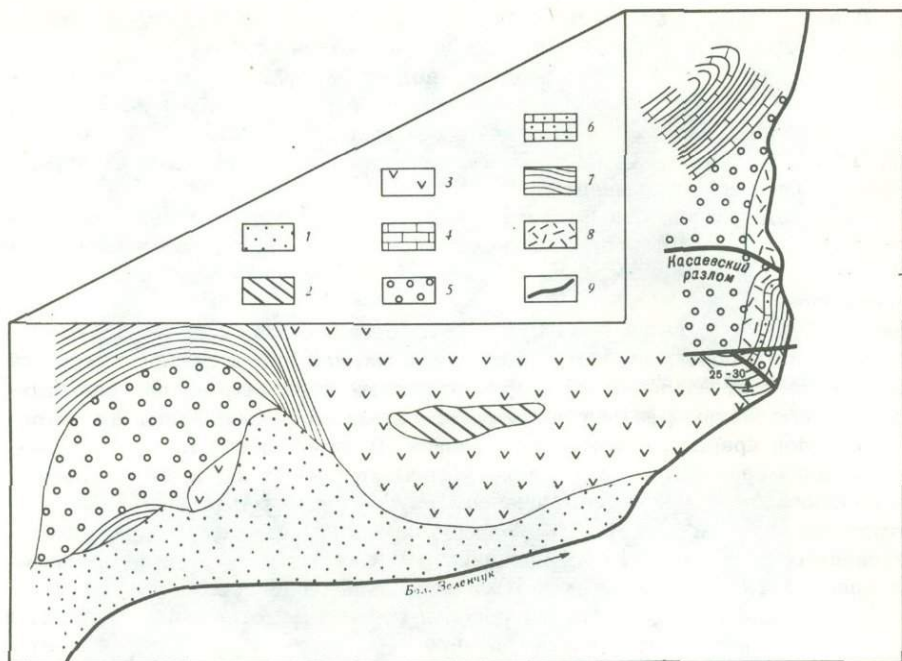
В самых низах свиты встречены прослои туфов плагиоклазовых порфиритов мощностью несколько сантиметров. Падение слоистости пород в южной части выходов на юго-запад  $190-200^\circ$ , угол падения  $10-20^\circ$ ; севернее наблюдается более крутое падение - до  $30-40^\circ$ . В низах свиты находится слепая Верхняя залежь колчеданных руд. Мощность свиты около 200 м.

8. Река Большой Зеленчук. Долина р. Большой Зеленчук на участке от слияния рек Пшиш и Кизгич до балки Богословки обнажает один из клиньев среднего и верхнего палеозоя зоны Передового хребта (фиг. 19); верхняя часть долины от места слияния указанных рек до балки Аулище пересекает крупную Архызскую антиклиналь. В ядре складки по балке Баритовой и ее притокам обнажается мощная конгломерато-сланцевая толща, детально описанная А.А.Каденским (1956) и Ю.Н.Хильтовым (1959), отнесенная ими к среднему девону (?). С.М.Кропачев (1962) эту толщу относит к семиродниковской свите. Конгломерато-сланцевая толща имеет, по Ю.Н.Хильтову (1959), мощность 850-900 м; расчленена на три подсвиты.

Нижняя, валунно-конгломератовая, видимой мощностью 120-130 м сложена хорошо окатанными, сильно развальцованными гальками и валунами ( $0,4 \times 0,6$  м), погруженными в обильный цемент. Последний сложен прослоями и линзами туфового, туффитового, осадочного материала с бластофиллитовой и бластопсаммитовой структурами. Состав цемента кварц-хлорит-серицитовый с эпидотом и рудными минералами, с обломками кварца, кислого плагиоклаза, реже роговой обманки (размером 1 мм) и мелкими линзами альбит-кварцевого состава.

Средняя подсвита - конгломератовая, имеет мощность 400-450, иногда до 550 м, согласно залегает на нижней подсвите. Гальки располагаются субпараллельно рассланцеванию породы, подверглись разлинзованию и раздроблению, размеры их около 0,05-0,1 м по длинной оси. Цемент конгломерата аналогичен цементу нижней подсвиты.

Верхняя, песчано-сланцевая, подсвита также согласно перекрывает среднюю подсвиту, имеет мощность 300-350 м. Нижняя часть подсвиты сложена рассланцованными микроконгломератами и метаморфизованными аркозовыми песчаниками с прослоями кварц-серицитовых сланцев и пирокластов. Верхняя часть представлена преимущественно кварц-серицитовыми сланцами и филлитами,



Фиг. 19. Схематическая геологическая карта р. Большой Зеленчук (с использованием материалов Ю.Н. Хильтова, 1959, и С.М. Кропачева, 1962)

1 - современные наносы; 2 - ультраосновные породы; 3 - метагаббро; 4 - известняки ( $D_3^2$ ); 5 - конгломератовая толща ( $Pz_1$ ); 6 - известняк ( $Pz_1$ ); 7 - филлитовые сланцы, алевролиты, песчаники; 8 - плагиопорфиры и их туфы, кварцевые кератофиры и их туфы; 9 - разломы

изредка переслаивающимися с песчаниками и порфириитоидами. В самом верху подсвиты встречен пропласток черных мраморов.

Конгломераты нижней и средней подсвиты представлены полимиктовыми разновидностями и сложены гальками и валунами следующего состава: в нижней - преобладают плагиограниты и гранит-порфиры, реже встречаются кварцевые порфиры, редко альбитофиры (только в гальках); в средней - плагиограниты, альбититы, альбитизированные порфиры, реже плагиоклазиты, альбитофиры, кварцевые порфиры и очень редко кварцевые порфириды, эпидозиты, порфириитоиды. Сильная развальцованность и раздробленность галек и валунов гранитоидов возле основания конгломератовой толщи нижней подсвиты, по-видимому, указывает на близость жесткого субстрата основания. Размыв его давал материал для образования конгломератовой свиты и был причиной сильного развальцевания и дробления галек и валунов.

Конгломератовая свита ядра антиклинали согласно перекрывается на юге и западе известняковой свитой; на востоке, у Зеленчукского массива метагаббро, на конгломератовую свиту налегает сланцевая свита ( $D_3^2$ , Хильтов, 1959).

По нашим наблюдениям, левый склон долины р. Большой Зеленчук сложен по балке Баритовой и ее правым притокам мощной конгломератовой толщей (ядро Архызской антиклинали, по Ю.Н. Хильтову, 1959) кутанской свиты. Последняя содержит неравномерно распределенные гальки и валуны, размеры которых увеличиваются к подошве толщи. В их состав, по данным Ю.Н. Хильтова (1959), входят гранитоиды с хлоритом, содержащим мельчайшие минера-

лы, окруженные плеохроичными ореолами, и с гранофиром между полевыми шпатами, эффузивные и гиабиссальные альбитофиры, диабазы и микродиабазы, эпидозиты и т.д. Цемент туфогенно-обломочный, преобладает над обломками, детально описан Ю.Н.Хильтовым. Конгломераты подстилаются песчаниками, иногда аркозовыми, переслаивающимися с алевролитами. Цемент этих пород обильный, хлорит-карбонатный или филлитовый с серицитом. С увеличением в цементе карбоната песчаники и алевролиты переходят в известняки с обломками кварца; при увеличении филлитового вещества — в филлитовые сланцы. Последние нередко довольно сильно гематитизированы и имеют фиолетовый цвет. Породы сильно окварцованы. Конгломератова толща несогласно перекрывает филлитовидными сланцами пастуховской свиты, выходы которых наблюдались в верховьях балок Баритовой и Аулище.

В верховьях балки Баритовой в филлитовых сланцах наблюдается небольшое колчеданное рудопроявление: зона разлома, к которой приурочена серия мелких прожилков мощностью от 1 до 35 см, состоящих из карбоната, кварца и елочного барита с пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, борнитом, натечками и корочками малахита и азурита. В настоящее время это рудопроявление заброшено из-за нерентабельности эксплуатации.

При бурении скважин в устье балки Ленёвой были обнаружены выходы гранитоидов, содержащих рогуовую обманку. Возможно, они и были тем жестким субстратом, о котором упоминает Ю.Н.Хильтов (1959).

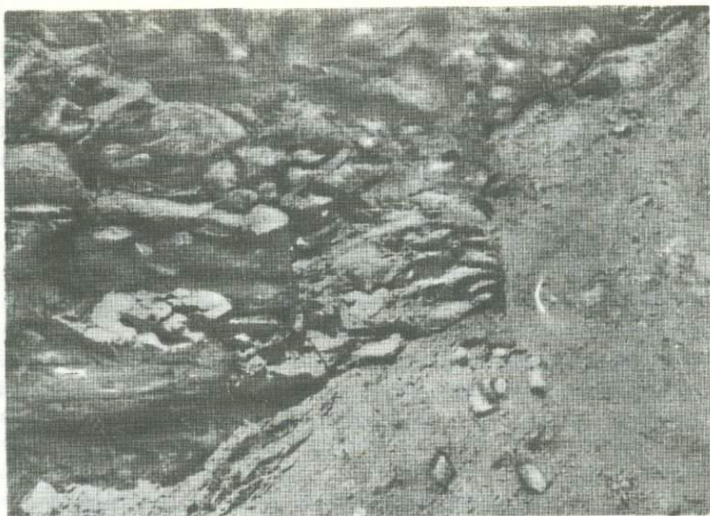
По левому склону долины р. Большой Зеленчук, почти от балки Аулище до балки Ленёвой, в филлитовых сланцах пастуховской свиты залегает крупный Зеленчукский массив метагаббро, прослеживающийся вдоль берега реки. В нем заключены линзовидные тела ультраосновных пород. Породы этого массива детально описаны Ю.Н.Хильтовым (1959).

На контакте со сланцами метагаббро переходит в мелкозернистую разность, а филлиты сильно метаморфизованы и превращены в карбонат-хлоритовые сланцы с гематитом; далее от контакта они сменяются их серицитовой разностью. В филлитовых сланцах наблюдаются сильно окварцованные прослой вплоть до образования вторичных кварцитов; наблюдаются также прослой туфов кварцевых кератофилов, пластовые тела микродиабазов мощностью до 45 м с падением на северо-запад ( $350^\circ$ ) под углом  $25-30^\circ$  и мелкозернистых хлорит-эпидотовых сланцев мощностью до 30 м.

Далее на север от выходов филлитовых сланцев, вмещающих Зеленчукский массив метагаббро, по разломам приподняты породы, подстилающие конгломератовую свиту. Последние представлены толщей черных филлитовых сланцев с прослоями алевролитов и туфов кварцевых кератофилов, выше согласно перекрываются потоками кварцевых кератофилов, перемежающимися с их туфами. Эти же кварцевые кератофиры слагают дайку мощностью 5 м около Касаевского разлома (фиг. 20). Выше них залегает конгломератовая свита, которую несогласно перекрывают то филлитовые сланцы, то известняки пастуховской свиты.

На водоразделе между р. Большой Зеленчук и балкой Богословкой над Касаевским разломом (фиг. 20) наблюдаются выходы известняков пастуховской свиты, несогласно перекрывающие нижнепалеозойские толщи левого борта долины этой реки. Известняки слагают три горизонта различной мощности: нижний горизонт — белый и розовый известняк — 70–80 м; средний — серый известняк — 150 м и верхний горизонт — серый известняк — несколько метров. Известняки разделены горизонтами филлитовидных сланцев мощностью несколько метров, содержащих прослой песчаников и алевролитов. Верхний горизонт известняков перекрыт породами кыркольской свиты, сложенной черными филлитовыми сланцами, прослоями песчаников, потоком базальтовых порфиритов, силлом спилита и гиабиссальным телом альбитизированного диабаза.

9. Хребет Ужум Второй (водораздел между реками Большой Зеленчук и Маруха; данные Г.Д.Афанасьева, 1970). Верхняя часть хр. Ужум Второй сложена филлитовидными сланцами с прослоями полимиктовых песчаников и пачками



Фиг. 20. Касаевский разлом; р. Большой Зеленчук

полимиктовых конгломератов верхнедевонского возраста – семиродниковской свиты (Кропачев, 1962). Позднедевонский возраст этой свиты подтверждается микрофауной (Афанасьев, 1967, 1970). В низах разреза, среди филлитовидных сланцев залегает экструзивное тело (мощность до 20 м) субшелочных габброидов; абсолютный возраст его определен в 342 млн. лет (Афанасьев, 1967). Верхняя часть экструзии контактирует с литокристаллокластическим туфом субшелочного базальтового (пироксен-полевошатового) порфирита; размер его угловатых обломков – 0,04–0,7 мм. Контактные с экструзией филлиты сильно уплотнены и окварцованы, а контактные габброиды содержат более мелкозернистые, зональные, сильно карбонатизированные идиоморфные полевые шпаты и нацело хлоритизированный пироксен.

Над прослоем указанных туфов наблюдаются пласты литокластических туфов дацитовых порфиритов позднедевонского возраста мощностью от 30 см до 1 м. Выше по разрезу залегает толща филлитовидных сланцев, перемежающихся с пачками полимиктовых конгломератов. Отдельные прослои филлитов имеют мощность до 20 м. Над нижней пачкой конгломератов залегают два покрова кварцевых кератофиров, разделенные пластом литокластических туфов. Верхний покров достигает мощности 50 м, лавы сильно гематитизированы, окрашены в красный цвет. Размер обломков в туфах колеблется от 0,1 до 0,6 мм.

Выше покровов кварцевых кератофиров залегают еще три пачки зеленого конгломерата, мощностью до 15 м. Они содержат многочисленные гальки и валуны хлоритизированного плагиогранита, кератофира и кварцевого кератофира, кварц-плагиоклазового порфирита, гранит-порфира, микродиабазы, вторичного кварцита, песчаника, филлитовидного сланца и его окварцованной разновидности, а также обломки минералов из этих пород. В нижней пачке цемент имеет состав полимиктового песчаника, сложен угловатыми и полуугловатыми обломками кварца, плагиоклаза, микродиабазы, песчаника, вторичного кварцита, филлитовидного сланца и других минералов и пород, встреченных в упомянутых выше гальках и валунах; цемент верхней пачки песчанисто-гравелитовый (диаметр обломков 0,05 – 1,5 мм), средней – филлитовидный. Последний местами серицитизирован, хлоритизирован и гематитизирован. В верхах разреза среди филлитовидных сланцев встречаются гальки вторичного кварцита и окварцованного филлита. Падение слоистости филлитовидных сланцев на юго-

восток (210°). В толще сланцев встречена дайка гранит-порфира (мощность 0,5 - 9 м) позднепалеозойского возраста.

10. Река Маруха. Левый склон р. Марухи в пределах ее коленаобразного изгиба у восточного склона горы Пастухова сложен теми же породами, что и участок долины р. Большой Зеленчук, расположенный южнее балки Богословки.

В низах склона долины р. Марухи, где река круто меняет направление течения с меридионального (в верховьях) на широтное, залегает мощная конгломератовая толща (до 500 м), относимая С.М. Кропачевым (1962) к семиродниковской свите. По Г.Д. Афанасьеву (1967; Абдуллаев, Афанасьев и др., 1969), возраст конгломератов более древний - раннепалеозойский (?). Эта толща сложена гальками и валунами (до 0,5 м по длинной оси) округлой и эллипсоидальной формы, хорошей окатанности, разнообразного состава. В их составе преобладают кислые породы: кератофиры, кварцевые кератофиры, их миндалекаменные разности и туфы, плагиограниты с гранофиром и без него, с начело хлоритизированным биотитом; более редки микродиабазы, их эпидотизированные и окварцованные разности, эпидозиты, метасоматиты по эпидот-хлоритовым сланцам. Цемент обломочный, базального типа, сложен обломками перечисленных пород и их минералов с участками филлитовидных метаморфических сланцев, хлоритизированных, серицитизированных, окварцованных и карбонатизированных.

Полимиктовые конгломераты перекрыты мраморизованными, рассланцованными, слабо доломитизированными известняками, несколько окварцованными и альбитизированными. В известняках располагаются зоны их сильного окварцевания и альбитизации, мощность зон от 4 м до 6 м. В них же наблюдаются прослои филлитовидных метаморфических сланцев, сильно серицитизированных, гематитизированных, эпидотизированных и окварцованных. Известняково-конгломератовая толща нижнего палеозоя несогласно перекрыта известняково-сланцевой - пастуховской - свитой верхнего девона (Кропачев, 1962). Мощность последней в северных выходах составляет 200-300 м, а на восточном склоне горы Пастухова - 450 м (Кропачев, 1962). Позднедевонский возраст этой свиты приведен по С.М. Кропачеву, (1962).

Свита сложена тремя горизонтами известняков, переслаивающихся с филлитовыми сланцами. Нижний горизонт известняков, окрашенных в светло-кремовый до бледно-розового цвета, почти не мраморизован и слабо рассланцован; по сланцеватости слабо гематитизирован, содержит прожилки и участки карбонатов. Два верхних горизонта имеют темно-серый цвет. Это мелкозернистые породы, слабо рассланцованные, чуть ожелезненные и почти не доломитизированные по сланцеватости. Мощность верхнего горизонта достигает 150-200 м.

Переменяющиеся с известняками филлитовидные сланцы содержат прослои полевошпатовых песчаников с хлоритовым цементом и филлитовидных гематитизированных сланцев, обогащенных обломками полевых шпатов. В филлитовидных сланцах, подстилающих верхний горизонт известняков, залегают пластовые, маломощные дайки амфиболитизированного габбро, на контактах с которыми сланцы сильно серицитизированы и гематитизированы, вследствие чего окрашены в красный цвет. Вершина горы Пастухова сложена теми же черными рассланцованными филлитовидными сланцами.

На верхнем горизонте филлитовых сланцев южного склона горы Пастухова залегают песчаники раннекарбонного возраста (Кропачев, 1962), подстилаемые прослоем (25-30 см) мелкогалечных конгломератов (диаметр галек от нескольких сантиметров до 6 см). Хорошо окатанные, округлые гальки сложены кератофиром, микродиабазом, эпидозитом, эпидот-хлоритовым сланцем, песчаником, плагиогранитом, очень редко - талькитом. Цемент конгломерата обломочный, базального типа. Он сложен песчаником, состоящим из обломков минералов: кварца, плагиоклаза, циркона, турмалина и других и из обломков пород: алевропесчаника, алеврофиллита, филлита.

Песчаники нижнего карбона венчаются потоком или sillом альбитизированных и хлоритизированных микродиабазов.

Кроме вышеописанного разреза, нами был собран небольшой материал по правому берегу р. Марухи около устья руч. Соснового, стекающего с западного склона горы Джелмез, и в нижней части указанного ручья, на расстоянии примерно 700 м от его устья.

Долина ручья сложена грубообломочными туфами кварцевых кератофигов и туфами смешанного состава. Первые состоят из обломков кварцевых кератофигов с угловатыми или извилистыми очертаниями, со сферолитовой и фельзитовой, иногда сильно гематитизированной основной массой. Диаметр обломков 0,2 до 3 мм и более, обломки заключены в базальный цемент. Реже встречаются прослойки среднезернистых литокластических туфов с диаметром обломков 0,5–0,6 мм. Цемент иногда отсутствует, и тогда обломки плотно соприкасаются один с другим. В смешанных туфах среди обломков встречаются следующие породы: пемза, кварцевый кератофир, вариолит, порфиroidный микродиабаз, флюидалное стекло.

Встречаются пласты спекшихся туфов (игнимбритов), содержащих фьямме, пемзу и обломки упомянутых пород. Туфы смешанного состава сложены обломками кислых лав – кварцевых кератофигов, дацитовых, реже андезито-дацитовых порфиритов и лав основного состава – порфиroidных микродиабазов и вариолитов. Породы сильно рассланцованы, раздроблены, серицитизированы, эпидотизированы, хлоритизированы, гематитизированы, карбонатизированы, реже пумпеллитизированы, возможно, содержат пренит.

Среди туфов встречены покровы (?) сильно карбонатизированного, хлоритизированного, гематитизированного спилита, близкого по структуре к вариолиту, и порфиroidного микродиабазы, нацело хлоритизированного и эпидотизированного. В низах ущелья залегает поток кварцевого кератофира мощностью до 6 м. Порода содержит редкие, мелкие вкрапленники альбита и кварца (диаметр около 0,2 мм), заключенные в мелкозернистую, аллотриоморфнозернистую основную массу, состоящую из полевых шпатов и редких зерен ксеноморфного кварца. Порода серицитизирована, эпидотизирована, содержит прожилки карбоната.

11. Река Даут. Долина р. Даут в верхнем течении реки (севернее выходов гранитов среднего палеозоя Главного хребта, Пшекиш–Тырныаузского разлома и полосы выходов пермских осадков) на протяжении примерно 5 км сложена метаморфизованными осадочно-эффузивными образованиями нижнего палеозоя. Они представлены покровами сильно рассланцованных, окварцованных плагиоклазовых, кварц-плагиоклазовых, реже нацело измененных пироксен-плагиоклазовых порфиритов, и более редкими потоками кератофигов. Порфириты нередко метаморфизованы до порфиритоидов, а иногда, по-видимому, и до хлорит-актинолит-эпидотовых с карбонатом сланцев. Потоки кератофигов перемежаются с прослоями рассланцованных, мраморизованных известняков мощностью от 0,5 до 25 м и редкими прослоями окварцованных хлорит-альбит-серицитовых и актинолит-эпидот-хлоритовых сланцев мощностью до 3 м. В верхах выходов сланцев встречена дайка микродиабазы мощностью 10 м; падение ее на северо-восток  $35^{\circ}$ , под углом  $70^{\circ}$ .

Отложения нижнего палеозоя перекрыты осадочно-вулканогенной толщей среднего девона или соприкасаются с ними по разлому.

В среднем течении р. Даут наблюдаются выходы мощной толщи филлитовидных сланцев семиродниковской свиты, содержащих многочисленные прослойки различных туфов мощностью около 1,5 м. Это литокластические, литовитрокластические, витрокластические туфы, иногда спекшиеся (или близкие к ним), содержащие обломки пемзы, фьямме, обломки стекла андезитового и дацитового состава. Встречаются прослойки алевропесчаника и вторичного кварцита мощностью 1 – 5 м.

Семиродниковская свита в среднем течении р. Даут по разлому соприкасается с отложениями карбона и с эффузивами перми. Ниже по реке, на расстоя-

нии примерно 13 км от устья, вновь появляются отложения девона — шаровые лавы кызылкольской свиты. Последние соприкасаются также по разломам с кристаллическими сланцами докембрия (?).

12. Верховья р. Худес — р. Чучкур. Верховья р. Чучкур, перевал из долины р. Чучкур к притокам р. Худес и район месторождений полиметаллических колчеданных руд Кызылкольской группы (ручьев Кислого и Голубого) сложены мощной толщей филлитовидных сланцев девона, относящихся к сосновской свите или к низам семиродниковской свиты. Сланцы содержат прослойки алевролитов мощностью несколько сантиметров, полимиктовых песчаников, туфов мощностью 20–30 см, спилитов. На филлитовых сланцах залегают покровы (потоки ?) спилитов и вариолитов с типичной подушечной отдельностью (диаметр шаров от нескольких сантиметров до 1 м), реже с параллелепипедальной отдельностью. Наблюдаются участки мандельштейнов с гематитом и яшмоидами. К основным лавам приурочены месторождения полиметаллических колчеданных руд Кызылкольской группы. Среди этих лав встречены дайки кератофиров мощностью до 3 м (падение на юго-запад  $170^{\circ}$ , угол падения  $30^{\circ}$ ), дайка габбро, метаморфизованного до серпентинита (мощность 1 м, простирание северо-запад  $290^{\circ}$ , угол падения  $90^{\circ}$ ) и многочисленные дайки порфиров пермского возраста.

### СТРАТИГРАФО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ

#### НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

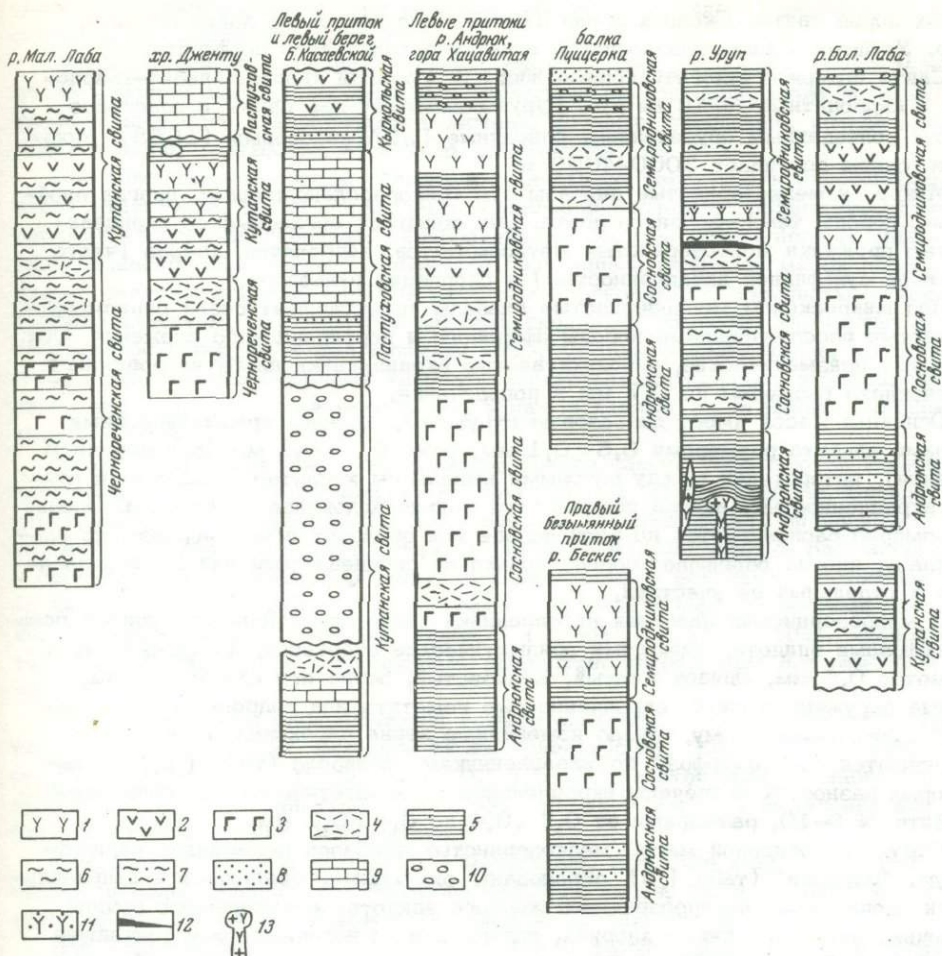
Наиболее древними образованиями изученного нами района являются породы субстрата архейского и (или) протерозойского возраста, объединенные в кристаллическую толщу. Последняя представлена различными гнейсами, кварцито-видными сланцами разнообразного состава, кварцитами, мраморизованными карбонатными породами, древнейшими гранитоидами, тектонитами, дайками спессартитов. В кристаллической толще залегают тела серпентинитов, интрузии габброидов, гранитоидов, гипабиссальные тела и дайки габбро-диабазов и других пород различного возраста, более молодого, чем вмещающие их кристаллические сланцы. Последние отделены от более молодых образований разломами и нигде с ними непосредственно не соприкасаются. Выше залегает мощная толща нижней метаморфической серии палеозоя. Последняя сложена двумя свитами: нижней — чернореченской и верхней — кутанской.

Вулканогенные образования и породы гипабиссальных тел, даек и жил нижнего палеозоя разнообразны по петрографическому составу, химизму и метаморфизму. Разнообразен и состав метаморфических сланцев, образовавшихся по осадочным породам, переслаивающимся с вулканогенами. Органические остатки в породах нижней метаморфической серии не встречены; радиолярии верхней части серии в филлитах р. Большой Лабы и отпечатки иглокожих в мраморизованных известняках р. Бескес настолько сильно изменены, что определению не поддаются. Поэтому расчленение нижней метаморфической серии проведено на основании прослеживания по простираанию пластов разнотипных пород, по различию состава этих пород и характеру их переслаивания в нижней и верхней частях серии.

#### Чернореченская свита

Чернореченская свита изучена в долине р. Малой Лабы между кордоном Третья Рота и устьем р. Уруштен (Черная) на протяжении не менее 8 км; в низовьях р. Уруштен на протяжении около 3 км; в низовьях руч. Буруны на протяжении 0,5 км; в верховьях р. Бескес (западный склон хр. Дженту); в верхнем и среднем течении ручьев Красного и Власенкова (правые притоки р. Бескес). Свита сложена лавовыми покровами, переслаивающимися с метаморфическими сланцами. Покровы диабазов имеют мощность 1 — 30 м, редкие потоки кератофиров в районе кордона Третья Рота — несколько метров (фиг. 21).

В свите преобладают покровы афировых и порфиroidных микро- и среднезернистых диабазов, налегающих один на другой или переслаивающихся с орто- и парасланцами. В диабазовых породах наблюдаются тонкие (несколько сантиметров) прожилки мелкозернистых метасоматитов; в низах свиты развиты маломощные (30 см — 2 м) дайки диабазов. В верхах свиты на р. Малой Лаве, выше ручья Буруны, изредка встречаются потоки кератофиров, в устье р. Уруштен залегают два потока кварцевых кератофиров мощностью 10—15 м, их туфы



Фиг. 21. Стратиграфические разрезы различных районов Передового хребта

1 - пироксеновые порфириты; 2 - пироксен-полевошпатовые, полевошпатовые и кварц-полевошпатовые порфириты; 3 - диабазовые порфириты и порфировидные диабазы; 4 - кератофиры, кварцевые кератофиры и их туфы; 5 - филлитовые сланцы; 6 - актинолитовые, эпидотовые, хлоритовые и другие сланцы; 7 - яшмовые породы; 8 - песчаники и алевролиты; 9 - известняки; 10 - конгломераты; 11 - туфы плагиоклазовых порфиритов; 12 - колчеданная залежь; 13 - габбиссальные тела и дайки пироксеновых порфиритов

и несколько маломощных зон (от одного до десятков сантиметров) мелкозернистых метасоматов.

В свите наблюдаются дайки кварцевых кератофиров (мощность 0,5 - 5 м); на руч. Красном - силлы кварцевых кератофиров (около 10 м длиной при нескольких метрах мощности). Эти образования переслаиваются с хлоритовыми орто- (по микродиабазам) и парасланцами (мощностью от 5 см до 6,5 м, редко до 20 м) и с их разновидностями; развитыми около рудных скоплений эпидотовыми, актинолитовыми, карбонатными, мусковитовыми сланцами и переходными между ними разновидностями; также с алевролитами с хлоритовым цементом, филлитами и вторичными кварцитами (до 0,5 м мощностью). Эпидозиты, а также вторичные кварциты могли образоваться при метаморфизме

любых пород свиты. Около кордона Третья Рота встречена дайка диабаз; на р. Уруштен — жила плагиоаплита и дайки базальтового порфирита.

Свита содержит многочисленные жилы и прожилки кварца, альбит-кварцевые и карбонатные жилы; на руч. Буруны залегают две линзы и пластовое тело с колчеданным оруденением, описанные Г.Д.Афанасьевым (1958). Мощность свиты достигает 3000–4000 м.

Микро- и мелкозернистые диабазы это тонкорассланцованные, иногда плейчатые, породы темно-зеленого цвета. Они содержат согласные со сланцеватостью прожилки мелкозернистых метасоматитов, карбонатов, кварца (часто с тонкой сульфидной вкрапленностью) и скопления сульфидов.

Под микроскопом мелкозернистые диабазы представляют собой равномерно-зернистые рассланцованные породы афирового и порфириовидного сложения. Они содержат призматические, сдвойникованные вкрапленники альбитизированного плагиоклаза размером до 0,7 мм в поперечнике.

Основная масса имеет диабазовую структуру, сложена призматическими зернами альбита размерами 0,5 × 0,1 мм, реже 0,7 × 0,2 мм (в поперечном сечении), интерстиции между которыми выполнены хлоритом, эпидотом и рудной вкрапленностью; иногда наблюдаются тонкие волокна актинолита. Эпидот равномерно располагается по всей породе или образует псевдоморфозы по плагиоклазу, иногда обогащает породу только по сланцеватости или же скапливается в отдельных ее участках.

В микрозернистых диабазах вкрапленники часто представлены полными псевдоморфозами эпидота, имеющими призматические очертания, достигающими в диаметре 0,5 мм. Эпидот желтый, железистый, зерна его сдвойникованы, иногда окружены тонкой вкрапленностью гематита или гидроокислами железа (?). Это, по-видимому, нацело измененные зерна пироксена. Кроме того, встречаются псевдоморфозы по вкрапленникам амфибола (табл. I, а). В некоторых разностях встречены вкрапленники полисинтетически сдвойникованного альбита № 0–10, размерами от 0,7 × 0,4 до 0,4 × 0,2 мм.

Структура основной массы мелкозернистых диабазов напоминает вариолитовую. "Вариоли" (табл. I, а) образованы округлыми, овальными и неправильными скоплениями полупрозрачного желтого эпидота, загрязненного рудной мелочью, или скоплениями хлорита, содержащего многочисленные тончайшие (от 0,1 × 0,001 до 0,01 × 0,05 мм) лейсты плагиоклаза. "Вариоли" располагаются среди основной массы, структура которой близка к аповитрофировой. Основная масса сложена призматическими индивидами альбита № 5,5–13 с волнистым погасением, размерами от 0,3 × 0,05 до 0,04 × 0,07 мм. Зерна его имеют зазубренные контуры, обычно разломаны на части, иногда полисинтетически сдвойникованы. Первоначальные контуры лейст улавливаются по остаточному хлориту, окаймляющему первичные лейсты. Нарастание на лейсты более позднего альбита выразилось в появлении у них зазубренных контуров.

Интерстиции обильно выполнены хлоритом с многочисленными мельчайшими зернами гематита, гематитизированного магнетита (измененного нередко до мартита) и лейкоксена. В них обычны зерна апатита.

Некоторые образцы диабазовых мандельштейнов из верхних частей диабазовых покровов содержат округленные, неправильные скопления зерен эпидота, окруженных тонкой гематитовой каймой, или зерен кварца: эти скопления, по-видимому, выполнили поры в лавах.

Диабазы всех разновидностей альбитизированы, эпидотизированы, окварцованы, часто карбонатизированы; по сланцеватости в них расположены прожилки мелкозернистых метасоматитов, карбоната, кварца; породы нередко обогащены вкрапленностью магнетита, гематита и пирита с примесью халькопирита (подробное описание химизма пород см. гл. IV).

В результате рассланцевания и перекристаллизации микро- и мелкозернистых диабазов образуются эпидот-хлоритовые ортосланцы.

При более сильном изменении пород — рассланцевании, альбитизации и окварцевании — возникают мелкозернистые метасоматиты. Хлорит-эпидот-актино-

литовая разновидность сланцев предположительно возникла в результате преобразования пластовых тел габбро.

Эпидот-хлоритовые сланцы — сильно рассланцованные породы темно-зеленого до зеленого цвета. Они содержат согласные со сланцеватостью прожилки кварца-эпидотового и карбонатного состава, которые, утолщаясь, иногда переходят в линзы мощностью несколько сантиметров.

Под микроскопом породы обладают сланцеватой текстурой и бластопорфировой структурой. Бластопорфировые вкрапленники сложены призматическими зернами кислого плагиоклаза, раздробленного, хлоритизированного и эпидотизированного, обладающего волнистым погасанием. Основная масса породы сильно окварцована. Она сложена лейстами плагиоклаза с извилистыми контурами, хлоритом, образующим местами скопления табличек, вытянутых по сланцеватости породы и выполняющих микротрещины в плагиоклазе, и обильными ксеноморфными зернами кварца с волнистым погасанием; наблюдаются зерна эпидота, призмочки актинолита, многочисленные зерна пирита, магнетита и гематита.

Среди новообразованного эпидот-хлоритового сланца наблюдаются мелкие разобщенные реликтовые участки со структурой исходного диабаз. Внешне это сильно рассланцованные (до плейчатости) темно-зеленые, пятнистые, вследствие скоплений эпидота, породы (табл. I, б). Полосчатые разновидности в свою очередь сложены чередующимися прослоями и полосами, состоящими из хлорита с мельчайшими волоконцами актинолита и порфиробластами эпидота, иногда образующими скопления (диаметр 1,5 мм). Эпидот желтый, железистый или разложенный и непрозрачный вследствие загрязнения его окислами железа.

По сланцеватости располагаются гематитовые чешуйки, нередко сливающиеся в изогнутые полосы, имеющие ту же ориентировку. Эпидот-хлоритовые прослои чередуются с прослоями (0,02–1,5 мм), состоящими из многочисленных зерен кварца с реликтами зерен эпидота, ксеноморфных выделений альбита, листочков хлорита и гематита.

Мелкозернистые метасоматиты — массивные, или чаще сильно рассланцованные породы зеленого или голубовато-серого цвета, часто сильно карбонатизированные. Нередко содержат сульфидную вкрапленность.

При микроскопическом изучении видно, что породы содержат порфиробласты альбита призматической формы с зазубренными контурами; альбит просто сдвойникован, слабо изменен. Размеры псевдовкрапленников колеблются в широких пределах от довольно крупных (1,1 × 0,5 — 0,8 × 0,2 мм) до мелких зерен, близких по размерам к зернам основной массы. Иногда порфиробласты располагаются субпараллельно, ориентируясь, по-видимому, по сланцеватости породы.

Основная масса имеет гранобластовую структуру. Промежутки между призматическими индивидами альбита основной массы выполнены ксеноморфными зернами кварца с волнистым погасанием, с примесью хлорита и бесцветной слюды. Встречаются сульфиды железа, магнетит и зерна апатита. Метасоматиты содержат кварцевые, карбонат-кварцевые с альбитом и карбонатные прожилки и линзы. Прожилки кварца секут карбонатные прожилки I генерации и сами пересекаются жилками кальцита II генерации.

Кератофиры — очень плотные, мелкозернистые, лейкократовые породы. Под микроскопом они имеют порфировую структуру, содержат вкрапленники призматической формы, сложенные несдвойникованным или полисинтетически сдвойникованным альбитом. Основная масса рассланцована, имеет гранобластовую структуру, сложена призмочками, чаще ксеноморфными зернами (диаметр 0,02–0,4 мм) альбита и кварца, и вытянутыми по сланцеватости чешуйками хлорита. В породах присутствуют тончайшая рудная пыль, зерна и прожилки карбонатов.

Кварцевые кератофиры (табл. I, в) — рассланцованные, полосчатые породы с мощностью полос от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров,

характеризующиеся различной крупностью зерна и разной окраской. В них наблюдается чередование зеленых и светло-зеленых полос однородного состава с прослоями темно-серого, фиолетово-серого, розовато-желтого цвета, имеющими порфиновый и обломочный облик. На плоскостях сланцеватости обычны скопления серебристого, светло-зеленого и розового серицита, мощностью до 1 мм. Наблюдаются постепенные переходы от более крупнозернистой разновидности с вкрапленниками зеленовато-желтого альбита и кварца к более мелкозернистой разновидности. Под микроскопом видно, что полосато-сланцеватые породы сложены перемежающимися полосками мощностью от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, с различной крупностью зерна. Вкрапленники более крупнозернистых разновидностей имеют размеры от  $3 \times 1,4$  до  $5 \times 4$  мм, более мелкозернистых пород — от 1 мм до долей миллиметра. Крупность зерен основной массы соответственно изменяется от 0,2–0,01 до 0,05–0,01 мм. Вкрапленники представлены сильно раздробленными зёрнами кварца с облачным и волнистым погасанием и редко сохранившимися первоначальными идиоморфными контурами. Чаще зерна кварца имеют неправильные очертания. Некоторые из них превращены в агрегат мелких зерен, и лишь форма таких агрегатов указывает на то, что здесь был вкрапленник кварца.

Вкрапленники альбита № 6 обычно имеют меньшие размеры, как и вкрапленники кварца, раздроблены (табл. I, г), характеризуются изъеденными очертаниями; первоначальные, идиоморфные, контуры в них сохраняются редко. Чаще это неправильные по форме образования, иногда ситовидные из-за вростков мелких зерен кварца, обычно измененные; пелитизированные, эпидотизированные, серицитизированные.

В крупнозернистых породах плагиоклаз более изменен и содержит среди вышеперечисленных вторичных продуктов карбонат и кварц. Основная масса имеет сланцеватую текстуру, гранобластовую структуру (лепидобластовую в более мелкозернистых породах); сложена вытянутыми параллельно сланцеватости ксеноморфными зёрнами кварца с волнистым погасанием и призматическими зёрнами альбита, иногда с сохранившимися полисинтетическими двойниками. Встречаются зерна эпидота, карбоната, пластинки хлорита, серицита и скопления лейкоксена: из аксессуарных минералов отмечены апатит, сфен, изредка циркон, в ничтожных количествах гематит. Разности туфового облика сложены полосами, состоящими из обломков ( $6,8 \times 1,3$  мм; изометричные зерна около 0,1 мм) альбита и кварца, скрепленных цементирующей лавоподобной массой, близкой к вышеописанной. Породы сильно окварцованы и раздроблены. Часто трудно решить, является ли порода туфом или раздробленным кварцевым кератофиром.

Скопления серицита до 1 мм в поперечнике, обычно развитые вдоль сланцеватости пород, огибают вкрапленники и обломки минералов. Серицит содержит  $\text{Na}_2\text{O} = 1,32\%$  и  $\text{K}_2\text{O} = 8,86\%$  (определено Л.М. Крутецкой).

Алевролиты (табл. I, д) — тонкозернистые, реже среднезернистые породы. Они рассланцованы слабо, заметно слоисты, имеют желтовато-зеленовато-серый до зеленовато-серого цвет, часто обогащены сульфидами железа и меди, гематитом или магнетитом.

Под микроскопом породы характеризуются сланцевато-слоистой иногда плейчатой текстурой, порфиробластовой структурой с бластоалевролитовой основной тканью. Это обломочные разности с обломками угловатой и полуугловатой формы (от 0,1 до 0,01 мм в одних образцах и от 0,06–0,1 до 0,02–0,2 мм в других) преимущественно кварца, альбита, редкими обломками апатита, сфена, скоплениями зерен лейкоксена (возможно, и углистыми); отмечаются также эпидот, грязно-зеленый амфибол, грязно-бурая слюда. Кроме того, встречаются призматические зерна неизвестного минерала с высоким светопреломлением и низким двупреломлением ( $cNg = 25^\circ$ ;  $+2V$  — малый, сильная дисперсия осей  $\rho > \nu$ ). Присутствуют крупные ксеноморфные зерна магнетита с хлоритовыми "двориками растяжения". Цемент породы — карбонатно-хлоритовый с преобладанием карбоната или хлорита. При уменьшении размеров облом-

ков и увеличении количества хлорита породы приближаются к филлитовым сланцам. Иногда содержат более поздний биотит.

Разности алевrolита с богатым цементом (до 50%) макроскопически тонкорассланцованные (до пльчатости), тонкополосчатые породы, темно-зеленые, с жирным блеском на плоскостях сланцеватости, в изломе окрашены в более светлые желтовато-зеленые тона; микроскопически - слоисто-сланцеватые, сложенные чередующимися прослоями переменной мощности оталькованного (?) хлорита, часто обогащенного вкрапленностью сульфидов железа, и прослоями, обогащенными карбонатом с многочисленными обломками (до 50%) мелкозернистого алевrolита (0,006 - 0,043 мм, преобладают обломки 0,017 - 0,020 мм). Обломки угловаты, полугловаты, изредка окатаны. Они представлены кварцем, альбитом, реже цоизитом и апатитом. В некоторых породах присутствует карбонат в виде призматических зерен, окруженных хлоритом. Иногда видны чешуйки талька (?) и многочисленные скопления гематита и магнетита.

Хлорит-эпидот-актинолитовый ортосланец - это тонкорассланцованная желтовато-зеленая порода с тонким кливажем на плоскостях сланцеватости. Под микроскопом в нем наблюдается полосчато-сланцеватая текстура: нематобластовая основная ткань содержит участки и прослои с порфиробластовой и гранобластовой структурами.

Порфиробласты образованы разломанными зернами амфибола, замещенного хлоритом и отчасти эпидотом: роль порфиробластов играют также скопления зерен желтого, железистого эпидота. Основная ткань сложена актинолитом, хлоритом, эпидотом с примесью мелких зерен кварца, обычно ситовидного, прорастающего актинолитом и хлоритом. Актинолит часто образует тончайшие волокна. Карбонат располагается участками и слагает полосы, согласные со сланцеватостью, содержит реликты зерен актинолита и эпидота. Встречаются также зерна пирита и гематита.

Актинолит-хлоритовые сланцы характеризуются зеленым цветом, нематолепидобластовой структурой. Порода состоит из спутанного войлока голубоватого актинолита, пропитанного чешуйками хлорита, местами образующими скопления. В значительных количествах присутствует гематит, в меньших - кварц и эпидот.

Карбонат-хлоритовые парасланцы представляют собой тонкорассланцованные часто пльчатые, тонкополосчатые породы темно-зеленого цвета с жирным блеском на плоскостях сланцеватости. Под микроскопом они обладают полосчато-сланцеватой текстурой (табл. I, e), сложены полосками хлорита, содержащего реликтовые зерна доломитизированного кальцита и тонкие пластинки гематита, вытянутые по сланцеватости породы. Нередко хлорит приобретает ситовидную структуру из-за многочисленных вростков кварца и альбита. Максимальная мощность прослоев 1,5 см; утоняясь, они полностью выклиниваются. Прослои мощностью менее 1 см сложены ксеноморфными, вытянутыми параллельно сланцеватости зернами доломитизированного кальцита, имеющего аналогичную хлориту ситовидную структуру. Местами присутствует немного зерен эпидота, изредка апатита, раздробленный плагиоклаз, пластинки мусковита и биотита. Породы по сланцеватости сильно окварцованы, иногда обогащены сульфидной вкрапленностью и пластинками гематита. Изредка содержат тончайшие волокна актинолита и мелкие зерна сфена.

Хлорит-эпидотовые парасланцы - темно-зеленые, обычно рассланцованные породы, с участками и полосками (1-2 мм) зеленовато-желтого цвета, то сужающимися, то образующими утолщения. На выветрелой поверхности кое-где видны вишнево-красные налеты гидроокислов железа и прожилки (до 1 см) гематита.

В шлифах видна сланцевато-полосчатая текстура (табл. I, ж), обусловленная чередованием эпидотовых и эпидот-хлоритовых прослоев. Первые имеют почти мономинеральный состав и состоят из скоплений слабоплеохроичного буроватого эпидота, содержащего идиоморфные зерна пирита. Породы рассечены трещинами,

перпендикулярными к слоистости, выполненными хлоритом и кварцем. Прослой эпидот-хлоритового состава состоят из зеленого хлорита, содержащего мелкие зерна эпидота и их скопления, а также зерна магнетита. Порода окварцована и карбонатизирована, кварц гаснет волнисто, карбонат представляет собой доломитизированный кальцит. Зерна обоих минералов вытянуты параллельно слоистости и сланцеватости породы. Карбонатизированная разновидность богата рудными минералами. Некоторые сланцы обогащены актинолитом и образуют переходы к актинолитовой разности. Уменьшение количества хлорита ведет к возникновению почти чистых эпидозитов, а эпидота — хлоритовых сланцев.

Мусковитовые сланцы — белые, мягкие и жирные наощупь, обохренные по плоскостям сланцеватости. Под микроскопом эта разновидность сланцев характеризуется сланцеватой текстурой и лепидобластовой структурой. Отдельные прослой сложены агрегатом скоплений мусковита, содержащих многочисленные мельчайшие иголки рутила. По сланцеватости породы сильно окварцованы и обогащены сульфидами железа. В некоторых прослоях сохранился хлорит. Мусковитовые сланцы образовались при околорудном метаморфизме хлоритовых разновидностей, встречаются около колчеданных скоплений. Количество щелочей в бесцветной слюде этих разностей определено Л.М. Крутецкой:  $\text{Na}_2\text{O} = 0,47\%$ ;  $\text{K}_2\text{O} = 7,83\%$ .

Эпидозиты — почти мономинеральные породы, сложенные ксено- и идиобластами буроватого и желтоватого (железистого) эпидота, среди которых обычно наблюдаются реликты минералов исходной породы, подвергшейся преобразованию. Эпидозиты обычно хлоритизированы, карбонатизированы и окварцованы.

Метадиабазы жил темно-зеленые, среднезернистые. Под микроскопом наблюдается диабазовая структура. Хорошо виден катаклиз: призматические, с полисинтетическими двойниками зерна альбита № 3 разломаны, искривлены, часто волнисто гаснут. Обычно они содержат включения кальцита, эпидота и мусковита. Наблюдаются ксеноморфные, волокнистые в краях, вследствие замещения актинолитом и хлоритом, зерна и скопления зерен обыкновенной, зеленой с голубым оттенком роговой обманки, содержащей эпидот и сфен. По краям роговая обманка замещена актинолитом и хлоритом, придающими волокнистые очертания зерну амфибола. Волоконца актинолита и хлорит присутствуют в породе в заметных количествах. Довольно много зерен желтого (железистого) и буроватого эпидота, нередко образующего скопления; последние иногда вытянуты по сланцеватости. Рудные зерна представлены сильно лейкоксенизированным титаномagnetитом, кучным или вытянутым вдоль сланцеватости. Встречены единичные зерна пирита. Порода сильно окварцована и карбонатизирована; кварц образует ситовидные включения в актинолите и хлорите; скопления зерен кварца, часто вытянутые вдоль сланцеватости, наблюдаются между лейстами плаггиоклазов; карбонат то беспорядочно разбросан по породе, то зерна его располагаются по сланцеватости.

Плаггиоалиты макроскопически представляют собой желтовато-белые породы; под микроскопом это мидониты, в которых среди крупных обломков различаются полисинтетически сдвойникованный кислый плаггиоклаз, кварц с волнистым погасанием, грязно-розовый, резко плеохроичный, хлоритизированный и раздробленный турмалин призматического габитуса, редкие пластинки мусковита и хлорита, идиоморфные зерна лимонитизированного пирита. В шлихах обнаружены акцессорные минералы: прозрачные бледноокрашенные, желтые, бурые и розовые призматические зерна циркона (диаметр 0,07–0,15 мм), кремово-коричневый, тонкопризматический рутил, бесцветный апатит, редкий барит, светло-зеленый актинолит и сфалерит в сростках с галенитом. Породы по трещинам карбонатизированы.

Альбит-кварцевые и другие прожилки-макроскопически белые, матовые породы. В шлихах видны идиоморфные и ксеноморфные зерна альбита, погруженные в агрегат мелкозернистого, участками среднезернистого кварца, гаснущего волнисто. Из акцессорных минералов наблюдаются биотит, темно-зеленая ро-

говая обманка, актинолит, актаэдры хромита (диаметр 0,7 мм), рутил, апатит, гематит. Барита значительно больше, чем в плагиоаплите. По трещинам порода карбонатизирована. Кварцевые жилы и прожилки сложены матовым, макроскопически сильно лимонитизированным кварцем. Карбонат-кварцевые жилы содержат, кроме кварца, более поздний кальцит с пятнами доломита. Макроскопически кальцит местами имеет розовый цвет.

Кварцевые кератофиры даек и силлов руч. Красного представляют собой массивные породы светлой окраски. Невооруженным глазом наблюдаются вкрапленники полупрозрачного кварца (диаметр до 1 мм) и более мелкие вкрапленники матового плагиоклаза, выделяющиеся на тонкозернистом фоне основной массы серовато-зеленой или фиолетовой окраски, придающие породе некоторую пятнистость.

Под микроскопом породы имеют порфиристую структуру, содержат вкрапленники идиоморфного, часто раздробленного кварца и плагиоклаза, замещенного эпидотом и серицитом. Плагиоклаз - альбит № 4.

Основная масса имеет аллотриоморфную или гипидиоморфную структуру, сложена ксеноморфными или призматическими, сдвойникованными зернами плагиоклаза, изъеденными кварцем. В интерстициях - кварц с примесью хлорита, эпидота, редких зерен сфена, апатита, единичных зерен анатаза и рутила. Некоторые породы, имеющие фиолетовую окраску, сильно гематитизированы. Встречаются зерна гематитизированного пирита. Иногда породы сильно раздроблены, брекчированы и имеют голубовато-зеленую окраску; иногда обохрены или сильно окварцованы.

Базальтовые порфириты даек макроскопически представляют собой довольно массивную, тонкозернистую породу с черными вкрапленниками, выделяющимися на темно-сером фоне основной массы. Возле контактов породы имеют афанитовый облик, содержат более мелкие вкрапленники, порфирит содержит прожилки бело-розового карбоната.

Под микроскопом породы обладают порфиридной структурой: в качестве вкрапленников наблюдаются кристаллы оливина и пироксена, полностью замещенные вторичными образованиями (табл. I, з). Среди продуктов изменения встречаются ромбоэдрические зерна доломита, зернистый кальцит, серпентин, содержащий мелкие, идиоморфные, октаэдрические, изотропные бурые зерна пикотита и мелкие, бесцветные зерна кварца с волнистым погасанием. Вкрапленники восьмигранной формы, нацело замещенные серпентином, представляют собой псевдоморфозы по пироксену. Единичные округлые миндалины диаметром до 3,8 мм выполнены тончайшим агрегатом зерен халцедона (?), зеленоватым хлоритом и редкими зернами доломита.

Основная масса имеет структуру, переходную между интерсертальной и гиалопилитовой; сложена лейстами плагиоклаза, очень сильно измененного, замещенного карбонатом, хлоритом и альбитом. В интерстициях - хлорит, часто ситовидный вследствие вростков кварца, много карбоната, значительное количество рудных зерен (магнетит и лейкоксен). Контактные разности более мелкозернисты. Химический состав миндалекаменного базальтового порфирита (обр. 46/57) следующий (в вес.%):  $\text{SiO}_2$  - 49,33;  $\text{TiO}_2$  - 0,71;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - 13,04;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  - 2,05;  $\text{FeO}$  - 5,88;  $\text{MnO}$  - 0,14;  $\text{MgO}$  - 7,77;  $\text{CaO}$  - 6,38;  $\text{Na}_2\text{O}$  - 3,56;  $\text{K}_2\text{O}$  - 0,22;  $\text{H}_2\text{O}^-$  - 0,82;  $\text{H}_2\text{O}^+$  - 4,92;  $\text{CO}_2$  - 5,43;  $\text{P}_2\text{O}_5$  - 0,12;  $\text{S}$  - 0,22;  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  - 0,08;  $\text{P}_2\text{O}_5$  - 0,03, сумма - 100,58 (аналитик Н.Н.Никольская).

В чернореченской свите вдоль зон разломов северо-западного простирания залегают крупные тела гранитоидов уруштенского комплекса, изученные Г.Д.Афанасьевым (1950, 1958; Афанасьев и др., 1968, 1971), В.В.Плошко (1965).

На ручьях Буруны и Красном расположены месторождения и скопления колчеданных руд (Афанасьев, 1958; Гончарова, 1959; Афанасьев и др., 1968).

Чернореченская свита характеризуется мощным глубоководным вулканизмом и редкими гипабиссальными телами основного состава. Локальные мало-

мощные потоки, гипабиссальные тела и дайки кислого состава приурочены к верхам свиты. Наблюдаемые между покровами и потоками осадочные образования и туфогены редки и маломощны.

Для пород свиты характерен процесс регрессивного метаморфизма с привнесением кремния, натрия и серы, выносом кальция, магния; характерны также обогащение пород сульфидами железа, карбонатизация их с образованием сульфидных скоплений, карбонатных и других гидротермальных прожилков. Породы чернореченской свиты метаморфизованы до фации зеленых сланцев.

На контактах с гранитоидами уруштенского магматического комплекса девона породы чернореченской свиты изменены и превращены в контактные сланцы различного состава и в метасоматиты. "Переход кристаллических пород в зеленосланцевые в различных частях зоны осуществляется на разных стратиграфических уровнях в зависимости от высоты проникновения гранитоидных интрузий по разрезу" (Самохин, 1962, стр. 244).

Абсолютный возраст вторичного мусковита из кварцевого кератофира устья р. Уруштен составляет 430 млн. лет и соответствует возрасту метаморфизма кварцевых кератофиров; на основании этого возраст кварцевого кератофира принимается как более древний, доордовикский (Афанасьев и др., 1968).

## Кутанская свита

### Нижняя осадочно-вулканогенная подсвита

Нижняя осадочно-вулканогенная подсвита изучалась нами по р. Малой Лябе ниже устья р. Уруштен до пос. Верхний Кутан, в среднем и верхнем течении р. Бескес, на горе Туровая Башня, на южном склоне хр. Белые Скалы, в нижнем течении руч. Красного, на р. Хацавитой, на р. Большой Лябе между балкой Россыпной и пос. Рожка, на р. Большой Зеленчук у с. Архыз.

Для подсвиты характерны покровы плагиоклазовых и кварц-плагиоклазовых порфиритов андезитового и дацитового состава, мощностью от нескольких метров до 15-20 м, прослои их туфов мощностью от 2-3 см до 5-6 м, пласты псаммитовых и алевролитовых литокластических туфов порфиритов, редкие потоки (возможно, дайки) уралитизированных пироксен-плагиоклазовых порфиритов базальтового состава мощностью 1,5 м и более, перемежающиеся с прослоями актинолит-хлорит-эпидотовых и хлорит-эпидотовых сланцев мощностью от 0,3 до 3,5 м с линзами эпидозитов (5 см × 0,5 м и более), слоями бластофиллитов (от нескольких до 10 см и более), вторичными кварцитами, мощностью от нескольких сантиметров до 0,5 м.

Нижняя подсвита венчается толщей бластофиллитов верхней подсвиты, переслаивающихся между собой и содержащих редкие прослои песчаников. Верхняя подсвита содержит линзы конгломератов на хр. Белые скалы, горе Большой Пшицер, в верховьях левого притока руч. Красного, в низовьях руч. Власенкова - на водоразделе между ручьями Власенкова и Красным - правыми притоками р. Бескес. Бластофиллиты и бластоалевролиты подстилают известняки хребтов Белые Скалы и Дженту, горы Большой Пшицер.

В породах верхней подсвиты встречены интрузивные, нацело метаморфизованные тела габброидов, превращенные в эпидот-рогообманковые сланцы, тела ультрабазитов, измененные до серпентинитов и лиственитов; в низах подсвиты встречаются дайки и силлы кварцевых кератофиров, актинолитизированных пироксен-плагиоклазовых порфиритов, в верхах - дайки порфиритов.

Пироксен-плагиоклазовые базальтовые и андезито-базальтовые порфириты - это частично рассланцованные, темно- и желто-зеленые породы. Первые обогащены актинолитом, вторые - эпидотом.

Под микроскопом породы имеют порфировидный облик, вкрапленники сложены плагиоклазом и псевдоморфозами по пироксену. Плагиоклаз образует идио-

морфные зерна, местами милонитизированные, представлен полисинтетически двойникованным альбит-олигоклазом № 15. Замещен лимонитом, эпидотом, хлоритом и серицитом.

Вкрапленники цветного минерала сохраняются очень редко, это агрегаты искривленных, слабо окрашенных и слабоплеохроичных волоконцев зеленовато-голубой роговой обманки актинолитового ряда, обычно в той или иной степени эпидотизированной, часто содержащей скопления лейкоксена. В центре таких псевдоморфоз изредка присутствует более компактный актинолит. Часто встречаются крупные ксенобласты раздробленного кварца с волнистым погасанием, с вростками пучков волокнистого амфибола.

Основная масса нацело перекристаллизована. Очень редко в ней сохраняются реликты призматических зерен (табл. II, а) альбита № 2, расположение которых сохраняет рисунок диабазовой структуры. Обычно основная масса неоднородная, тонкозернистая, с преобладанием какого-нибудь одного минерала; сложена волокнами зеленовато-голубоватого актинолита, многочисленными зональными, почти непрозрачными идиобластами чуть желтоватого эпидота, зернами кварца с волнистым погасанием, окруженными радиальнолучистой основной массой и многочисленными пластинками и волоконцами хлорита. В некоторых породах обилен мусковит. Встречаются скопления лейкоксена, образующие псевдоморфозы по нацело разложенным зернам титаномагнетита.

Контактные разности тонкозернисты, вкрапленники отсутствуют.

Плагноклазовые порфириды представляют собой желтовато-зеленые, рассланцованные породы. Под микроскопом устанавливаются порфиридные разности. Обильные вкрапленники (около 1,5 мм) плагноклаза № 5 сильно раздроблены, изогнуты и замещены серицитом, хлоритом (табл. II, б). Основная масса редко сохраняется и с трудом распознается в реликтовых участках. Она сложена призмочками альбитизированного плагноклаза, заключенными в криптоаллотриоморфной основной массе, состоящей из альбита, серицитизированного (оталькованного?) хлорита, нередко ситовидно проросшего кварцем и серицитом. Обычны многочисленные, буроватые в центре идиобласты эпидота или агрегаты его мельчайших зерен.

Редкие зерна сульфидов окружены "двориками растяжения" хлоритового или кварцевого состава.

Кварц-плагноклазовые порфириды отличаются от предыдущих присутствием кварца во вкрапленниках и основной массе. Порфириды всех разновидностей рассланцованы, альбитизированы, эпидотизированы, хлоритизированы, окварцованы. Основные разности, кроме того, актинолитизированы.

Псаммитовые и алевритовые литокристаллокластические туфы (табл. II, в) плагноклазовых и кварц-плагноклазовых порфиритов макроскопически представляют собой рассланцованные, слоистые породы серовато-зеленого цвета, обогащенные зернами эпидота (особенно сильно на контактах с кварцевыми прожилками). Невооруженным глазом заметны белые, матовые обломки плагноклаза и полупрозрачные — дымчатого кварца. Цементирующая масса породы тонкозернистая, нередко окрашенная по плоскостям сланцеватости в бурый цвет гидроокислами железа.

В шлифах видна сланцеватая текстура, обломочная структура (с диаметром обломков 0,1–1,5 мм в псаммитовых разностях; 0,1 – 0,03 мм — алевритовых). Обломки угловаты, милонитизированы, вытянуты по сланцеватости. Среди обломков присутствуют многочисленные зерна плагноклаза, альбитизированного (№ 5–7) и измененного аналогично плагноклазам порфиритов, зерна кварца, основной (фельзитовой) массы порфиритов и самих порфиритов.

Цементирующая масса туфов мелкозернистая (сложенная хлоритом, эпидотом, кварцем, альбитом и серицитом, изредка с лейкоксеном и лимонитизированным пиритом) или крустификационная с характерной цементацией обломков хлоритом и кварцем, нарастающими перпендикулярно к контурам обломков. Туфы кварц-плагноклазовых порфиритов содержат угловатые обломки катаклазированного кварца (табл. II, г) и порфиробласты последнего (табл. II, д). Пор-

Таблица 2

Сравнительный химический состав (в вес.%) зеленых сланцев на разных ступенях метаморфизма

№ обр.	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Li <sub>2</sub> O	Rb <sub>2</sub> O	Cs <sub>2</sub> O
2747	0,13	0,13	0,007	0,0005	0,004
2755	0,11	0,05	0,007	0,000	0,004

Аналитики Л.М.Крутецкая и А.И.Батова.

фириобласты кварца также раздроблены, характеризуются волнистым погасанием и содержат замкнутые участки основной массы. Вследствие сильной рассланцованности и измененности пород этой группы туфы часто с трудом отличаются от порфиритов.

При дальнейшем метаморфизме породы описанной группы через промежуточные различия сменяются эпидот-хлоритовыми с актинолитом (табл. 2, обр. 2747) и далее хлорит-эпидотовыми сланцами (табл. 2, обр. 2755). В промежуточных различиях еще улавливаются реликтовые зерна плагиоклазов порфиритов.

Результаты анализов показали, что при дальнейшем метаморфизме сланцев происходил вынос щелочей и редких щелочей.

Актинолит-хлорит-эпидотовые и хлорит-эпидотовые сланцы по внешнему виду — тонкозернистые, рассланцованные породы темно-зеленого или желтовато-зеленого цвета. На плоскостях сланцеватости первой разновидности наблюдается жирный блеск.

Под микроскопом в них видна пятнистая текстура, обусловленная скоплением тонкозернистого, разложенного, почти не просвечивающего эпидота и более чистыми его идио- и ксенобластами, окаймленными радиальнолучистыми зернами эпидота и остальных минералов основной ткани. Встречаются скопления сосюрита и эпидота по нацело измененным плагиоклазам и редкие ксенобласты кварца. Основная ткань характеризуется лепидобластовой структурой и состоит из многочисленных волоконцев актинолита, часто вытянутых по сланцеватости, пластинок бесцветной слюды и хлорита, ситовидного из-за многочисленных вростков кварца; в качестве примеси наблюдаются альбит, карбонаты, лейкоксен.

Хлорит-эпидотовые сланцы отличаются от актинолит-хлорит-эпидотовых отсутствием актинолита (табл. II, е). Содержат обломки зерен апатита и зерна пирита. Сланцы в различной степени окварцованы вдоль плоскостей сланцеватости и карбонатизированы. При сильном окварцевании сланцы переходят во вторичные кварциты.

Спектральным полуколичественным анализом в них обнаружены следующие элементы-примеси: Ga —  $1,3 \cdot 10^{-4}$ ; Cu —  $4 \cdot 10^{-4}$  —  $3 \cdot 10^{-3}$ ; Pb —  $0,0-3 \cdot 10^{-3}$ ; Sc, Co —  $1-3 \cdot 10^{-3}$ ; Ni —  $1-6 \cdot 10^{-3}$ ; Ba —  $0,0-6 \cdot 10^{-3}$ ; Sr, Cr, V —  $1-3 \cdot 10^{-2}$ ; Zn —  $0,0-3 \cdot 10^{-2}$ ; Ti —  $1-3 \cdot 10^{-1}$ ; Zr —  $0,0-6 \cdot 10^{-3}$ .

Редко встречающиеся эпидот-хлоритовые сланцы (микродиабазовые порфириты хр. Дженту) макроскопически — тонкорассланцованные, мелкозернистые породы темно-зеленого цвета, иногда с округлыми реликтовыми миндалинами.

В шлифах сланцы характеризуются сланцеватой текстурой; структура первичной породы улавливается с трудом и не всегда. Очень редко сохраняются участки бластоидиабазовой и миндалекаменной структур, типичных для микродиабазовых порфиритов района р. Малой Лабы. Большой частью породы изменены, превращены в эпидот-хлоритовые сланцы с общей порфиробластовой структурой. Они сложены резко плеохроичным зеленым пеннином, почти бесцветным хлоритом и призматическими зернами плагиоклаза, обычно нацело замещенного эпи-

дотом. Лишь местами видны неизменные реликты его. Хлорит часто ситовидный вследствие вростков кварца. Нередко эпидот образует крупные скопления зерен, содержащих в центральных частях буроватую разность эпидота. Лейкоксен приурочен к сланцеватости пород. В малом количестве встречаются серицит, гематит и карбонат, иногда турмалин, резко плеохроирующий в розовых и зеленых тонах. В некоторых участках пород встречаются многочисленные зерна магнетита.

В миндалекаменных разностях округлые миндалины (диаметр 1-5 мм) выполнены желтым железистым эпидотом и кварцем. В основной массе обильны хлорит и магнетит. Породы местами довольно сильно окварцованы и карбонатизированы. Возможно, в этой же группе присутствуют и туфы диабазовых порфиритов, но они настолько изменены, что их невозможно отличить от покровных диабазовых порфиритов. Породы содержат следующие количества щелочей и редких щелочей:

Таблица 3

Содержание (в вес.%) щелочей и редких щелочей в зеленых сланцах

№ обр.	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Li <sub>2</sub> O	Cs <sub>2</sub> O
2794	2,88	0,50	0,005	0,002
2795	4,97	0,10	0,002	0,0001

Примечание. Обр. 2794 и 2795 - эпидот-хлоритовые сланцы, образовавшиеся в результате метаморфизма диабазов. Аналитики Л.М.Крутецкая и А.И.Батова.

Спектральным анализом в этих же породах обнаружены следующие элементы-примеси: Ga, Pb, Cu, Co, Ni, Sc =  $1 \cdot 10^{-3}$  -  $3 \cdot 10^{-3}$ ; Cr =  $0,0-1 \cdot 10^{-3}$ , Zr =  $0,0-6 \cdot 10^{-3}$ ; Zn =  $0,0-3 \cdot 10^{-2}$ ; Ti =  $1 \cdot 10^{-1}$  -  $6 \cdot 10^{-1}$ ; V =  $4 \cdot 10^{-2}$  -  $6 \cdot 10^{-2}$ ; Sr =  $1 \cdot 10^{-3}$  -  $3 \cdot 10^{-2}$ ; Ba =  $0,0-1 \cdot 10^{-2}$ ; Y =  $4 \cdot 10^{-2}$  -  $6 \cdot 10^{-3}$ ; Pb, Cu, Co, Ni, Zn, вероятно, входят в состав сульфидов; Cr, Ti, V - в рудные минералы; Sr, Ba - в полевые шпаты, Sc, Cs, Y - в эпидоты.

Актинолитовые сланцы макроскопически представляют собой тонкорассланцованные, голубоватые породы. Под микроскопом в них наблюдается сланцеватая текстура, нематобластовая структура. Сланец сложен тончайшими, зеленоватыми волокнами актинолита с едва улавливаемым плеохроизмом, вытянутыми по сланцеватости. Встречаются акцессорный сфен, редкие скопления хлорита. По сланцеватости породы окварцованы, иногда до образования вторичных кварцитов. Актинолитовые сланцы верховьев руч. Красного аналогичны актинолитовым сланцам, встреченным около вершины горы Большой Пцицер.

Эпидот-актинолитовые сланцы массивные или слабонерассланцованные, голубовато-серые, иногда с желтоватым оттенком. Породы содержат желтые, овальные, вытянутые по сланцеватости скопления эпидота (до 10 см длиной); нередко встречаются темно-зеленые, жирные на ощупь скопления хлорита. В шлифах наблюдаются порфиробластовые разности, содержащие идио- и ксенобласты эпидота 0,03-0,4 мм в поперечнике и его округлые, почти мономинеральные скопления размером до 1,0 мм. Эпидот чаще желтый, железистый, зеленовато- или буровато-желтый (приближающийся к ортиту), реже бесцветный. Зерна эпидота и их скопления заключены в тонковолокнистом и призматическом голубоватом актинолите. В малом количестве встречаются хлорит и зерна вторичного кварца.

Из акцессорных минералов (в шлихах) обнаружены апатит, единичные зерна розоватого циркона, розоватый флюорит; из рудных - магнетит, пирит и редкий хромит (?). При увеличении количества эпидота сланец переходит в

эпидотит. Изредка сохраняются участки, состоящие из ксеноморфных, полисинтетически сдвойникованных, слабо доломитизированных зерен кальцита, содержащего многочисленные тонкие волокна новообразованного актинолита или порфиробласты эпидота. Эпидот-актинолитовые сланцы, вероятно, образовались в результате метаморфизма известняков при воздействии на них субинтрузивных кварцевых кератофиров.

Эпидот-актинолит-хлоритовые сланцы (пластовые интрузии) - темно-зеленые, иногда с голубоватым оттенком, слабо рассланцованные породы, содержащие зерна желтого эпидота. Некоторые разности более мелкозернисты.

Под микроскопом структура, по-видимому, бластопорфировидная. Порфиroidные вкрапленники имеют размеры  $1,0 \times 2,3$  мм, представлены нацело сосюритизированными и раздробленными зернами плагиоклаза, распознаваемыми только по призматическому габитусу псевдоморфоз. Еще реже встречаются реликты призматических зерен обыкновенной роговой обманки, в краях замещенной волокнистым актинолитом. Основная ткань сложена редкими зернами плагиоклаза, участками сосюрита, волокнами актинолита, скоплениями лейкоксена (по ильмениту), хлоритом; породы окварцованы, встречаются зерна карбоната. Рассланцованность пород фиксируется вытянутыми субпараллельно вторичными минералами. Вероятно, сланцы этой группы образовались при метаморфизме основных порфиритов.

Спектральным анализом в эпидот-хлоритовых сланцах пластовой интрузии обнаружены следующие элементы-примеси (обр. 2755): Ga, Cu, Co, Ni, Cr, Sc -  $1 \cdot 10^{-3}$  -  $3 \cdot 10^{-3}$ ; Sr, V -  $1 \cdot 10^{-2}$  -  $3 \cdot 10^{-2}$ ; Ti -  $1 \cdot 10^{-1}$  -  $3 \cdot 10^{-1}$ ; Zn -  $4 \cdot 10^{-2}$  -  $6 \cdot 10^{-2}$ ; Pb -  $4 \cdot 10^{-3}$  -  $6 \cdot 10^{-3}$ ; Cu, Co, Zn, Ni, Pb, вероятно, образуют сульфиды; Ga, V, Ti, Cr, Sc содержатся в роговой обманке.

Результаты определения редких щелочей, проведенные аналитиками Л.М. Крутецкой и А.И. Батовой, следующие (обр. 2755):  $\text{Li}_2\text{O}$  - 0,007;  $\text{Rb}_2\text{O}$  - 0,00;  $\text{Cs}_2\text{O}$  - 0,004.

Бластофиллитовые сланцы - это тонкозернистые, тонкорассланцованные породы, оставляющие на бумаге черную черту. Под микроскопом наблюдаются слоисто-сланцеватая до плейчатой текстура, ложный кливаж и микролепидобластовая структура. Окварцованные разности характеризуются полимиктовой текстурой и гранобластовой (роговиковой) структурой. Филлитовые сланцы обычно сложены переменным количеством хлорита и серицита, с прослоями мельчайших углистых обломков, зернами минералов цоизит-эпидотовой группы, лейкоксена, сульфидов железа и меди. Иногда присутствуют обломки плагиоклаза и кварца. Аксессуарные минералы те же, что и в туффитах. На контактах с порфиритами сланцы иногда окварцованы до вторичных кварцитов.

Вторичные кварциты - это мелкозернистые породы довольно разнообразной окраски: песочной, светло-голубовато-зеленой, серовато-черной, фиолетовой. Под микроскопом в них видна сланцеватая текстура, гранобластовая структура. Сложены зазубренными зернами кварца с волнистым погасанием; содержат реликтовый полисинтетически сдвойникованный альбитизированный плагиоклаз, эпидот, сфен, карбонаты, магнетит, пластинки мусковита, турмалин и новообразованные сульфиды железа. В зеленых разностях присутствует хлорит, в фиолетовых - гематит, в желтых - эпидот.

На р. Большой Лабе, между пос. Рожкао и выходами среднего карбона в балке Россыпной, встречены отложения черных филлитовидных сланцев, содержащих прослой грубозернистых туфопесчаников мощностью несколько десятков сантиметров, туффитов (до 1,5 м), серицитовых и хлорит-эпидотовых сланцев, редкие покровы порфиритов (мощностью несколько метров) и дайка плагиоклазового порфирита (до 20 м). В верхах горизонта наблюдается покров уральтизированных пироксен-плагиоклазовых порфиритов мощностью несколько метров.

Грубозернистые туфопесчаники р. Большой Лабы представляют собой полосчатые, рассланцованные, голубовато-зеленые породы. Под микроскопом в них

видны реликтовые обломки плагиоклаза, сильно раздробленного и замещенного вторичными минералами, и обломки кварца, часто отороченные хлоритом. Основная масса мелкозернистая, слоистая и рассланцованная. Она сложена альбитом, кварцем, хлоритом, эпидотом, серицитом и лейкоксеном; прослой обогащены то одним, то другим из указанных минералов. Из аксессуарных минералов присутствуют апатит, циркон, рутил, флюорит, турмалин, пирит, галенит, молибденит, магнетит, пироксен, хромит, тальк (?). Фиолетовые разности туфопесчаников обогащены гематитом.

Туффиты р. Большой Лабы – мелкозернистые, тонкорассланцованные породы, окрашенные в зеленый и серый цвет (от светло- до темно-зеленого и от зеленовато- до темно-серого). В шлифах наблюдаются полосчато-сланцеватая и "очковая" текстуры, обломочная и порфириобластовая структуры. Основная ткань – тонкозернистая, лепидобластовая до лепидогранобластовой. Порфириобласты сложены агрегатами зерен буроватого эпидота или минералов цоизит-эпидотовой группы, хлоритом и карбонатом (по плагиоклазу № 33) или же альбитом № 1-3, кварцем и бурым лейкоксеном. Аксессуарные минералы те же, что и в туфопесчаниках, за исключением флюорита, турмалина, пироксена. Кроме того, встречены зерна граната, барита и гематита. Встречаются скелеты радиолярий, не поддающихся определению из-за сильной измененности.

В свите залегают многочисленные жилы и прожилки кварцевого, карбонат-кварцевого и карбонатного состава. Мощности свиты на хребтах Дженту и Белые Скалы достигает сотен метров, в районе реки Малой Лабы увеличивается примерно до 1000 м.

#### Верхняя осадочная подсвета

Верхняя подсвета состоит из сильно метаморфизованных пород исключительно осадочного происхождения. Она изучалась нами на хр. Дженту и г. Большой Пцишер, между южными выходами известняков среднего палеозоя, на хр. Белые Скалы под известняками среднего палеозоя, в верховьях левого притока руч. Красного (правого притока р. Бескес), на водоразделе ручьев Красного и Власенкова (в нижнем течении), в долине ручьев Власенкова, Золотоносного и в других местах. Подсвета сложена сильно метаморфизованными филлитовыми сланцами (бластофиллитами), содержащими прослой бластоалевролитов (мощностью от нескольких до 10 см и более) и бластопесчаников (до 5 м) с линзами конгломерата и редкими прослоями (до 5 м) мраморизованного известняка (р. Бескес, ниже устья руч. Золотоносного).

Бластофиллиты – темно-серые, тонкополосчатые, тонкорассланцованные породы с плейчатой текстурой, лепидобластовой структурой. Сложены следующими минералами: эпидотом, иногда с бурой центральной частью зерен, кварцем и пеннином; в меньших количествах развиты апатит, сфен, циркон, зерна рудных минералов, отороченные лейкоксеном, графит (?), гранат, андалузит, турмалин. Все минералы вытянуты по сланцеватости пород.

Бластоалевролиты отличаются зеленым цветом, гетеробластовой и гранобластовой структурами; в них преобладают ксеноморфные зерна альбитизированного и частично серицитизированного плагиоклаза и ксенобласты более поздних свежего альбита и кварца; в качестве примеси наблюдаются биотит, хлорит, рутил, циркон, апатит, брукит (?) и лейкоксен. На контактах с дайками порфиритов отмечаются порфириобласты граната, эпидота, сфена, флюорита диаметром от 0,3 мм и менее. Породы, образовавшиеся в результате дальнейшего метаморфизма бластофиллитов и бластоалевролитов, характеризуются более светлой окраской, сланцевато-параллельной текстурой и гетеробластовой, напоминающей "очковую", структурой. "Очки" имеют в поперечнике до 0,45 мм, сложены зернами плагиоклаза (иногда sdвойникового, замещенного серицитом и альбитом), кордиеритом (?), иногда гранатом. Метаморфизованный цемент сложен альбитом, красно-бурой слюдой, мусковитом,

Таблица 4

Химический состав (в вес.%) пород кутанской свиты

Компоненты	Номер					
	2723	2731	2707	2710	2722	2701
SiO <sub>2</sub>	61,65	66,27	-	-	-	-
TiO <sub>2</sub>	0,94	0,84	-	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,52	15,42	-	-	-	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,98	0,90	-	-	-	-
FeO	4,90	4,45	-	-	-	-
MnO	0,09	0,10	-	-	-	-
MgO	2,73	2,49	-	-	-	-
CaO	1,95	1,70	-	-	-	-
Na <sub>2</sub> O	4,73	4,34	3,96	3,76	4,47	5,15
K <sub>2</sub> O	1,81	1,62	1,15	2,20	1,94	1,79
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,09	-	-	-	-
S	сл	0,01	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,14	0,16	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,06	1,73	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-
BaO	-	-	-	-	-	-
Li <sub>2</sub> O	-	-	0,007	0,006	0,004	0,002
Rb <sub>2</sub> O	-	-	0,001	0,005	0,002	0,002
Cs <sub>2</sub> O	-	-	0,0004	0,0002	0,0002	0,000
Сумма	99,60	100,12	-	-	-	-

Примечание. Образцы 2723, 2731 – blastsфиллиты вмещающей толщи (аналитик Е.И. Ломейко); образцы 2707, 2710, 2722, 2701 – те же породы (щелочи – аналитик Л.М. Крутецкая; редкие щелочи – А.И. Батова и В.А. Исаева); образцы 2724, K<sub>1</sub> – диорит-порфирит (аналитик Е.Д. Кузнецова); обр.

пеннином с примесью андалузита, эпидота (в центральной части содержащего ортит), сфена, гематита, магнетита и графита. Элементы-примеси в blastsфиллитах те же, что и в blastsоалевролитах: Be –  $4-6 \cdot 10^{-3}$  (до  $1-3 \cdot 10^{-4}$  в наиболее измененных породах); Ni, Co –  $1-3 \cdot 10^{-3}$ ; Ga, Pb –  $4-6 \cdot 10^{-3}$  (до  $4-9 \cdot 10^{-4}$  в более измененных разностях); Cu –  $4-9 \cdot 10^{-3}$ ; Ba, V, Zn, Cr, Sr, Zr –  $1-9 \cdot 10^{-2}$ ; Y – от  $0-1 \cdot 10^{-3}$  до  $3 \cdot 10^{-2}$  и Sc –  $1-3 \cdot 10^{-3}$  только в сильно измененных разностях.

образца

2724	K <sub>1</sub>	2722	2255	K <sub>2</sub>	2725	2579
66,26	60,72	68,20	69,70	68,12	-	-
0,51	0,43	0,33	0,26	0,19	-	-
17,24	20,03	15,90	15,52	18,20	-	-
1,77	2,29	0,64	1,20	0,70	-	-
1,43	2,67	1,65	1,62	1,43	-	-
0,04	0,08	0,06	0,08	0,02	-	-
1,14	2,51	0,80	1,58	1,36	-	-
4,74	4,72	3,28	3,18	4,00	-	-
3,89	3,38	4,88	4,29	4,55	5,26	3,94
0,85	1,58	2,17	1,34	1,02	1,12	2,63
0,00	-	0,51	0,30	-	-	-
0,09	-	0,06	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
0,52	0,31	0,26	0,00	0,17	-	-
1,15	2,19	1,14	1,43	0,9 п.п.	-	-
0,00	-	0,03	0,05	-	-	-
0,00	-	0,00	-	-	-	-
0,32	-	0,25	-	-	-	-
-	-	-	-	-	0,003	-
-	-	-	-	-	0,000	-
-	-	-	-	-	0,0002	-
99,95	100,90	100,16	100,55	100,74	-	-

2722 – кварцевый диорит-порфирит (аналитик Л.М. Крутецкая); образцы 2255, K<sub>2</sub>, 2725, 2579 – афировый плагиогранит-порфир (щелочи – аналитики М.С. Гусева и Л.М. Крутецкая; редкие щелочи – А.И. Батова и В.А. Исаева).

Химический состав blastsфиллитов (обр. 2723) и их наиболее сильно метаморфизованных разновидностей (обр. 2731) приведен в табл. 4;

При метаморфизме пород намечается привнос щелочей (особенно натрия) и кремнекислоты.

Бластопесчаники (метаморфизованные аркозовые песчаники) – это расщепленные, светло-серые породы с характерными для них окатанными и полукатанными обломками (диаметр 0,15–0,4 мм) серицитизированного и карбо-

нативизированного плагиоклаза, калиевого или калинатрового полевого шпата с микроклиновой решеткой и отрицательным углом  $2V$  и кварца с волнистым погасанием. Базальный цемент состоит из обломков зерен тех же полевых шпатов (диаметр 0,02–0,06 м), многочисленных пластинок мусковита, биотита и хлорита с тончайшими иголочками рутила; в качестве примеси наблюдаются обломки циркона и сфена; обычна вкрапленность пирита.

Прослой мраморизованных известняков мощностью 5 м встречен на р. Бескес выше устья руч. Золотоносного. Макроскопически это тонкозернистые, афанитовые, белые с чуть розоватым оттенком породы. Под микроскопом наблюдаются сланцеватая текстура и неравномернозернистая структура (диаметр зерен от 0,008 до  $0,2 \times 0,6$  мм, единичных – до 0,8 мм). Породы сложены полисинтетически sdвойникованными, разломанными зернами кальцита, ориентированными по сланцеватости породы. Зерна катаклазированы и милонитизированы и имеют извилистые контуры. Кальцит доломитизирован: содержит мельчайшие, точечные индивиды доломита. Последний образует также отдельные более крупные зерна, располагающиеся по сланцеватости породы, и скопления их, вытянутые поперек сланцеватости. Некоторые зерна доломита скапливаются в виде субпараллельных полос, по-видимому, выборочно замещая полисинтетические двойники кальцита. Встречаются редкие округлые зерна кальцита с отпечатками иглокожих (не определимых). По сланцеватости располагаются также пластинки зеленоватого клинохлора, в меньшем количестве мусковита (талька?); наблюдаются редкие зерна зеленого турмалина. Породы окварцованы; зерна кварца имеют извилистые очертания, вытянуты по сланцеватости породы и содержат мелкие реликтовые зерна кальцита.

Конгломераты встречены на р. Бескес выше руч. Красного, на руч. Золотоносном, на водоразделе ручьев Власенкова и Ажинового (в устьевых частях), на горе Большой Пщицер в истоках руч. Красного. В бластофиллитовидных сланцах этих участков встречаются как отдельные гальки и валуны, как и их скопления, имеющие форму линз (мощностью до 0,5 м и длиной несколько метров). Эти линзы состоят из вытянутых по сланцеватости и хорошо окатанных галек плагиогранитов, кератофиров, кварцевых кератофиров, сильно эпидотизированных диабазовых мандельштейнов, развальцованных карбонатно-кварцевых пород. В плагиогранитах характерным цветным минералом является хлорит, нацело заместивший бурый биотит, с точечными включениями циркона, окруженными плеохроичными ореолами. Размеры галек от нескольких сантиметров по малой оси до нескольких десятков сантиметров в длину.

Цемент грубообломочный, с диаметром обломков 0,1–5,0 мм, сильно рассланцованный, карбонатизированный, окварцованный и хлоритизированный по сланцеватости. Содержит обломки кварца, плагиоклазов и других минералов вышеуказанных пород, а также обломки этих пород. Конгломераты описаны С.С.Кругловым (1959) как псевдоконгломераты, образовавшиеся в результате разлинзования (будинажа) пластовых инъекций гранитоидов уруштенского комплекса, залегающих среди кварцевых альбитофиров. Верхняя часть кутанской свиты, по-видимому, представляет собой отложения грязевых потоков – "конгломерато-брекчии с большим количеством окатанных и полукатанных обломков и с подчиненным количеством цемента" (Ротман, 1963, стр. 45). По мнению того же автора, источником воды, размывающей рыхлый вулканический материал, может быть кратерное озеро или растаявшие при вулканических извержениях снег и лед на вершине вулкана.

Как отмечает Г.М.Фрейд (1963, стр. 7), "в районах развития более древнего, мезозойского и палеозойского, вулканизма лахары до настоящего времени никем не описаны. В одних случаях грубообломочные толщи, подобные лахарам, рассматриваются как отложения горных рек, возникшие в связи с поднятием страны и усиливающейся при этом эрозии, в других – как породы жерловой фации. Между тем наши исследования свидетельствуют о широком распространении лахаров, представленных как отдельными горизонтами, так и толщами и свитами значительной мощности".

А.А.Каденский (1956) считает, что конгломераты рек Большой Зеленчук и Теберда, а также бадки Никитиной образовались по берегам вулканических островов в результате накопления галечников водными потоками и выбросов пирокластики. Ю.Н.Хильтов (1959) относит их "к типичным геосинклинальным отложениям" - нормальным трансгрессивным осадкам.

На хр. Дженту обнаружены пластовые тела габбро, измененного до эпидотовых амфиболитов, дайки диоритовых, кварц-диоритовых порфиритов и афировых плагиогранит-порфиров, по-видимому, верхнего палеозоя, также дайки габбро-диабазов мезозоя.

Диоритовые порфириты даек по внешнему виду - среднезернистые с пятнистой окраской породы. На мелкозернистом желтовато-зеленом основном фоне невооруженным глазом видны вкрапленники плагиоклаза до 2,5 мм в диаметре, поблескивающие листочки мусковита и черные скопления хлорита. Под микроскопом это порфировидные разности, содержащие идиоморфные, полисинтетически sdвойникованные, зональные зерна плагиоклаза - андезина № 45, измененного в участках вблизи микротрещин. Вторичными продуктами замещения плагиоклаза являются серицит, мусковит, соссорит, в небольшом количестве эпидот и хлорит.

Цветной минерал вкрапленников представлен редкими идиоморфными зернами грязно-зеленой с фиолетовым оттенком роговой обманки, размером 1,1 × 0,4 мм. Обычно она замещена бурым биотитом, бесцветным мусковитом и хлоритом. Встречаются округлые и неправильные зерна розоватого граната, размерами 0,5-1,1 мм, по трещинам хлоритизированного. Гранат содержит участки эпидота и рудные зерна. Вероятно, это реликты нацело перекристаллизованных вмещающих пород. Полнокристаллическая основная масса имеет аллотриоморфную структуру, сложена призмочками и ксеноморфными зернами полисинтетически sdвойникованного плагиоклаза средней основности ( $n$  плагиоклаза  $> n$  канадского бальзама), ксеноморфным кварцем с примесью биотита, эпидота, мусковита, хлорита.

Из аксессуарных минералов встречаются призмочки апатита, циркона, зерна сфена, сульфидов железа, обычно нацело гематитизированные. Химический состав этого порфирита приведен выше (см. табл. 4). Для сравнения приведен анализ диоритового порфирита из работы С.С.Круглова (1959).

Кварц-диоритовые порфириты отличаются от диоритовой разновидности присутствием обильных вкрапленников кварца, единичных - цветного минерала, характерна лейкократовая основная масса и большая кислотность. Химический состав кварц-диоритового порфирита см. в табл. 5. Абсолютный возраст определен по валовой пробе  $K = Ag$  методом в  $166 \pm 10$  млн. лет.

По химическому составу диоритовые порфириты обоих образцов очень близки, и лишь обр.  $K_1$  отличается несколько большей основностью.

Макроскопически афировые плагиогранит-порфириты - это среднезернистые до мелкозернистых темно-серые породы. Невооруженным глазом различимы зерна серого, матового плагиоклаза, белого кварца, темные скопления хлорита, иногда пластинки мусковита. Изредка наблюдаются редкие вкрапленники плагиоклаза размером до 2 мм в поперечнике.

Под микроскопом видно, что порода имеет гипидиоморфнозернистую структуру с гранофировыми участками, причем гранофир в некоторых разностях преобладает. Порода сложена идиоморфными, изъеденными кварцем зернами плагиоклаза № 12, несдвойникованного и полисинтетически sdвойникованного. Плагиоклаз мусковитизирован, в меньшей степени эпидотизирован и кальцитизирован. В промежутках развиты волнисто-погасающий кварц и гранофир; присутствуют пластинки хлоритизированного, эпидотизированного и мусковитизированного биотита со скоплениями лейкоксена, а также эпидота с пятнами бурого ортита, мусковита с реликтами биотита, обычно хлоритизированного (хлорит-пеннин). Из аксессуарных минералов встречаются зерна апатита, розовый сфен, скопления полупрозрачного желтого рутила (иногда в виде сагенита в хлорите), иголки, ближе не определенного радиоактивного минерала,

изредка радиально-лучистого, с ореолами в хлорите; рудные зерна. Иногда встречаются разности с редкими вкрапленниками (до 2 мм) плагиоклаза. Более мелкозернистые разности обогащены гранофиром с вкрапленниками плагиоклаза и скоплениями кварца.

Химический состав афирового плагиогранит-порфира см. в табл. 4. В этой же таблице для сравнения приведен анализ гранит-порфира  $K_2$  из работы С.С.Круглова (1959). Для афирового плагиогранит-порфира характерны те же черты химизма, что и для описанных ниже порфиров.

Содержание и характер элементов-примесей в диоритовых, кварц-диоритовых порфиритах и афировых плагиогранит-порфирах, определенных спектральным анализом, одинаковы: Be, Co -  $10^{-4}$ ; Pb, Ga, Cr -  $10^{-4}$  -  $10^{-3}$ ; As, V, Cu, Zn -  $10^{-3}$ ; Sr, Ba, Zr -  $10^{-3}$  -  $10^{-2}$ ; иногда Sn, Mo, Li, Bi -  $10^{-4}$  -  $10^{-3}$  вес.% (аналитики А.С.Дудыкина и Л.Ф.Мартынова).

Текстуры и структуры пород покровов (потоков), обилие интрателлурических вкрапленников, постепенная смена кислых разновидностей основными, обилие туфов и осадочных прослоев свидетельствуют об излиянии лавы на поверхность Земли после далеко зашедшей кристаллизации магмы в магматической или магматических камерах, о взрывном характере вулканизма и периодичности излияний и накопления осадочных прослоев во время покоя вулканов.

Осадочный характер верхней подсвиты, возможно, указывает на прекращение вулканической деятельности и наступивший размыв ранее образованных толщ горных пород. Метаморфизм пород свиты зеленокаменный, двукратный. Мощность свиты около 1000 км.

## СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОИ

К среднему палеозою нами отнесены фаунистически охарактеризованные свиты: андрюкская - осадочная; сосновская - осадочно-вулканогенная, кызыл-кольская - вулканогенная, семиродниковская - осадочно-вулканогенная и кыргольская - осадочная с редкими покровами (потоками) основных эффузивов.

### Андрюкская свита

Андрюкская (бахмуткинская) свита ( $D_2^1$ ) прослежена на левых притоках р. Андрюк, в среднем течении р. Пицкерки, на правом безымянном притоке р. Бескес, на р. Уруп между устьями руч. Псекенчи и р. Власинчихи, в устьевых частях р. Власинчихи и руч. Маньши (притоков р. Уруп), по долинам ручьев Бахмутки и Косого, на р. Большой Лабе в устье руч. Горелого и несколько северней по реке, где она подстилает отложения семиродниковской свиты.

Свита сложена метаморфизованными осадками - филлитовидными сланцами с прослоями алевролита и песчаника мощностью от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров.

Филлитовидные сланцы андрюкской свиты представлены двумя разновидностями: черной или темно-серой и более редкой светло-серой, жирной на ощупь. Переход черных филлитов в серые резкий, не прямолинейный. Хорошо заметен кливаж. Черная разновидность содержит обломки зерен кварца, плагиоклаза № 10, углистого вещества, апатита, циркона (розового и желтовато-бурого), хромита, анатаза, рутила, касситерита, граната; диаметр обломков колеблется от 0,01-0,02 до 0,08 мм. Кроме того, обычны серицит, мусковит, биотит, эпидот, буровато-зеленый амфибол, магнетит, пирит, галенит.

Светло-серый филлит - тонкозернистая порода, под микроскопом состоит из основной ткани - едва различимых зерен минералов, по-видимому, каолиновой группы, переполненных иглами рутила. Содержит также пластинки

Таблица 5

Химический состав (в вес. %) разновидностей филлитов

Компоненты	Филлит		Компоненты	Филлит	
	черный, обр.1495	светло- серый, обр.1407		черный, обр. 1495	светло- серый, обр.1407
SiO <sub>2</sub>	67,78	56,01	K <sub>2</sub> O	2,74	1,89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,31	16,73	Li <sub>2</sub> O	0,007	0,013
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +FeO	4,10	9,20	Rb <sub>2</sub> O	0,009	0,004
MnO	0,14	0,17	Cs <sub>2</sub> O	0,0007	-
Na <sub>2</sub> O	3,33	3,84			

Аналитики Н.Н.Никольская, Л.М.Крутецкая, А.И.Батова.

хлорита, серицита, новообразования зерен карбоната ромбической формы, окруженных кварцем.

Для обеих разновидностей определены некоторые окислы (табл. 5).

Повышенное содержание SiO<sub>2</sub> в черной разновидности по сравнению с серой, по-видимому, зависит от большого количества обломков кварца; преобладание Na<sub>2</sub>O над K<sub>2</sub>O в обеих разновидностях связано с общим натровым метасоматозом горных пород среднего девона и размывом более древних образований, подвергшихся тому же метаморфизму. Окраска черной разновидности объясняется присутствием в породе обломков углистого вещества. В черных и серых филлитах спектральным анализом обнаружены следующие элементы-примеси: Be (десятитысячные доли процента); Pb, Ga, Co, иногда Nb (тысячные доли); V, Zn, Cr, Sr, Ba, Zr, Y, Ni (сотые доли); Ti (целые проценты); в серой разновидности встречен Sc (тысячные доли процента).

Вдоль границы двух разновидностей филлитов нередко наблюдаются мало-мощные (несколько миллиметров) гидротермальные и сульфидные прожилки. Осадочные породы на контактах с гипабиссальными телами порфириров превращены в пятнистые сланцы (спилозиты), внешне напоминающие конгломерат. На темно-сером кварцевом фоне в них выделяются линзообразные реликтовые участки (размерами от нескольких квадратных миллиметров до нескольких квадратных сантиметров) черного филлита с листочками серицита и хлорита и кварцевого роговика, местами содержащего турмалин. Встречаются призмочки и спутанноволокнистые агрегаты одноосного минерала, образовавшегося по доломиту, с высокими двупреломлением и светопреломлением, положительным углом осей; ближе не определенного. В спилозите руч. Косого была встречена нацело перекристаллизованная, замещенная турмалином микрофауна, определенная А.М.Куликовой как фораминиферы (Афанасьев, Лупанова, Свиридов, 1963). На р. Гудок (правый приток р.Власинчихи), в 150 м выше устья, в прослое (до 20 см) конгломератовидных и известковистых филлитовидных сланцев В.В.Свиридов обнаружил обломок одиночного коралла *Rugosa* (Афанасьев, Лупанова, Свиридов, 1963). Таким образом, филлитовидные сланцы нижней (андрюкской) свиты среднего палеозоя, ранее считавшиеся немymi, после находок фауны и микрофауны приобрели вполне определенную датировку времени их образования и положение в стратиграфическом разрезе как породы среднего девона.

Этот возраст филлитовидных сланцев подтверждается и данными абсолютного возраста даек граносиенита в филлитовых сланцах р. Власинчихи, который определен по биотиту K=Ag методом в 340 млн. лет (Афанасьев и др.,

1968). Филлитовидные сланцы содержат прослой алевролитов, алевропесчаников, песчаников (иногда полимиктовых), мощностью от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров.

Алевролиты и песчаники – массивные, реже рассланцованные породы черной, серой и промежуточной окраски. Они состоят из обломков окатанной, полукатанной, реже угловатой и регенерированной формы, скрепленных различным цементом. В обломках отмечаются – кварц, кислый плагиоклаз и другие минералы, аналогичные минералам филлитов. Диаметр обломков 0,04–0,2, реже до 0,3 мм в алевролитах и 0,4 мм – в песчаниках. Наблюдается цемент соприкосновения (сложенный серицитом и хлоритом), базальный цемент, и регенерационный с радиальнолучистым обрастанием обломков хлоритом и кварцем.

На р. Власинчихе и руч. Косом встречены прослой (до 20 см) полимиктовых песчаников и чечевицеобразные скопления их с поперечными сечениями  $4 \times 10$  см, содержащие обломки известняка, иглокожих, ультрабазитов, хромитов, кварца, вторичного кварцита и филлита (табл. III а,б). На руч. Косом некоторые прослой обогащены серицитом и хлоритом.

В филлитовидных сланцах р. Уруп (между р. Власинчихой и руч. Псекекчей), в долинах ручьев Косого, Петового, Куцего, р. Бахмутки залегают небольшие пластовые, конусообразные и караваетообразные гипабиссальные тела и их апофизы – дайки порфиритов. Эрозией вскрыты самые верхние приконтактные части этих тел площадью несколько квадратных метров на протяжении 150–200 м по р. Уруп, между р. Власинчихой и р. Бахмуткой. Они обнажаются участками в несколько метров шириной и до 30 м длиной. В тех случаях, когда тела вскрыты ручьями, они протягиваются по эрозионному срезу на несколько десятков метров при видимой мощности в несколько метров. Отдельность некоторых тел, выходящих на р. Уруп – грубая, цилиндрическая, столбчатая, с горизонтально лежащими столбами. Мощность даек составляет несколько метров.

Порфириты имеют диоритовый, сиенито–диоритовый и кварц–диоритовый состав и содержат многочисленные мелкие (до  $2 \times 3$  см<sup>2</sup> и менее) ксенолиты вмещающих сланцев – филлитов, алевролитов, вторичных кварцитов и пятнистых сланцев (спилозитов).

Около устья р. Бахмутки и в самом устье этой реки, а также, в среднем течении руч. Косого обнажаются дайки фельзита, максимальная мощность которых достигает 30–35 м. Дайка руч. Бахмутки является продолжением дайки р. Уруп; она разбита горизонтальной столбчатой отдельностью. В устье руч. Петового и на р. Уруп выше устья руч. Псекекчи расположены крупные неки граносиенит–порфира. Это очень неоднородные по составу породы, обогащенные обломками вмещающих их сланцев. Филлитовидные сланцы на контактах с порфиритами, порфирами и фельзитами сильно окварцованы: отдельные участки их представляют собой вторичные кварциты и кварцевые роговики. Реликтовые участки черного филлита выделяются на осветленном фоне кварцевого роговика и придают породе обманчивый вид конгломерата или брекчии. Окварцованные филлиты труднее поддаются эрозии, и нередко в руслах ручьев на этих участках наблюдаются водопады.

На р. Власинчихе встречены дайки граносиенита мощностью до 20 м, на контактах с которыми филлиты сильно плейчатые, ороговикованы, хлоритизированы, серицитизированы и гематитизированы. На р. Бахмутке обнаружены дайки минетты (мощностью несколько метров) и натровой минетты (мощностью 3–5 м). Карбонат с кварцем или кварц выполняют многочисленные трещины мощностью 10–20 см в филлитовидных сланцах и порфиритах.

На р. Пцишерке в этих сланцах наблюдаются многочисленные дайки кварцевых ортофиров верхнего палеозоя мощностью 2–7 м, падающие на юго–восток ( $155^\circ$ ) под углом  $90^\circ$ . Филлитовидные сланцы всяких боков даек сильно брекчированы и содержат гнездообразные, эллипсоидальные скопления и зоны (до 0,5 м) сильно рассланцованных филлитовидных сланцев, обогащенных хро-

мовой слюдой. В лежащих боках породы сильно уплотнены, рассланцованы, хлоритизированы, карбонатизированы, окварцованы, лишены хромовой слюды; брекчии не наблюдаются.

Там же встречена дайка фельзитового ортофира позднепалеозойского возраста, мощностью около 20 м, со столбчатой отдельностью в центре дайки и параллелепипедальной — в краях ее (Лупанова, 1969).

Абсолютный возраст, определенный для пород даек  $K=Ag$  методом, следующий (в млн. лет): сиенито-диоритовый порфирит (обр. 1480) — 341; граносиенит — (обр. 1397) — 340; фельзит (обр. 1453) — 327; натровая минетта (обр. 2228) — 297 (возраст при определении занижен); минетта (проба 69, по биотиту) — 342.

Г.Д.Афанасьев и др. (1968) приводят абсолютный возраст диорита из дайки по его электромагнитной фракции (обр. 190/64; р. Уруп, ниже руч. Косого) — 342 млн. лет; они же дают определение возраста метаморфизма по серицитолиту руч. Косого; вблизи контакта с филлитом (обр. 202/64) — 340 млн. лет.

Абсолютный возраст пород наиболее древних даек колеблется в пределах 340–342 млн. лет, что соответствует позднему девону (Афанасьев, 1963). Следовательно, вмещающая дайки андрюкская свита имеет более древний возраст, вероятнее всего среднедевонский. Эти данные подтверждают правильность отнесения нами андрюкской свиты на основании найденной в ней фауны и микрофауны к среднему девону.

Ниже приводится описание гипабиссальных, дайковых и жильных образований более молодого, чем осадочная толща среднего девона, возраста. Эти образования, по-видимому, связаны с эффузивами семиродниковской свиты, а иногда являются и корнями последних.

Сиенито-диоритовые и диоритовые порфириты гипабиссальных тел и даек — это массивные, иногда тонкорассланцованные породы темно-серого цвета, неоднородного сложения. В них кучно располагаются идиоморфные вкрапленники (диаметр 0,1–1,4 мм) роговой обманки, плагиоклаза (диаметр 0,2–1,8 мм), редких сульфидов. Обычно многочисленны ксенолиты (3 × 2 см) пород кровли, имеющие серую и красную расцветки — филлитов, алевролитов, песчаника, вторичного кварцита. Под микроскопом — это порфировидные породы неоднородного состава. В сиенито-диоритовой разновидности преобладают вкрапленники амфибола, в диоритовой — плагиоклаза. Роговая обманка — идиоморфная, пятнистая и зональная: цвет зерен изменяется от красно-бурого до грязно-зеленого, по периферии — до бесцветного или зеленовато-голубого. Более редок амфибол грязно-фиолетового цвета, содержащий иглы рутила. Иногда окрашенный амфибол замещен эпидотом, хлоритом, актинолитом, лейкоксеном и сфеном. Плагиоклаз вкрапленников зонален, состав его изменяется от № 30 до альбита.

Основная масса аллотриоморфная, переходящая в гилидиоморфнозернистую; сложена альбитом, калинатровым полевым шпатом, кварцем, актинолитом, бурым амфиболом, серпентиноподобным минералом, карбонатом. Из аксессуарных минералов обычны ортит, сфен, флюорит, хлорит, ильменит, магнетит, пирит, халькопирит, сфалерит и галенит.

Кварцевые диоритовые порфириты отличаются от вышеописанных отсутствием амфибола и наличием альбита, кварца и хлоритовых псевдоморфоз по вкрапленникам амфибола, сохраняющим его контуры.

Значительные колебания химических составов гипабиссальных тел этого типа объясняются гибридным характером последних и ассимиляцией различных количеств вмещающих порфириты филлитовых сланцев. Многочисленные обломки этих сланцев повсеместно встречаются в порфиритах. Филлитовые сланцы сильно окварцованы, турмалинизированы, карбонатизированы и превращены в спилзиты (описание спилзитов см. выше, при описании филлитовых сланцев).

Фельзиты — тонкозернистые породы, неравномерно окрашенные даже в одном выходе: наблюдаются белые, желтоватые, розоватые, зеленые и почти черные расцветки. Под микроскопом в наиболее крупнозернистых участках видны редкие вкрапленники альбита и иногда зеленого, хлоритизированного

амфибола (диаметр 0,2 мм). Основная масса имеет флюидальную структуру, сложена микролитами альбита, скрепленными серицитизированным фельзитом или мезостазиом из кварца, серицита, эпидота, клиноцоизита и хлорита. Характерна примесь аксессуарных минералов: бледно-розового и бурого циркона, темно-бурого амфибола, актинолита, граната, галенита, молибденита, хромита, фиолетового флюорита и многочисленных зерен пирита. Колебания в составе фельзитов объясняются также ассимиляцией ими вмещающих филлитовых сланцев. Контактные филлитовые сланцы окварцованы до вторичных кварцитов.

Граносиенит-порфиры, слагающие неки, представляют собой массивные или рассланцованные, темно-серые, часто пятнистые розоватые, зеленоватые и красноватые породы. В них различимы вкрапленники розового полевого шпата (диаметр 1-5 мм) и редкие - дымчатого кварца (диаметр 1 мм). Наблюдаются многочисленные остроугольные и округлые ксенолиты вмещающих филлитов. Под микроскопом видны вкрапленники альбита и, изредка, кварца. Аллотриоморфнозернистая основная масса сложена зернами кварца, щелочного полевого шпата с примесью аксессуарных минералов (диаметр зерен 0,006-0,009 мм). Аксессуары представлены бесцветным апатитом, розовым, розовато-фиолетовым, красным цирконом, хромитом, касситеритом, бурым ортитом, грязно- и оранжево-розовым гранатом, фиолетовым флюоритом, рутилом, зеленым, желтовато- и грязно-зеленым пироксеном, бурым биотитом, желтовато-бурым и грязно-желтым амфиболом, пиритом, магнетитом и ильменитом.

Граносиениты даек темно-серые, мелкозернистые. Под микроскопом центральные части даек равномернозернистые, с гилидоморфнозернистой структурой, в то время как контактные разности более мелкозернистые, порфиرو-видные, приближаются к гранит-порфирам. Вкрапленники контактных и центральных частей даек представлены альбитом. В основной массе содержится кварц, калиевый полевой шпат, немного бурого мусковитизированного биотита, редкие листочки мусковита и карбонат. Из аксессуарных минералов обычны рутил, апатит, сфен, пирит. Вмещающие породы окварцованы до вторичных кварцитов.

Дайки ортофира встречены на правом безымянном притоке р. Бескес и на р. Пщицерке. Две из них - на правом притоке Бескеса - имеют мощность соответственно 1,5-2 и 10 м, дайка р. Пщицерки характеризуется мощностью 20 м и параллелепипедальной отдельностью.

Ортофиры слагают только центральные части подобных мощных даек; они содержат едва различимые невооруженным глазом вкрапленники полевого шпата (до 2 мм), погруженные в светлую, желтовато-зеленую тонкозернистую основную массу. Контактные разности этих даек и дайки меньшей мощности сложены темной породой с заметной макроскопически флюидальностью: субпараллельные темно-зеленые полосы шириной до 2 мм на более светлом голубовато-зеленом фоне (табл. III, в). Вкрапленники представлены идиоморфными, реже угловатыми зернами и сростками зерен полевого шпата, просто- и полисинтетически сдвойникового, размером от 0,2 × 0,3 до 1,1 × 1,8 мм калинатрового полевого шпата и альбита. Калинатровый полевой шпат имеет буроватый оттенок из-за присутствия мельчайших полых канальцев, содержит скопления зеленой слюды. Альбит ( $n < n$  канадского бальзама) также содержит мелкие пластинки зеленой слюды. Часто полевые шпаты в различной степени, местами нацело, замещены бесцветной слюдой с карбонатом. Изредка встречаются бурый биотит, частично замещенный той же слюдой, и карбонат с иголочками почти непрозрачного рутила.

Основная масса структурно очень неоднородна, встречаются участки, структура которых близка к призматически-зернистой, ортофировой и микропйкилитовой. В ней различимы призмочки полисинтетически сдвойникового альбита, изометрические зерна калинатрового полевого шпата, интерстиции, сложенные кварцем, карбонатом, зеленоватой и бесцветной слюдой. Из аксессуарных минералов обычны бесцветный и буроватый апатит, циркон, ильменит, лейкоксенизированный по краям или нацело, и сульфиды железа. Контактные

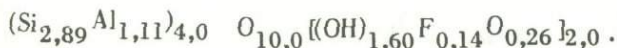
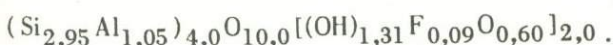
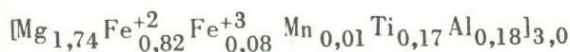
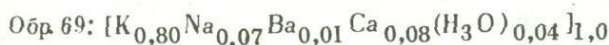
разности мощных даек и породы маломощных выходов характеризуются мелкозернистостью, афировой или флюидальной текстурой. Основная масса сложена фельзитом или кислым стеклом ( $n$  стекла  $< n$  канадского бальзама), имеющим гипогидралиновую структуру. Встречаются редкие, бурые, полупросвечивающие зерна с высоким рельефом, напоминающие опациitized амфибол.

Породы сильно изменены: карбонатизированы и участками замещены зеленоватой (хромовой) слюдой. В прожилках — кальцит.

Встречены дайки минетты и натровой минетты. Макроскопически минетта — это порода темно-серого цвета, с многочисленными пластинками биотита и кубиками пирита. Натровая минетта имеет светло-серую окраску, хорошо видны зерна плагиоклаза, изредка встречаются биотит и пирит. Под микроскопом минетта характеризуется гипидиоморфной структурой (табл. III, г), сложена калиевым полевым шпатом с каймами альбита, кварцем, красновато-бурый зональным биотитом; отличается довольно высоким содержанием апатита, примесью сфена, рутила, циркона, флюорита, пирита, галенита, молибденита.

Особенно характерен для пород группы минетты красно-бурый зональный биотит, химический состав которого дается в табл. 6. В той же таблице приведен химический состав зонального биотита из дайки граносиенит-порфира (данные Г.Д.Афанасьева, описание дайки сделано выше).

Химический состав этих зональных биотитов был пересчитан на кристаллохимические формулы по методу И.Д.Борнеман-Старынкевич (1964):



Видно, что по химическому составу и по кристаллохимическим формулам биотиты граносиенита и минетты очень близки, почти тождественны. Для них характерно содержание оксония и фтора при довольно сложном общем составе. Сходство биотитов свидетельствует о тесной связи указанных пород и о едином источнике их возникновения.

Породы окварцованы, карбонатизированы (анкерит и кальцит), иногда содержат зеленую хромовую слюду. Натровая минетта встречается в двух разновидностях: гипидиоморфнозернистой и пойкилитовой (табл. III, д). Последняя содержит вкрапленники (диаметр 2,5 мм), по-видимому, оливина, замещенного карбонатом, апатитом и биотитом. Обе породы содержат красновато-бурый зональный биотит, шахматный альбит, кварц, иногда калиевый полевой шпат. Аксессуарные минералы аналогичны таковым калиевой минетты. Встречаются разности, переходные между калиевыми и натриевыми минеттами. Подобная характеристика минералов минетты и натровой минетты приведена в работах И.Я.Баранова и В.В.Свиридова (1959, 1960).

С минеттой тесно связаны постепенными переходами жильные альбититы.

Альбититы (табл. III, е) центральных частей жил — это среднезернистые, сахаровидного облика, голубовато-белые мономинеральные породы. Контактные альбититы — полосчатые и пятнистые, зеленовато-, темно-серые до черных, вследствие содержания реликтов вмещающих их филлитов. Под микроскопом породы центральных частей жил имеют аллотриоморфную структуру и сложены альбитом № 3, загрязненным бесцветной слюдой, часто с иголочками рутила.

Таблица 6

Химический состав (в вес.%) слюд минетты и граносиенит-порфира

Компоненты	№ образца		
	69	A	1283
SiO <sub>2</sub>	39,02	38,80	75,24
TiO <sub>2</sub>	3,03	2,46	Не опр.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,87	15,30	10,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,42	1,80	4,19
FeO	13,02	11,26	
MnO	0,20	0,22	Не опр.
MgO	15,45	16,33	3,70
CaO	0,98	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,49	0,35	2,01
K <sub>2</sub> O	8,32	8,86	1,53
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20	0,40	Не опр.
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,51	3,46	"
Li <sub>2</sub> O	Не опр.	0,04	"
Rb <sub>2</sub> O	"	0,03	"
Cs <sub>2</sub> O	"	0,003	"
BaO	0,40	0,18	"
F	0,38	0,63	"
Сумма	100,29	100,12	97,34

Примечание. Обр.69 - зональный биотит минетты, р.Бахмутка, колл. Н.П.Лупановой; обр.А - то же граносиенит-порфира, р. Власинчиха, колл. Г.Д.Афанасьева; обр.1283 - гидромусковит "серицитового" сланца, р.Уруп, колл. Н.П.Лупановой.

Аналитики: обр.69 - Л.П.Царева; обр.А - Т.А.Митюшина; обр.1283 - В.М.Некрасова.

Контактные разности содержат вкрапленники альбита, в интерстициях основной массы обычен кварц. Из аксессуарных минералов наблюдаются рутил, сфен, апатит, циркон, турмалин, ильменит и пирит; породы содержат прожилки карбоната и потеки гидроокислов железа.

В.В.Плошко (1965) описал аналогичные жилы альбитита в верховьях р. Маркопидж, встреченные им на контакте серпентинитов и плагиогранит-гнейсов. Он связывает эти образования с заключительным этапом формирования уруштенского магматического комплекса.

Характерными особенностями андрюкской свиты являются следующие.

1. Преобладающие в свите осадочные породы, метаморфизованные до филлитовидных сланцев, образовались в результате размыва и переотложения слан-

цев и известняков нижнего палеозоя, а также серпентинитов, обломки которых встречены в песчаниках, алевролитах и филлитовых сланцах.

2. Преобладают углистые черные филлиты; серые имеют подчиненное значение.

3. На контактах с порфиритами парасланцы превращены в спилозиты, на контактах с фельзитами, граносиенитами, кварцевыми граносиенит-порфирами, ортофирами и минеттой — во вторичные кварциты, с альбититами — окварцованы и альбитизированы. Это указывает на контактный метаморфизм с понижением температуры и уменьшением количества летучих от порфиритов к альбититам.

На контактах с порфиритами относительно высокотемпературный метаморфизм сопровождался привнесом бора (турмалинизация),  $\text{CO}_2$  (карбонатизация) и  $\text{SiO}_2$  (окварцевание); на контактах же с фельзитами, граносиенитами, граносиенит-порфирами, ортофирами и минеттой возникали только вторичные кварциты, т.е. происходил привнос  $\text{SiO}_2$ ; наконец, на контактах с жилами альбититов парасланцы претерпели наиболее низкотемпературный контактный метаморфизм с их альбитизацией и окварцеванием.

4. Гипабиссальные тела, нежки, дайки и жилы, залегающие в парасланцах андрюкской свиты имеют многие общие черты:

- а) они содержат многочисленные ксенолиты сильно окварцованных и хлоритизированных, иногда гематитизированных, вмещающих филлитовых сланцев;
- б) общее гомодромное направление дифференциации магмы в канале характеризуется накоплением в расплаве кремния, увеличением количества алюминия и щелочей (особенно натрия, менее — калия), падением содержания магния и железа (общего).

5. Гипабиссальные тела, нежки, дайки и жилы, по-видимому, являются корнями и вулканическими аппаратами покровных эффузивов семиродниковской свиты.

### Сосновская свита

Сосновская свита ( $D_2^2$ ) изучалась нами по следующим разрезам: по р. Андрюк и ее левым притокам; по нижнему течению р. Пщицерки и на участке, расположенном выше по реке в 1,5–2 км от ее устья; по р. Бескес возле устья р. Пщицерки, по р. Большой Лабе между устьем балки Горелой и отложениями среднего карбона балки Россыпной; по балкам Горелой и Грушовой; по р. Уруп от руч. Маньши до месторождения Новоурупского (Главного) включительно; по р. Власиничке в ее среднем течении; по руч. Кушему в его среднем течении; в среднем течении р. Даут.

В свите преобладают покровы порфиридных микродиабазов, миндалекаменных в верхних частях, мощностью от одного до многих метров; покровы сопровождаются туфами и залегают один на другом или переслаиваются с пластами осадочных отложений, мощность которых составляет не более нескольких десятков сантиметров. Метаморфизованные осадки представлены филлитовидными сланцами, измененными до хлоритовых сланцев, алевропелитами и песчаниками, превращенными во вторичные кварциты, эпидот-хлоритовыми и актинолитовыми сланцами и редкими прослоями яшмовидных пород (около 10 см).

В свите наблюдаются редкие потоки кератофиров мощностью до 15 м и их литокластические туфы. В верхах свиты, на реках Уруп, Андрюк, Власинича и на руч. Кушем потоки кварцевых кератофиров имеют мощность до 30 м и сопровождаются туфами того же состава.

Диабазовые порфириты центральных частей покровов, гипабиссальных тел и даек имеют темно-зеленый цвет, тонкозернистое сложение; обычно они тонкорассланцованы, иногда обладают грубой или плитчатой отдельностью; содержат листочки эпидота, реже — скопления хлорита и часто сульфиды железа.

На р.Большой Лабе в порфиридах были встречены мелкозернистые, плотные оvoidы (с поперечным сечением 10 × 15 см) эпидот-кварцевого состава.

Под микроскопом породы гипабиссальных тел и даек обладают довольно крупнозернистой диабазовой структурой; породы центральных частей эффузивных тел более мелкозернисты, чем в гипабиссальных телах (табл. IV, а, б) и нередко содержат вкрапленники, сложенные просто сдвойникованным плагиоклазом № 18, часто хлоритизированным, эпидотизированным и актинолитизированным. В андезитовых порфиридах наблюдаются вкрапленники хлоритизированного амфибола (табл. IV, в).

Основная масса порфиритов имеет иногда флюидальную текстуру и диабазовую, микродиабазовую, реликтовую или интерсертальную структуру. Она сложена лейстами альбита № 5-8, обычно содержащего серицит, обильным интерстициальным хлоритом (желтовато-зеленым до бесцветного), волокнистым актинолитом, магнетитом и сфеном, равномерно рассеянными по породе. Среди аксессуарных минералов, обнаруженных в протоlochках, обычны следующие: бесцветный апатит, оранжево-красный рутил, бесцветный циркон, хромит, турмалин, пирит, галенит, молибденит, магнетит и гематит.

Миндалекаменные разности верхних частей покровов изредка содержат кучно расположенные вкрапленники альбита, а также округлые и овальные поры (табл. IV, г), выполненные эпидотом; кварцем, альбитом и карбонатом. Поры окаймлены хлоритом (по стеклу). Основная масса пузыристых разностей более мелкозерниста и еще более обогащена хлоритом (табл. IV, д) и равномерно рассеянными мельчайшими зернами магнетита. Структура основной массы гиалопидитовая. Кератофиры и кварцевые кератофиры - тонкорассланцованные разности афанитового облика, темно-зеленого или же голубовато-серого, светло- и темно-зеленого, изредка красновато-фиолетового цвета (вследствие присутствия гематита). Они содержат мелкие вкрапленники белого плагиоклаза и дымчатые (до непрозрачных) вкрапленники кварца. Те и другие часто расположены кучно, иногда вытянуты по сланцеватости. Излом пород раковистый, на плоскостях сланцеватости виден характерный серебристый блеск вследствие скоплений серицита. Встречаются скопления тонкозернистых сульфидов железа.

Под микроскопом структура обеих разностей порфиристая. Вкрапленники представлены полисинтетически сдвойникованными зернами плагиоклаза № 8, погруженными в основную микропойкилитовую массу. Она состоит из лейст альбита, окруженных ксеноморфным кварцем: хлорит и биотит слагают интерстиции. Встречаются мельчайшие зерна рутила, магнетит и пирит, частично окисленный.

В кварцевых кератофирах наблюдаются идиоморфные и раздробленные вкрапленники плагиоклаза № 4-18 (размеры от 0,1 до 0,36 × 1,8 мм) с волнистым погасанием и более крупнозернистого кварца (от 0,2 до 3,8 мм; табл. IV, з). Плагиоклаз обычно серицитизирован, хлоритизирован, эпидотизирован и окварцован; кварц иногда имеет бухтообразные очертания, обрастается хлоритом и серицитом (табл. IV, е) и содержит мелкие вроски альбита и газово-жидкие включения.

Основная масса наиболее крупнозернистых разностей приближается к призматически-зернистой с радиальнолучистым расположением лейст альбита № 6. В более мелкозернистых породах структура реликтовая микропойкилитовая, чаще фельзитовая, (табл. IV, ж), сферолитовая и гранофиритовая; реже - перлитовая текстура. В интерстициях наблюдаются кварц с примесью хлорита (пеннин и изотропная разность хлорита), бесцветная и бурая слюда (последняя частично хлоритизирована), изредка эпидот, карбонаты, радиальнолучистые рудные шарики, сцементированные биотитом. Из аксессуарных минералов следует отметить гранат, бесцветный апатит, бледноокрашенный в розовато-бурые тона, прозрачный циркон, единичные зерна хромита, вероятно заимствованные из вмещающих толщ, медово-желтый сфен, бледно-сиреневый, прозрачный, с точечными рудными включениями флюорит, зерна пирита и сфалерита.

Под колчеданной залежью месторождения Главного залегают кварцевые кератофиры, сильно измененные до так называемых серицитолитов. Менее измененная разность кварцевого кератофира по внешнему виду имеет массивное сложение, на тонкозернистом светло-сером фоне наблюдаются матово-белые вкрапленники и мельчайшие зерна пирита. По трещинам порода покрыта бурыми, желтыми, зеленовато-желтыми налетами гидроокислов железа. Под микроскопом хорошо видны вкрапленники раздробленного кварца до 2 мм в диаметре, с волнистым погасанием. По периферии его зерен обычно развита кайма более позднего кварца с зазубренными очертаниями. Обломки кварца сцементированы бесцветной гидрослюдой. Основная ткань имеет гранобластовую структуру и сложена ксеноморфными зернами вторичного кварца, окруженными пластинками того же бесцветного гидромусковита. Наблюдается довольно много зерен пирита и мельчайших зерен анатаза.

Наиболее измененная разность кварцевых кератофиров (так называемых серицитовых сланцев) представляет собой серую, жирную на ощупь породу, напоминающую тальковый сланец.

На левом берегу р. Уруп, напротив месторождения Главного, встречен конгломерат, состоящий из обломков красной гематитизированной яшмовидной породы, скелетов радиолярий и кварцевого кератофира.

Кварцевый кератофир и конгломерат изменены одинаково и содержат, кроме реликтовых зерен кварца, пластинок хлорита и пирита, следующие минералы, установленные в "серицитовом" сланце с помощью кривых нагревания. Кривые А показывают присутствие гидрослюды (эндотермический эффект при  $t = 625^{\circ}$ ) и примесь кварца (экзотермический эффект при  $t = 570^{\circ}$ ).

По кривой для тонкоотмученной взвеси устанавливаются глинистое вещество, по-видимому, каолинит (показатель преломления ниже светопреломления канадского бальзама), карбонат магния (экзотермический эффект при  $t = 780^{\circ}$ ) и пирит (экзотермический эффект при  $t = 460^{\circ}$ ).

Химический анализ наиболее чисто отобранной слюды (обр. 1283) показал содержание в ней окислов, указанных в табл. 6.

Отобрать чисто слюду почти невозможно, так как пластинки ее очень мелки. По-видимому, поэтому при отборе в слюде остался кварц, сильно повысивший, судя по химическому анализу, содержание в ней  $\text{SiO}_2$ . Но все же, химический анализ подтверждает, что это — гидрослюда, а не мусковит.

Таким образом, "серицитовый" сланец не содержит серицита, а сложен гидромусковитом, глинистым веществом, хлоритом, карбонатом магния, пиритом и реликтовым кварцем.

На аналогичные случаи широкого распространения "серицитовых" пород, не содержащих серицита, в вулканогенных толщах Урала указывают Л.Н. Овчинников и Л.И. Меттих (1963). По представлениям указанных авторов, подобные породы являются продуктом локального метаморфизма зон гидротермальной деятельности и являются спутниками медноколчеданного оруденения.

Туфы кварцевых кератофиров имеют светлую до темно-зеленой с голубым оттенком окраску и сланцеватую текстуру. Структура кристалло- и литокластическая, а также кристаллолитокластическая. Размеры обломков различны: мелкозернистые имеют диаметр до 0,1 мм, крупнозернистые — до 2,5 мм; встречаются также промежуточные разности. Обломки туфов имеют округлую и полуокруглую форму, сложены кварцем с волнистым погасанием, плагиоклазом, пластинками серицита и хлорита, лейкоксена и магнетита, пирита.

Хлоритовые сланцы — темно-зеленые, сильно рассланцованные породы, со сланцеватой, иногда пятнистой, текстурой. Под микроскопом наблюдается лепидобластовая структура. Сложены сплошной массой почти бесцветного хлорита, ситовидного вследствие вростков кварца и плагиоклаза; присутствуют лейкоксен, доизит, гидрослюда. По сланцеватости породы окварцованы, часто содержат сульфиды железа и меди, иногда карбонатизированы (прожилки ромбовидного карбоната). Хлоритовые сланцы представляют собой метаморфизованные филлиты.

Вторичные кварциты – это либо белые породы с участками серого цвета, либо светлые голубовато-серые, чаще рассланцованные, реже массивные, иногда ожелезненные и жирные на ощупь. Под микроскопом наблюдаются милолитовая текстура, гранобластовая, неравномерnozернистая структура: чередуются участки волнисто-гаснувшего кварца с зазубренными контурами зерен (диаметр до 0,7 мм) и участки мельчайших его скоплений (диаметр 0,02 мм и менее). Характерна примесь гидрослюды, многочисленных зерен сульфидов железа и меди, часто сопровождающихся "двориками растяжения" из стебельчатого кварца и мусковита, реликтовым ромбовидным карбонатом, хлоритом и альбитом. Некоторые прослои пропитаны гематитом и окрашены в красный цвет, превращены в кварц-гематитовые яшмовидные разности.

Вторичные кварциты образовались в результате метаморфизма кварцевых кератофилов, их туфов и осадочных пород (алевролитов и песчаников). В последнем случае они обогащены серицитом.

К верхам свиты приурочены залежи и месторождения полиметаллических колчеданных руд: на р.Большой Лабе – в балках Грушовой и Горелой; на р.Уруп – Новоурупское (Главное), на р.Власинчихе – Власинчихинское и Скалистое; на р.Даут – Даутский рудный узел.

Месторождение Новоурупское, по данным В.А. Мельникова, приурочено к южному крылу Урупской антиклинали, имеющей северо-западное простирание и протягивающейся в верховья р.Власинчихи, выше устья р.Работайки. Антиклиналь имеет симметричное строение, угол падения крыльев 45°. Ось складки погружается в юго-восточном направлении (Курбанов, 1958).

Южное крыло антиклинали осложнено разломами северо-западного простирания. Рудное тело Новоурупского месторождения образовалось по кварцевым кератофирам: висячий бок тела сложен сургучно-красными яшмовидными породами, лежащий – покровами рассланцованных микродиабазов.

Власинчихинская залежь имеет почти широтное простирание, падает на юг под углом 35–40°. Западная часть залежи срезана крупным сбросом северо-западного простирания, падающим на юго-запад под углом 60°. В восточном направлении залежь выклинивается. Тело вкрапленных руд представлено оруденельми микродиабазы. Висячий бок его сложен покровом микродиабазы, лежащий – хлоритовыми сланцами.

Месторождение Скалистое приурочено к кварцевым кератофирам. В висячем боку колчеданной залежи расположены прослои хлоритовых сланцев, выше перекрытых микродиабазы. Простирание рудного тела субширотное, падение на юг под углом 40–45°.

Состав пород, объединенных в сосновскую свиту, имеет типичный характер образований инициального базальтового магматизма и близок по его характеру и составу пород к таковым чернореченской свиты нижнего палеозоя. Сосновская свита отличается от чернореченской лишь большим количеством рудопроявлений и месторождений колчеданных руд.

С сосновской свитой, развитой в западной части района, отождествляется средняя вулканогенная свита карачаевской свиты (Круть, Ляшенко, Яковлев, 1963), названная Е.А. Снежко кызылкольской. В известняках этой свиты, выходящих на р.Большой Водопадной, притоке р.Чемарткол, И.В. Круть и другие собрали микрофауну; одни формы близки к живетским видам, другие напоминают нижнефранские (Круть, Ляшенко, Яковлев, 1963; Круть и др., 1963; Круть, 1965).

### Кызылкольская свита

Выше по разрезу залегают образования кызылкольской и семиродниковской (картджурской) свит.

Кызылкольская свита ( $D_{2-3}$  или  $D_3^1$ ) состоит из покровов (или потоков) основных лав типичного подушечного (шарового) сложения с редкими участками

параллелепипедальной отдельности или же щебенчатых выходов. Свита развита в верховьях рек Худес — по ручьям Кислому и Голубому, Чучкур, Даут (в 13–14 км от устья) — и Марухи (балка Семиродниковская). К этой же свите на реках Худес и Чучкур приурочено полиметаллическое колчеданное месторождение Худесской группы.

Выходы лав обладают столбчатой отдельностью, представляют собой плотные, неравномернoзернистые, массивные афировые породы, раскристаллизованные в различной степени. Под микроскопом они характеризуются спилитовой структурой с различными размерами зерен, изменяющейся от апоинтерстиальной до апогипокристаллической (пергиалиновой) иногда в пределах одного шлифа. Лейсты альбита № 3–12 обладают простыми, реже полисинтетическими двойниками. Нередко они изогнуты и пересекаются. Поперечное сечение лейст в более крупнозернистых породах достигает  $0,08 \times 1,00$  мм и снижается до  $0,02 \times 0,2$  мм и менее в слабо раскристаллизованных участках. Иногда заметны квадратные сечения лейст альбита. Интерстиции выполнены нацело хлоритизированным стеклом и рудными зернами, гематитом, реже несдвойникованным альбитом и кварцем с примесью карбоната и лейкоксена. Иногда встречаются зоны дробления с усиленной гематитизацией породы в них. Встречаются полосы (зоны) более крупнокристаллических лав. Последние содержат призматические индивиды альбита I генерации (поперечное сечение до  $0,2 \times 1,5$  мм). Интерстиции сложены ксеноморфными зернами свежего моноклинного пироксена и рудными зернами, хлоритизированным стеклом и отчасти раскристаллизованной основной массой, сложенной лейстами альбита II генерации (поперечное сечение  $0,01 \times 0,1$  мм), погруженными в буроватое, слабо раскристаллизованное стекло с карбонатом (обр. 2129).

Лавы подушечной отдельности состоят из шаровидных тел диаметром от нескольких сантиметров до 1 м, плотно прилегающих один к другому. Угловатые промежутки выполнены мелкими обломками того же спилита или бурым стеклом, иногда красным яшмоидом.

Под микроскопом породы подушек сложены миндалекаменным спилитом, в различной степени раскристаллизованным, (табл. V, а, б), с редкими идиоморфными вкрапленниками плагиоклаза, № 15 ( $0,2 \times 0,4$  до  $0,3 \times 1,6$  мм в поперечном сечении) и редкими вкрапленниками свежего, идиоморфного, моноклинного пироксена. Преобладающая в породе основная масса весьма неоднородна по составу и степени раскристаллизованности. Длинные лейсты альбита погружены в темное до черного гематитизированное нераскристаллизованное стекло. Миндалины имеют округлую форму, реже неправильные очертания, размеры их от 0,3 до 1,7 мм; обычно они разобщены между собой, реже соприкасаются, часто окаймлены непроницаемыми рудными сегрегациями.

Поры выполнены хлоритом, карбонатом, железистым эпидотом, альбитом, кварцем. Породы р. Худес изредка содержат в порах радиальнолучистый пумпеллит, редко пренит, кварц и халцедон. Встречаются подушечные лавы с типичной вариолитовой структурой (табл. V, в). Длинные лейсты альбита ( $n$  плагиоклаза  $<n$  канадского бальзама) образуют радиальнолучистые пучки. Между лучами заметны свежие, идиоморфные, часто сдвойникованные, вкрапленники моноклинного пироксена, обладающие структурой "песочных часов". Размеры их 0,1–1,4 мм. В интерстициях наблюдаются кварц и гематит. Многочисленные миндалины размерами 0,03–0,5 мм выполнены кварцем, карбонатом, иногда пумпеллитом. Цемент, слагающий участки между подушками, представлен или обломками спилита вышеописанного состава, или бурым хлоритизированным стеклом с редкими лейстами альбита и рудной мелочью. Редкие округлые миндалины ( $0,05$ – $0,3$  мм) выполнены кварцем с волнистым погасанием или хлоритом.

Туфы спилитов характеризуются обломочной текстурой, литокристаллокластической, литовитрокластической структурой. Литокристаллокластические туфы состоят из обломков угловатой, округлой, часто неправильной формы, размерами 0,01–0,8 мм, состоящих из сдвойникового альбита и кварца; из овал-

ных с неясными контурами обломков спилита; обломков бурого, почти изотропного стекла; редких обломков филлитового сланца и кристаллокластического туфа (диаметр зерен 0,02–1,2 мм, редко до 1,5 мм), окруженных зоной гематизированного спилита шириной до 4,5 мм. Цемент туфов сложен тонкообломочным материалом того же состава, хлоритизированным стеклом, обломками основной массы спилита и гематитом; наблюдается примесь осадочного материала.

Количество обломков и их размеры колеблются. По мере уменьшения количества обломков кристаллов, туф переходит в кристаллолитокластическую и литовитрокластическую разновидности. Встречаются прослои туфа с обломками спилита, вытянутыми по слоистости породы. Эти обломки часто не имеют резких очертаний, иногда содержат гематитовую оторочку, миндалины их или округлые, или сплюснутые, вытянутые по слоистости породы.

## Семиродниковская свита

### Нижняя осадочно-вулканогенная подсвита

Семиродниковская (картджорская) свита ( $D_{2-3}$  или  $D_3^1$ ) расчленена нами на две подсвиты: нижнюю – осадочно-вулканогенную и верхнюю – осадочную.

Нижняя осадочно-вулканогенная подсвита прослежена на многих участках северного склона Передового хребта. Она обнажается на водоразделе руч. Никитина с его правыми притоками и на р. Андрюк в верховьях ее левых притоков, по долине правого южного притока балки Никитиной и в редких коренных выходах на горе Хацавитой.

На водоразделе рек Большая Лаба – Бескес породы этой подсвиты вскрыты в верхней части руч. Глинистого (левого притока р. Большой Лабы), в истоках правого нижнего притока р. Бескес и в среднем течении р. Пшицерки – следующему к западу притоку р. Бескес. Она перекрыта здесь верхней подсвитой семиродниковской свиты, а на р. Пшицерке соприкасается по разлому с осадками среднего карбона.

В верховьях левых притоков р. Большой Лабы, стекающих с восточного склона горы Малый Пшицер, эта подсвита также перекрыта отложениями верхней подсвиты.

На р. Уруп вверх по течению от месторождения Главное отложения подсвиты перекрыты метаморфизованными осадками юры.

Подсвита обнажается в среднем течении руч. Кушего. На хр. Ужум Второй Г. Д. Афанасьевым (1970) прослежены аналогичные образования. В бассейне р. Марухи в балке Сосновой, нижняя подсвита подстилается отложениями сосновской свиты.

На р. Даут, в районе колчеданного месторождения также имеются выходы этой подсвиты.

Нижняя подсвита в низах сложена толшей осадочных пород, преобразованных в филлитовидные сланцы. Последние представляют собой тонкорассланцованные, местами плоччатые, зеленовато-черные, афанитового облика породы с жирным блеском на плоскостях сланцеватости. Под микроскопом наблюдается тонкозернистое строение (диаметр зерен 0,01 мм); вокруг скоплений мусковита и кварца отмечаются участки с крустификационной структурой. Породы сложены тончайшими пластинками бесцветного минерала (по-видимому, из группы каолинита) со светопреломлением меньшим, чем у канадского базальма, и малым положительным углом оптических осей; они содержат также листочки мусковита и редкие зерна альбита и кварца. Встречаются скопления лейкоксена, обломки углистого вещества, иногда пластинки хлорита и рудные шарики диаметром 0,01 мм; в некоторых породах преобладает тонкочешуйчатый мусковит. Местами наблюдаются вытянутые по сланцеватости линзообразные и шарооб-

разные тельца (до 0,1 мм). Они состоят из ксеноморфных зерен кварца и альбита и, возможно, представляют собой реликты скелетов радиолярий. Нередко филлитовые сланцы в различной степени окварцованы, местами превращены во вторичные кварциты, иногда гематизированы и окрашены в красный цвет.

Среди толщи филлитовидных сланцев встречаются слоистые, более крупнозернистые разности алевропелитового состава, содержащие окатанные зерна кварца диаметром до 0,06 мм. Эти породы обладают более светлой серовато-голубовато-зеленой окраской.

На р.Бескес среди филлитовидных сланцев встречаются прослой алевролита и песчаника мощностью каждый по 30–40 см. Около устья руч. Золотоносного преобладают прослой алевролита. Мощность пласта песчаников составляет 5 м.

Песчаники содержат окатанные и полуокатанные, регенерированные обломки кварца и альбита до 0,3 мм в поперечнике и тончайшие иглы рутила, расположение которых отражает унаследованную плейчатость первичной осадочной породы (палимпсестовая структура). В обломках отмечаются вроски мусковита. Минералы этих обломков очень сходны с минералами парасланцев и гнейсов из толщи кристаллических сланцев докембрия, встреченных в коренном залегании в Беденском массиве и среди кристаллических сланцев горы Маркопидж. Некоторые прослой сланцев, мощностью до 10 см, обогащены обломками карбоната с редкими отпечатками неопределимых скелетов иглокожих.

Осадочные отложения р.Большой Лабы прослеживаются по обоим берегам реки на протяжении 2,5–3 км – от выходов Беденского серпентинитового массива до балки Грушовой – и состоят из филлитовидных сланцев, образовавшихся по разнозернистым исходным осадочным отложениям. В них чередуются прослой пелитов (до 2 м), пелитов с обломками алеврита (до 3 м), алевропелитов, переходящих в песчаные алевролиты (до 9,5 м). Встречаются прослой, обогащенные углистым веществом; мощность их достигает 0,5 м. Филлиты рассланцованы, нередко плейчатые, невооруженным глазом заметен кливаж на плоскостях сланцеватости. Филлитовые сланцы содержат прослой граувакк мощностью от нескольких сантиметров до 6 м, в которых в зависимости от крупности зерна можно выделить разновидности от пелитовых до песчаных.

Возможно, что осадочные отложения р.Уруп, залегающие между устьем р.Власинчихи и серпентинитовым массивом руч. Псекенчи, отнесенные выше нами к андрюкской свите, являются продолжением выходов отложений р.Большой Лабы и принадлежат к самым низам семиродниковской свиты.

В верхнем течении р.Худес, ниже устьев ручьев Голубого и Кислого, в филлитовидных сланцах наблюдаются прослой туфов мощностью от нескольких до 30 см. В районе колчеданного месторождения на р.Даут мощность их увеличивается до 1,5 м. На р.Худес залегают литокристаллокластические и литовитрокластические туфы, на р.Даут – литокластические, литовитрокластические и витрокластические.

Осадочная толща перекрыта покровами (возможно, потоками) субшелочных и известково-щелочных основных, средних и кислых лав. Лавы сопровождаются туфами; вулканогены перемежаются со сланцами различного состава, яшмоидами и вторичными кварцитами.

Лавы покровов и их туфы. Трахибазальтовые пироксеновые и пироксен-полевошпатовые порфириды детально описаны нами совместно с Г.Д. Афанасьевым (1961) и с В.Т. Кудрявцевым (1962б). Это темно-зеленые с голубоватым оттенком, тонкорассланцованные породы с бугорчатой поверхностью плоскостей сланцеватости. Бугорки представляют собой матовые, черные вкрапленники пироксена размером от 1 мм и менее до 2 × 5 мм на фоне афанитовой основной массы. На полированной поверхности образцов полупрозрачный пироксен имеет желтовато-дымчатую окраску. Наблюдаются скопления желтого эпидота. Под микроскопом видны идиоморфные, чуть желтоватые вкрапленники слабо измененного, иногда сдвойникового авгита ( $cNg = 36,5^\circ$ ;  $+2V = 53^\circ$  – по двум выходам осей; табл. VI, а,б). По периферии и трещинам

он незначительно замещен хлоритизированным актинолитом, актинолитовым асбестом, хлоритом, лейкоксеном, изредка бурым биотитом и гематитом. В авгите наблюдаются округлые зерна нацело измененного оливина (до 0,09 мм), замещенного тальком, хлоритом и рудными скоплениями по периферии зерен. Август также содержит редкие зерна титаномагнетита (до 0,1 мм) и газожидкие, по-видимому трехфазные, включения. В пироксен-полевошпатовых трахибазальтовых порфиритах, кроме того, наблюдаются идиоморфные, таблитчатые или призматические вкрапленники (от  $1,8 \times 0,7$  до  $1,4 \times 0,1$  мм) полевых шпатов. Они вытянуты по сланцеватости или расположены под углом к ней, нередко разломаны; количество их сильно колеблется. Зерна полевых шпатов нацело изменены и замещены бесцветной калиевой слодой, хлоритом, эпидотом; иногда вместо хлорита отмечаются мелкие участки альбита (возможен и адуляр). Расположение вторичных продуктов, например эпидота, фиксирует первичную зональность и двойники в полевых шпатах (полисинтетические и простые). По-видимому, первоначально присутствовали санидин и (или) ортоклаз.

Основная масса порфиритов характеризуется сланцеватой текстурой, немагнетобластовой структурой; сложена тончайшими призмочками и волокнами голубоватого актинолита и актинолитового асбеста, сцементированными зеленым хлоритом и вторичным альбитом. Альбит, возможно, замещает цеолиты. Встречаются редкие скопления лейкоксена и зерна желтого железистого эпидота. Характерны многочисленные прожилки и участки гематито-карбонатного состава. В пироксен-полевошпатовых порфиритах иногда, при сильном рассланцевании, вместо вкрапленников полевых шпатов наблюдаются лишь их неясные реликты, которые почти сливаются с рассланцованным мезостазисом. В менее измененных разностях этих порфиритов в мезостазисе присутствуют в переменных количествах калиевая слода и примесь желтого и буроватого эпидота, хлорита и лейкоксена; в промежутках между ними наблюдаются альбит и цеолит (бесцветный, с малыми светопреломлением и двупреломлением). Из аксессуарных минералов в шлифах обнаружены два апатита - зональный, бесцветный, с розовато-бурым ядром, и редкий, фиолетово-черный почти непрозрачный; многочисленные зерна титаномагнетита, часто замещенные хлоритом и лейкоксеном, мартитизированный магнетит, пирит (мельниковит), халькопирит, пирротин, галенит. В искусственных шлифах (протолочках) Е.Д. Надеждиной определены циркон и касситерит.

В нацело измененных порфиритах наблюдаются призмы и восьмиугольные поперечные разрезы авгита, часто крестовидные двойники его или сростки нескольких зерен; август замещен (табл. VI, в), кальцитом, доломитом, брейнеритом, пеннином, клинохлором, лейкоксеном и альбитом (?). Редкие вкрапленники с характерной амфиболовой спайностью нацело замещены хлоритом и карбонатом (?). Встречаются призматические псевдоморфозы хлорита и бесцветного слодопоподобного минерала по полевым шпатам, а также хлорита и лейкоксена по титаномагнетиту. Видны призмочки апатита и скопления лейкоксена.

Тонковолокнистая основная масса сложена актинолитовым асбестом, серпентинитом, хлоритом, слодопоподобным минералом, иногда карбонатом и цеолитом. Среди аксессуарных минералов Е.Д. Надеждиной определены циркон, касситерит, турмалин, пирит, халькопирит и галенит. В прожилках и отдельных участках развит актинолитовый асбест, кальцит и доломит; вокруг вкрапленников авгита и зерен титаномагнетита, псевдоморфоз хлорита и карбоната часты "дворики растяжения" актинолитового состава.

Миндалекаменная разновидность (табл. VI, г) содержит многочисленные неправильные поры, выполненные по периферии зернами желтого эпидота, а в центре - слодопоподобным минералом. Псаммитовые туфы трахибазальтовых порфиритов (табл. VI, д) представлены желтовато-зелеными неравнозернистыми, рассланцованными породами. Структура их кристаллокластическая, неравнозернистая: одни участки обогащены обломками черного пироксена (размером  $4,0 \times 2,0$  мм), другие - почти не содержат его и состоят из обломков

основной массы и скоплений желтого эпидота. Под микроскопом наблюдаются угловатые обломки авгита и плагиоклаза, измененных аналогично вкрапленни-  
кым порфиринов, а также обломки титаномагнетита. Цемент тонкозернистый,  
состоит из актинолита, эпидота и хлорита. Среди акцессорных минералов  
Е.Д.Надеждиной определены апатит, циркон, касситерит, пирит и агрегативный  
гематит.

Среди алевритовых туфов встречаются сильно измененные разности, превра-  
щенные в эпидозиты или серицит-хлорит-эпидот-актинолитовые сланцы. Тре-  
шины в них выполнены желтым эпидотом с примесью хлорита, актинолитовым  
асбестом, кальцитом, доломитом, брейнеритом, кварцем, альбитом и адуляром.  
Полевые шпаты и кварц содержат призмочки и волоконца актинолитового ас-  
беста.

Состав эффузивов семиродниковской свиты охарактеризован небольшим от-  
резком дифференционного ряда от наиболее основных авгитовых порфиритов  
(обр. 2234), содержащих 2,26% щелочей (из них  $\text{Na}_2\text{O}$  - 2,12%;  $\text{K}_2\text{O}$  - 0,14%)  
до более кислых пироксен-полевошпатовых порфиритов (обр. 2082), содержа-  
щих щелочей 8,44% ( $\text{Na}_2\text{O}$  - 4,80%;  $\text{K}_2\text{O}$  - 3,64%; см. фиг. 64).

Содержание рудных минералов - титаномагнетита, гематита, сульфидов же-  
леза и меди - составляет около 2,5%, иногда до 10,3%.

Основная масса в породах преобладает, местами достигая 65,5% от обще-  
го объема породы (обр. 2023); в пироксеновой разновидности количество ее  
снижается до 31,5% (обр. 2234). Для порфиритов характерно значительное  
содержание  $\text{P}_2\text{O}_5$  (до 0,79%),  $\text{H}_2\text{O}^+$  (до 3,90%) при малых количествах фто-  
ра и хлора. Наиболее сильно измененные разности с карбонатами и турмали-  
ном содержат повышенные количества  $\text{CO}_2$  и  $\text{B}_2\text{O}_3$ .

Трахидацитовые (плагиоклазовые и кварц-плагиоклазовые) порфириты и их  
туфы макроскопически имеют темно-зеленый с голубым оттенком цвет, рас-  
сланцованы и метаморфизованы. Под микроскопом это порфиридные породы  
с идиоморфными вкрапленниками сильно измененного плагиоклаза, замещен-  
ного альбитом № 12, пумпеллиитом и эпидотом (табл. VI, е). Основная масса  
имеет флюидальную текстуру, гиалопилитовую структуру, сложена микролитами  
кислого плагиоклаза; в интерстициях - хлорит, эпидот, пумпеллиит, немного  
серицита, иногда биотит, редко сфен и лимонитизированные сульфиды железа.  
Пумпеллиит, характерный для этих порфиритов, а также для описанных ниже  
пумпеллиитовых сланцев и их разнообразных разновидностей (хлоритовой, сери-  
цитовой и др.), детально изучен автором (Лупанова, Кудрявцев, 1961, 1962а).

Туфы трахидацитовых порфиритов представлены тремя разновидностями: кис-  
лой, содержащей обломки кварца, средней - с плагиоклазом № 30 и наиболее  
основной - с плагиоклазом № 40.

Туфы кислого состава характеризуются темно-зеленой, местами темно-крас-  
ной окраской (вследствие обогащения породы гематитом) и зеленовато-желтой.  
Породы неравномернозернистые: одни участки сложены более крупными облом-  
ками минералов, другие - почти не содержат их.

Под микроскопом наблюдается кристаллокластическая структура. Порода  
состоит из угловатых обломков, раздробленных, полисинтетически сдвойнико-  
ванных зерен кислого плагиоклаза (1-0,5 мм) и редких обломков кератофира  
(1,9 x 0,6 мм). Цемент мелкозернистый (размеры обломков 0,04 мм и менее).  
В нем различаются кварц, хлорит, серицит, лейсты плагиоклаза, скопления  
лейкоксена, идиобласты эпидота и сростки их с другими минералами эпидот-  
поизитовой группы, пластинки гематита.

Туфы порфиритов среднего и более основного состава имеют кристаллолит-  
кластическую структуру. Они содержат обломки сильно раздробленного плагио-  
клаза № 28-30 в кислых и № 40 в более основных туфах. Плагиоклаз обра-  
зует полисинтетические двойники, хлоритизирован и карбонатизирован; встре-  
чаются редкие обломки кварца, многочисленные - плагиоклазового порфирита с

фельзитовой и пилотакситовой основной массой. В цементе — призмочки плагиоклаза и хлорит. Из аксессуарных минералов обычны апатит, сфен и рудные зерна. Породы окварцованы, эпидотизированы и хлоритизированы.

Интрузии габбрового состава наблюдались нами на горе Хацавитой, где они были описаны В.М. Аяновым (1962). Среди эффузивных порфиритов их аналоги встречены не были. Породы сильно изменены, иногда, как указывает В.М. Аянов, до гидротемасоматитов.

Кварцевые кератофиры представляют собой тонкозернистые до афанитовых породы с вкрапленниками полупрозрачного кварца и иногда матового, желтовато-зеленого плагиоклаза. Они выделяются на фоне тонкозернистой основной массы породы, окрашенной в фиолетовый цвет. Местами она полосчатая: чередуются полосы мощностью по несколько сантиметров, светло-голубовато-зеленого, темно-зеленого, фиолетово-черного и фиолетового цвета.

Под микроскопом породы обладают порфировой структурой; во вкрапленниках раздробленный, оплавленный, изредка идиоморфный кварц с волнистым погасанием (размеры зерен  $0,1 \times 1,1$  мм до  $0,7 \times 1,0$  мм, реже до 2,5 мм), иногда — плагиоклаз с полисинтетическими двойниками или сростки его зерен ( $0,1 \times 1,0$  мм до  $1,6 \times 0,7$  мм); изредка встречается микропегматит. Плагиоклаз свежий или в разной степени изменен и замещен эпидотом, карбонатом, серицитом, хлоритом, часто с примесью пумпеллиита; по трещинам окварцован.

Основная масса преобладает над вкрапленниками: она сложена фельзитом и рассланцована. В ней различимы кварц, плагиоклаз, радиальнолучистый пегматит, скопления тонкозернистого эпидота, хлорит и гематит, аксессуарный апатит. В фиолетовых разновидностях породы по сланцеватости сильно серицитизированы и гематитизированы, в темно-зеленых с желтым оттенком — окварцованы, хлоритизированы и эпидотизированы. Приводим химический состав этой породы (вес. %):  $\text{SiO}_2$  — 67,78;  $\text{TiO}_2$  — 0,39;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 16,87;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 3,22;  $\text{FeO}$  — 0,72;  $\text{MnO}$  — 0,05;  $\text{MgO}$  — 1,62;  $\text{CaO}$  — 0,92;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 4,26;  $\text{K}_2\text{O}$  — 2,41;  $\text{H}_2\text{O}^+$  — 1,68;  $\text{P}_2\text{O}_5$  — 0,10;  $\text{CO}_2$  — 0,14; F — 0,10; Cl — 0,16; сумма — 100,35.

Состав кварцевого кератофира наиболее близок к составу сиенито-диоритовых порфиритов гиабиссальных тел и граносиенит-порфира из некка на р.Уруп. Вероятно, эти породы имели единый магматический очаг и являлись производными единой магмы — ее разными дифференциатами.

Породы приобрели некоторые специфические черты (незначительные отличия в основности и щелочности) вследствие ассимиляции магмой различных количеств прорванных ею филлитовых сланцев.

Туфы кварцевых кератофиров — это рассланцованные пирокластические породы. Обломки размером от  $10 \times 30$  и  $10 \times 3$  до 1 мм вытянуты по сланцеватости породы, обычно сплюснуты. Они окрашены в светло-розовый и желтоватый цвет и выделяются на голубовато-зеленом основном фоне породы; размеры обломков более мелкозернистых разновидностей не превышают 1–2 мм, слабо различимы невооруженным глазом.

Под микроскопом туфы обладают кристалло- или витролитокластической структурой. Обломки сложены альбитом или скоплениями его зерен, иногда сростками с кварцем или гранофиром. Плагиоклаз обломков отчасти изменен и замещен пумпеллиитом, эпидотом, хлоритом, серицитом. Обломки кварца, размером  $0,1$  —  $1,0$  мм содержат газово-жидкие включения. Встречаются многочисленные, довольно крупные обломки кварцевого кератофира и его фельзитовой основной массы. Последняя имеет микропойкилитовую структуру (лейсты альбита заключены в кварце, присутствует малая примесь хлорита и серицита), местами по стеклу развит гранофир. Цемент состоит из обильного эпидота; часто буроватого и полупросвечивающего от разложения пумпеллиита, присутствующего в меньших количествах; из хлорита, мусковита, кварца, иногда гематита (по сланцеватости).

Диабазовый порфирит с кварцем, слагающий дайку, вероятно, выполняет подводящий канал потока или покрова. Это зеленовато-серая порода с редкими черными вкрапленниками пироксена. Контактные разности более мелкозернисты и имеют более темную окраску. Рассланцованность слабая.

Под микроскопом породы имеют порфировый облик, содержат вкрапленники свежего или очень слабо хлоритизированного и актинолитизированного бесцветного пироксена — авгита, обычно с округлыми очертаниями, размерами 0,5–1,0 мм. По периферии вкрапленников наблюдаются вроски мелких призматических зерен сосюритизированного плагиоклаза. Основная масса имеет диабазовую структуру, сложена призмочками нацело сосюритизированного плагиоклаза размерами от 0,1–0,4 × 0,6 до 0,1 × 0,04 мм. Интерстиции сложены измененными, подобно вкрапленникам, зернами пироксена, волокнами актинолита, хлоритом и кварцем; рудный минерал (ильменит?) нацело замещен лейкоксом. Контактные разности более мелкозернисты, характеризуются флюидальной текстурой и иногда афировой структурой; они изменены сильнее, содержат участки гранофира и редкие призмочки голубоватого актинолита. Изредка встречаются зерна пумпеллита или их скопления и агрегатные скопления неизвестного бурого минерала с неправильными очертаниями, окруженные зоной эпидота.

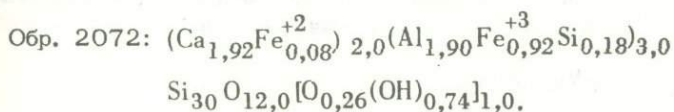
Химический состав диабазового порфирита (обр. 2430) следующий (в вес.%): SiO<sub>2</sub> — 49,66; TiO<sub>2</sub> — 0,57; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 15,62; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 2,77; FeO — 8,07; MnO — 0,17; MgO — 7,24; CaO — 10,66; Na<sub>2</sub>O — 1,41; K<sub>2</sub>O — 0,27; H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> — 0,30; H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> — 2,93; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,01; BaO — 0,06; сумма — 99,74 (аналитик Е.Д. Кузнецова).

Химический состав породы близок к составу субщелочных порфиритов семимродниковской свиты (обр. 2023) и к габброидам (обр. 155-А и 157-А), но отличается от них меньшим содержанием щелочей и большим — полевошпатовой извести.

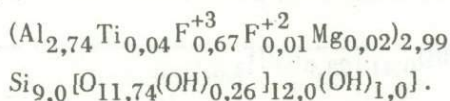
Гидротермальные жилы и прожилки имеют довольно разнообразный состав: карбонатные, кварц-карбонатные, кварц-эпидотовые, эпидот-карбонат-кварцевые и альбит-кварцевые с актинолитовым асбестом. Кварц — с волнистым погасанием, обычно содержит реликтовые зерна эпидота, карбоната, волокна актинолитового асбеста. Эпидот желтый, плеохроичный, железистый, обычен в альбандах жил и прожилков.

Химический состав эпидота (обр. 2072) из гидротермального прожилка с горы Хацавитой, в истоках левого притока р. Андрюк, приведен в табл. 7. Для сравнения в той же таблице приведен химический состав эпидота раннепалеозойского возраста с р. Малой Лабы (Плошко, 1960).

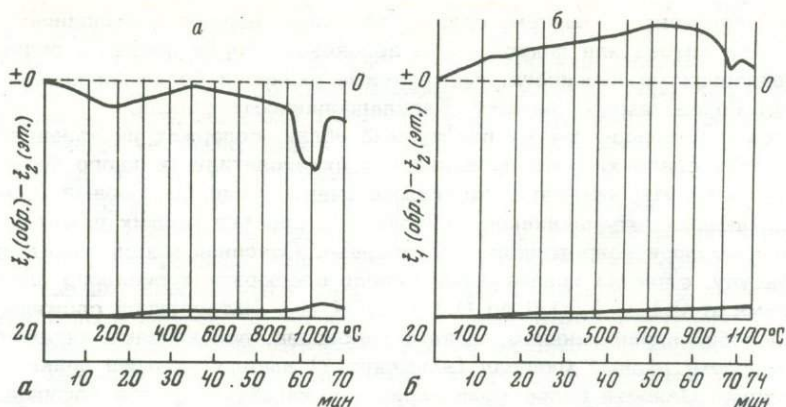
Для этих эпидотов были вычислены, по И.Д. Борнеман-Старынкевич (1964), следующие кристаллохимические формулы:



Эпидот с р. Малой Лабы:



Химический состав и кристаллохимическая формула эпидота из девонских пород указывают на его почти стерильный состав и принадлежность к железистой разновидности, не содержащей MgO. По сравнению с составом эпидота из породы раннепалеозойского возраста девонский эпидот (обр. 2072) не содержит примесей (TiO<sub>2</sub>, MnO, MgO, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O, SrO, FeO и R) и имеет более железистый состав. Кривые нагревания и обезвоживания эпидота даны на фиг. 22, а.

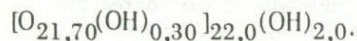
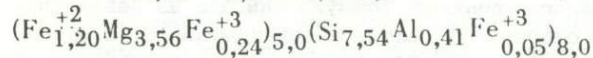
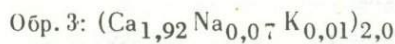
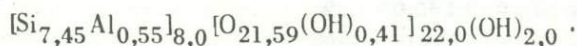
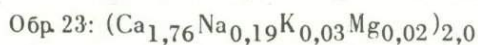
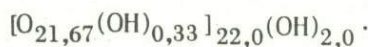
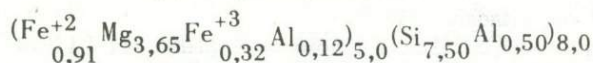
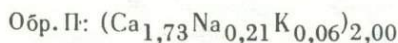
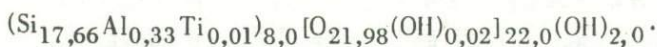
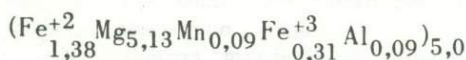
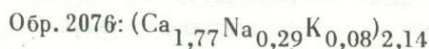


Фиг. 22. Кривые нагревания и обезвоживания

а - эпидота; б - актинолитового асбеста (обр. 2076)

Актинолитовый асбест имеет голубоватый цвет и тонковолокнистое строение, замещает эпидот, содержит включения его реликтовых зерен. Подробная характеристика актинолитового асбеста горы Хацавитой приведена в работе В.М. Аянова (1962). Химический анализ одной из разновидностей асбеста, изученной нами, приведен в табл. 7 (обр. 2076). Для сравнения в той же таблице приведен состав актинолитовых асбестов из работы В.М. Аянова (1962).

Кристаллохимические формулы актинолитовых асбестов горы Хацавитой были вычислены по способу И.Д. Борнеман-Старынкевич (1964):



При пересчетах на кристаллохимические формулы наблюдается недостаток (ОН), соответствующий следующим количествам  $H_2O$  (табл. 8).

Таблица 7

Химический состав (в вес.%) эпидотов и актинолитовых асбестов

Компоненты	Эпидот		Актинолитовый асбест			
	Обр. 2072	Обр. с р. Малой Лабы	Обр. 2076	Обр. n	Обр. 23	Обр. 3
SiO <sub>2</sub>	39,48	38,10	53,06	52,86	52,64	52,84
TiO <sub>2</sub>	Сл.	0,65	0,13	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,00	24,28	2,41	3,72	3,54	2,46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,56	11,26	2,93	3,07	3,05	2,66
FeO	0,00	0,06	11,47	7,86	9,54	10,09
MnO	Сл.	0,13	0,77	-	-	-
MgO	0,00	0,17	14,55	17,30	16,60	16,86
CaO	22,20	20,74	11,46	11,40	11,45	12,00
Na <sub>2</sub> O	0,00	1,20	1,03	0,78	0,66	0,56
K <sub>2</sub> O	0,00	0,87	0,24	0,30	0,16	0,10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,60	2,56	1,96	0,96	0,36	0,20
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,00	0,00	0,34	-	-	-
F	0,00	-	-	-	-	-
Cl	0,05	-	0,03	-	-	-
SrO	-	0,30	-	-	-	-
R	-	0,08	-	-	-	-
П.п.п.	-	0,24	-	1,85	2,17	2,31
Сумма	99,89	100,64	100,38	100,10	100,17	100,08

Примечание. F, Cl, SrO, R в обр. 2072 и с р. Малой Лабы анализировала А.И. Гусева; Cl, H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> в обр. 2076 анализировала Т.М. Милотина. Анализы обр. n, 23, 3 заимствованы из работы В.М. Аянова (1962)

Таблица 8

Количество (в вес.%) недостающего гидроксила (ОН)

№ обр.	Недостающий (ОН)	(H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> )	Примечание
2076	0,12	0,12	Определено как H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>
"	0,73	0,78	Содержится в п.п.п.
23	2,24	2,37	То же
3	1,17	1,15	"

Вычисленные кристаллохимические формулы показывают, что по составу различные актинолитовые асбесты горы Хацавитой очень близки. Кривые нагревания и обезвоживания асбеста см. на фиг. 22,б.

Цоизит-эпидотовые, хлорит-пумпеллиитовые, эпидот-хлоритовые и серицит-эпидот-пумпеллиитовые сланцы имеют различную окраску: цоизит-эпидотовые сланцы - желтовато-зеленую; хлорит-пумпеллиитовые - голубовато-зеленую; эпидот-хлоритовые - темно-зеленую и голубовато-зеленую, а сланцы с яшмовидными прослоями мощностью от нескольких до 4 см окрашены в желтовато-зеленый цвет.

Первые обогашены мельчайшими скоплениями минералов цоизит-эпидотовой группы, вторые сложены тонким агрегатом хлорита с линзообразными скоплениями пумпеллиита и реликтивными зернами эпидота. По сланцеватости предполагаются включения лейкоксена и сульфидов железа. Породы нередко окварцованы и содержат округлые, овальные зерна новообразованного кварца, имеющие зазубренные и идиобластические контуры. В периферических частях этих зерен наблюдаются многочисленные мельчайшие реликтовые участки сланца. В изломе эпидот-хлоритовых сланцев заметны выклинивающиеся по сланцеватости прослои (до 1 мм) желтого цвета, обогащенные эпидотом. Под микроскопом последние представляют собой полосчатые породы, состоят из прослоев эпидотового и эпидот-хлоритового состава. Эпидот мелкоагрегатный серовато-бурый, почти не просвечивающий, часто перекристаллизованный в бесцветные идиобласты. Прослои эпидот-хлоритового состава содержат крупные, диаметром 0,1-0,5 мм, идиобласты слабоплеохроичного желтого эпидота, сохраняющего реликты первоначально полосчатого эпидозита. Основная ткань эпидот-хлоритовых прослоев состоит из клинохлора; по сланцеватости окварцована с выделением мелкозернистых агрегатов лейкоксена и тончайших пластинок серицита (тальк?). Иногда по сланцеватости породы обогащены гематитом или магнетитом или же обоими минералами одновременно. Некоторые породы содержат хлорит (пеннин) и призмочки альбита и при обогащении серицитом (тальком?) переходят в серицитовую (тальковую?) их разновидность. При сильном окварцевании описанные породы сменяются кварц-эпидот-хлоритовыми или эпидот-хлорит-кварцевыми сланцами. Иногда они окварцованы до вторичных кварцитов, содержащих реликты выщелоченных минералов. Одни прослои содержат обломки плагиоклаза, местами сильно серицитизированного, другие - пумпеллиита или волоконца голубоватого актинолита. В последнем случае наблюдается эпидот-хлорит-актинолитовая разновидность сланцев.

Встречены также породы, состоящие из редких зерен пумпеллиитизированного и серицитизированного плагиоклаза и кварца, скрепленных цементом, который состоит из эпидота, пумпеллиита, мусковита, хлорита с бурыми зернами, окруженными эпидотом. Они представляют собой серицит-эпидот-пумпеллиитовый сланец.

Эпидозиты сложены агрегатом идиобластических зерен (0,02 - 0,2 мм) желтого плеохроичного эпидота, часто с темной непрозрачной центральной частью. В промежутках между ними отмечено немного хлорита, актинолитовых волоконцев и зерен кварца. Наблюдаются переходы в эпидот-хлоритовые с серицитом (тальком?) сланцы.

Кремнистые сланцы - это афанитовые, плотные, полосчатые породы с чередующимися полосами красного цвета с фиолетовым оттенком, желтовато-зеленого, зеленого и черного. В красный цвет, вследствие выделения гематита, окрашены и стенки трещин. В экзоконтактах кварцевых прожилков наблюдается зеленая окраска. На плоскостях сланцеватости заметен жирный блеск.

Под микроскопом породы характеризуются сланцевато-слоистой текстурой, бластоалевролитовой до бластопелитовой структурой. Они сложены зернами кварца с волнистым погасанием со значительной примесью тончайших чешуек серицита, иногда полисинтетически сдвойникового плагиоклаза № 6-10, зеленого сладоподобного минерала или хлорита с зернами бурого рутила. Встречается также бесцветный, с малым двупреломлением, ближе неопределенный

минерал. Часто породы обогащены гематитом, содержат прослой кварца с бурой железистой слюдой. В породах обычны овальные реликты скелетов радиоларий, вытянутые по сланцеватости и выполненные кварцем, минералами цоизитовой группы или карбонатами. Довольно многочисленны прожилки кварца, то с ромбиками карбоната, то с зернами альбита. Нередко породы окварцованы до вторичных кварцитов или сильно эпидотизированы вдоль сланцеватости.

Яшмы — красные, фиолетово-красные, рассланцованные породы; под микроскопом почти не просвечивают, и отдельные их зерна неразличимы. По сланцеватости часто окварцованы.

#### Верхняя осадочная подсвета

Верхняя осадочная подсвета прослеживается в долинах следующих рек и балок.

В восточной части бассейна балки Никитиной и ее правых притоков верхняя подсвета подстилается породами нижней подсветы семиродниковской свиты; на севере она перекрыта отложениями перми. На западе подсвета соприкасается по разлому с нижнепалеозойскими зелеными сланцами кутанской свиты и перекрыта (вместе с последними) отложениями карбона, перми и триаса.

В верхней подсвете наблюдались гйабиссальные тела и дайки кварцевых порфиров верхнего палеозоя, детально описанные Н.П. Лупановой (1969).

По долине р.Бескес подсвета прослежена с перерывами от выходов серпентинитов и гранитоидов в устье реки до участка, расположенного ниже устья руч. Золотоносного. Выходы наблюдались также в устье нижнего правого притока р.Бескес и по долинам ее левых притоков. Здесь местами подсвета перекрыта метаморфизованными осадками перми, современными наносами, сильно задернована и залесена.

По левому склону долины р.Большой Лабы, в самых истоках руч. Глинистого, подсвета перекрыта отложениями юры, в верхах истоков левых притоков р.Большой Лабы, расположенных южнее руч. Глинистого на восточном склоне горы Малый Пшицер — отложениями карбона. Следующий выход наблюдался по р.Большой Лаве ниже Кривого моста до выходов серпентинитов Беденского массива.

Верхняя подсвета детально изучена нами в балке Никитиной и отнесена к флювиогляциальным отложениям (Лупанова, 1960). При дальнейшем исследовании этих отложений и пород более глубоких частей подсветы в перечисленных выше обнажениях мы несколько изменили представления об их генезисе и пришли к заключению, что верхняя подсвета сложена отложениями лахаров (грязевых потоков), с трудом отличимыми от флювиогляциальных отложений в древних толщах. По условиям образования эта толща близка к породам верхов кутанской свиты (нижний палеозой, см. выше).

Верхняя подсвета семиродниковской свиты сложена мощной толщей филлитовидных сланцев, содержащих редкие хорошо окатанные эллипсоидальные гальки и валуны и маломощные прослой (1–3 м) алевролитов, алевропесчаников, грубообломочных песчаников и гравелитов, полимиктовых песчаников, граувакк, туфоконгломератов, туфобрекчий, туфопесчаников и туффитов. В верхах подсветы встречены прослой (мощностью от нескольких десятков сантиметров до 3 м) и холмообразные скопления конгломератов. Эти "холмы" расширяются у основания до нескольких десятков метров в поперечнике и сужаются до нескольких метров у гребня, при высоте до 10 м и более; боковые склоны их крутые, почти вертикальные. Холмообразные скопления расположены в балке Никитиной на различных гипсометрических уровнях.

Филлитовые сланцы — черные, тонкозернистые, тонкорассланцованные породы, с жирным блеском на плоскостях сланцеватости. При ударе легко рассыпаются на мелкие плитки. В изломе заметна тонкая слоистость, не совпадающая с кливажем; при выветривании покрываются ржавыми налетами гидроокислов железа.

Под микроскопом наблюдается слоистая текстура: темная тонкозернистая порода с обломками размером около 0,01 мм содержит более светлые прослои, обогащенные обломками алеврита; мощность прослоев до 4,5 мм.

Алевриты – от светло- до темно-серых, массивные породы с обломками размером от 0,01 до 0,1 мм, редко 0,4 мм.

Алевропесчаники – обычно массивные породы с раковистым изломом. В более мощных прослоях иногда заметна тонкая сланцеватость. Цвет темно-серый с фиолетовым оттенком. Размеры обломков от 0,03 до 0,5 мм, изредка до 1 мм в поперечнике. Песчаники от мелко- до среднезернистых, массивные, со слабо заметной сланцеватостью. Размеры обломков колеблются от 0,01 до 4 мм, преобладают обломки 0,1–1,5 мм. Изредка встречаются окатанные гальки (от 1–2 до 5 мм, реже 10 мм) и обломки розового и светло-зеленого эпидота, располагающиеся по слоистости пород, размером до 3 мм.

Грубообломочные песчаники и гравелиты – серые, среднезернистые, рассланцованные породы со слабо выраженной слоистостью. Иногда невооруженным глазом заметны отдельные обломки и окатанные, сплюснутые гальки. Поперечное сечение обломков и галек – от  $2,7 \times 0,9$  до  $3,2 \times 1,4$  мм, диаметр более мелких – от 0,5 до 0,7 мм. Форма и состав обломков всех вышечисленных разновидностей одинаковы.

Обломки угловатые, полугловатые, реже полукатанные и окатанные. Встречаются катаклазированный, с волнистым погасанием, кварц, плагиоклазы № 9, № 17, альбит, бесцветный и желтый железистый эпидот, светлоокрашенный актинолит, лейкоксен, прозрачные, плоские, ярко-желтые и лимонно-желтые кристаллы сфена – в филлитовых сланцах и медово-желтые конвертообразные и плоские кристаллы его с редкими темными включениями рудного минерала или графита (?), имеющие размер зерен до 0,45 мм – в песчаниках, округлые зерна халцедона в филлитовых сланцах.

В меньших количествах, часто в единичных зернах, в протолочках встречены обломки темно-зеленой роговой обманки, мусковита, зеленовато-бурого биотита (длиной до 0,5 мм) из филлитовых сланцев и коричневого, буровато-коричневого – из песчаников, а также карбонаты, барит, некорродированные кристаллы прозрачного розового граната из песчаников, апатит в виде кристаллов и в окатанных зернах с шероховатой поверхностью (в песчаниках), красно-коричневый, призматического габитуса рутил, две разновидности циркона. Первая характерна для всех пород и является преобладающей. Это длиннопризматические, хорошо ограненные кристаллы, представляющие комбинацию двух призм и двух пирамид, без следов коррозии, бледно-окрашенные, чуть розоватые в филлитовых сланцах и песчаниках, бурые, оранжевые, иногда серовато-бурые, со ступенчатыми зонами роста в песчаниках; изредка это зерна со слегка сглаженными углами; диаметр зерен 0,2–0,56 мм. Вторая разновидность – короткостолбчатые, серовато-белые, мутные и непрозрачные зерна с жирным блеском на гранях. Цирконы обеих разновидностей содержат газожидкие включения и пузырьки.

Встречен хромит в октаэдрах размером до 0,75 мм, с неравномерно сохранившимися гранями. В песчаниках присутствуют его свежие, окатанные зерна. Обнаружены галенит в кристаллах размером 0,6 мм, гематит в единичных зернах (только в филлитовых сланцах), магнетит и ильменит (только в песчаниках); пирит обычно наблюдается в виде зерен кубической формы, размером до 0,4 мм. Кроме того, в песчаниках встречены крупные колломорфные шарообразные почки и желваки пирита осадочного происхождения. Графит (?) встречен в обломках всех разновидностей тонкообломочных пород в значительных количествах.

Помимо обломков кристаллов, в породах наблюдаются обломки пород, перечисленных ниже: в алевропесчаниках – обломки микропегматита, сростки кварца с хлоритом, обломки основной массы кератофиров и сростки пумпеллита; в песчаниках – обломки кварц-серпичитовых (?), кварц-хлоритовых и хлоритовых сланцев, кератофиров, кварцита, микропорфирита, сростков плагио-

клаза с кварцем (обломки гранитоидов) и песчаников с серицитовым цементом.

Основная ткань указанных сланцев тонкозернистая, нередко крустификационной структуры. Цемент алевролитов, алевропесчаников и песчаников чаще базальный, реже крустификационный (обрастание обломков мелкими чередующимися индивидами кварца и хлорита, расположенными перпендикулярно контурам обломков). Наблюдается также цемент регенерации с нарастанием кайм кварца, цемент разъедания (плагноклаз по периферии обломков разъеден и замещен хлоритом) и сгустковый. Два последних типа цемента встречены только в алевропесчаниках. Спектрограммы филлитовых сланцев, кроме породобразующих элементов (Si, Al, Mg, Ca, Na, Mn), показали присутствие следующих элементов (в вес. %): Pb, Zr -  $4 \cdot 10^{-3}$  -  $6 \cdot 10^{-3}$ ; Ga, Co, Ni -  $1 \cdot 10^{-3}$  -  $3 \cdot 10^{-3}$ ; V, Zn, Sr -  $1 \cdot 10^{-2}$  -  $3 \cdot 10^{-2}$ ; Cu -  $1 \cdot 10^{-3}$  -  $6 \cdot 10^{-3}$ ; Ti -  $1 \cdot 10^{-1}$  -  $3 \cdot 10^{-1}$ ; Cr -  $4 \cdot 10^{-3}$  -  $3 \cdot 10^{-2}$ ; Ba -  $4 \cdot 10^{-3}$  -  $9 \cdot 10^{-3}$ . Pb, Zn, Cr, Zr образуют самостоятельные минералы (галенит, сфалерит, хромит и циркон); Co, Ni, Cu, вероятно, содержатся в виде примесей в пирите, V и Ti - в магнетите и ильмените, Ba и Sr - в барите, Ga - в цветных минералах.

Спектрограммы неэлектромагнитных фракций филлитовых сланцев и песчаника, обогащенных пиритом с примесью циркона, галенита, рутила, сфена, апатита, эпидота, барита, дали повышенные содержания (в вес. %): Cu и Co -  $4 \cdot 10^{-2}$  -  $6 \cdot 10^{-2}$ ; Ni -  $1 \cdot 10^{-2}$  -  $3 \cdot 10^{-3}$ ; Zn -  $4 \cdot 10^{-2}$  -  $6 \cdot 10^{-1}$ ; Sn -  $7 \cdot 10^{-3}$  -  $9 \cdot 10^{-3}$ ; Pb -  $1 \cdot 10^{-1}$ ; малые содержания Ag -  $1 \cdot 10^{-4}$  -  $3 \cdot 10^{-4}$  и As -  $1 \cdot 10^{-2}$  -  $3 \cdot 10^{-2}$ .

Полимиктовые грубообломочные песчаники и гравелиты представляют собой грубообломочные разности, сложены плохо отсортированными угловатыми, реже окатанными или имеющими извилистые очертания обломками горных пород (размером 1-5 мм и более) и минералов (0,1-2,5 мм). Помимо обломков минералов, аналогичных вышеописанным, были встречены единичные обломки ортита и сфалерита (в сростках с галенитом), обломок неруководящей формы из типа иглокожих, обломки эпидозита, вторичного кварцита и окварцованной породы с сульфидами и "двориками растяжения", сложенными кварцем и хлоритом. Цемент обломочный, слоистый, часто рассланцованный. Отдельные его участки обогащены хлоритом, карбонатом и слюдястым минералом. В некоторых участках породы количество последнего значительно, причем наблюдается изгибание пластинок слюды вокруг обломков. На р. Бескес обнаружены обломки альбита и сланца, имеющего палимпсестовую структуру. На руч. Чучкур и в верховьях р. Худес (между ручьями Кислым и Голубым) встречены прослои полимиктового песчаника, мощностью несколько сантиметров, содержащего обломки отпечатков скелетов иглокожих (возраст неопределим) и обломки хромита. Эти прослои близки к песчаникам андрюкской свиты р. Уруп.

Граувакки - макроскопически более крупнозернистые, довольно массивные породы желтовато-зеленого цвета. Они разбиты многочисленными трещинами, стенки которых покрыты серовато-зеленым матовым налетом. Более мелкозернистые разности имеют серовато-черный до черного цвет. Тонкозернистые породы тонкорассланцованы, тонкополосчаты, окрашены в желтовато-зеленый цвет.

Под микроскопом крупнозернистые граувакки сложены угловатыми, полуугловатыми, реже окатанными обломками размером 0,1 - 0,6 мм. В состав обломков входят: пироксен-авгит, замещенный по периферии и по трещинам актинолитом, карбонатом, хлоритом, сфеном и единичными зернами эпидота (иногда желтого, железистого); чуть зеленоватый волокнистый актинолит, хлоритизированный, карбонатизированный, биотитизированный и окварцованный; плагноклаз № 40, полисинтетически двойникованный, раздробленный, слегка

хлоритизированный и карбонатизированный; полевой шпат с отрицательным 2V и структурой, напоминающей микроклиновую, редкий эпидот, розовый сфен, лейкоксен с хлоритом, по-видимому, в псевдоморфозах по титаномagnetиту; агрегаты лейкоксена с идиоморфными зернами буроватого апатита; циркон, флюорит, пирит, галенит, молибденит (четыре последних минерала, вероятно, новообразования), обломки вкрапленников плагиоклаза и мелкозернистой лейкохратовой основной массы из порфирита.

Цемент соприкосновения состоит из более мелких обломков перечисленных выше минералов, хлорита, местами кварца и лейкоксена.

Более мелкозернистые граувакки характеризуются размером зерен 0,02–0,2 мм, содержат обломки плагиоклаза № 5, изредка кварца, также обломки минералов, упомянутых выше. Кроме того, наблюдались новообразования халькопирита, пирротина, гальк и оливин. Цемент обильный, базального типа, содержит многочисленные волокна актинолита, вытянутые по сланцеватости, реже – под углом или перпендикулярно к ней; встречаются резкоплеохроичный бурый биотит и карбонат.

Наиболее тонкозернистые разности граувакк отличаются наименьшими размерами обломков (0,01–0,05 мм), содержат актинолит и приближаются к филлитам, обогащенным актинолитом и биотитом.

Граувакки образовались, по-видимому, в результате размыва и переотложения обломков субщелочных порфиритов, преимущественно, среднего и основного состава (плагиоклаз № 40, пироксен–авгит). Присутствие в них различных сульфидов связано с окварцеванием и пиритизацией, столь обычными для девонских толщ Передового хребта.

Туфы кварцевых кератофиров – грубообломочные породы с обломками размером 0,6–2,7 мм; угловатые обломки состоят из кварца, альбита № 9, мелкозернистой основной массы с фельзитовой или микролитовой структурой, из самих кварцевых кератофиров, табличек хлоритизированного биотита.

Цемент сложен тонкообломочным (0,1 мм) материалом того же состава. Около более крупных обломков цемент имеет крустификационную структуру, причем хлорит, кварц, карбонат и бесцветный слюдястый минерал образуют зоны обрастания, перпендикулярные к контурам этих обломков. По-видимому, в туфах присутствуют измененные обломки чуждых пород. Туфы содержат карбонатные прожилки.

Туффиты представляют собой светло-серые и голубоватые, тонкозернистые, афанитовые породы. Под микроскопом в них наблюдаются хлорит, отчасти оталькованный (?), слюдоподобный минерал, эпидот, карбонат, обогащающие породу по сланцеватости. Туффиты нередко сильно окварцованы и карбонатизированы.

Грубообломочные туфопесчаники зеленые и зеленовато-серые, с белыми обломками, линзами и пелитовидными участками светло-серого цвета, размером 3 × 15 см.

В шлифах наблюдаются обломочные породы, сложенные угловатыми и идиоморфными зернами (размером около 3 мм и менее) катаклазированного кислого плагиоклаза, сильно измененного, замещенного эпидотом, хлоритом, серицитом, карбонатом. Кроме того, в этих породах обычно встречаются раздробленные зерна кварца с волнистым погасанием. Встречаются также оплавленные зерна его и мелкие (до 0,6 мм) овальные, идиобластические индивиды, по-видимому, метасоматической разновидности кварца. Видны обломки сильно измененного плагиоклаза, порфирита, зерна апатита, сфена, лейкоксена и новообразования сульфидов.

Туфобрекчии представляют собой темно-серые или зеленовато-желтые, вследствие эпидотизации, рассланцованные породы с заметными невооруженным глазом обломками зерен черного пироксена (3 × 10 мм), обломками филлита (до 30 см и более).

Под микроскопом породы состоят из обломков угловатой формы, вытянутых по сланцеватости, размеры обломков от 0,3 до 1,4 × 5,0 мм. В состав об-

ломков входят пироксен, плагиоклаз, лейкоксенизированные рудные зерна, пироксен-полевошпатовый порфирит, его основная масса, кератофир. Обломки сцементированы тонкораздробленным материалом того же состава, местами цемент филлитизирован. Породы нередко сильно эпидотизированы, хлоритизированы, серицитизированы и окварцованы.

Туфоконгломераты – грубообломочные рассланцованные породы с включениями конгломерата линзообразной и округлой формы, вытянутыми по сланцеватости. Размеры галек от  $13 \times 20$  до  $3 \times 15$  см и менее.

Гальки сложены кератофирами, кварцевыми кератофирами, пумпеллитизированными плагиоклазовыми (трахидацитовыми) порфиритами, их мандельштейнами. Цемент породы содержит обломки (размером 0,5–1,4 мм) кварца, плагиоклаза, пироксена-авгита, иногда почти нацело замещенного хлоритом и актинолитом. Весь этот тонкораздробленный материал скреплен эпидотом, хлоритом, мусковитом и линзообразными, вытянутыми по сланцеватости участками зеленой, тончешуйчатой слюды. Местами цемент представлен хлорит-эпидотовым, актинолит-эпидотовым сланцем или эпидозитом. По сланцеватости иногда окварцован и содержит лучистые сростки резкоплеохроичной красновато-бурой слюды и скопления лейкоксена. На р. Уруп наблюдались обломки пемзы с обильными порами, выполненными кварцем и альбитом.

Конгломераты сложены многочисленной галькой, чаще разобщенной и угловатой, или хорошо окатанной и полуокатанной, местами сплюснутой, овальной, эллипсоидальной и утюгообразной. Диаметр галек от нескольких сантиметров до  $15 \times 20 \times 27$  см, иногда до 55 см по длинной оси. В гальке конгломератов и обломках пород преобладают кислые разновидности: плагиограниты, плагиогранит-порфиры и аплиты, плагиограниты и плагиогранит-порфиры с биотитом, кератофиры и кварцевые кератофиры субинтрузивного и эффузивного генезиса; более редки спилиты, мандельштейны, полевошпатовые порфиры и их туфы основного и среднего состава, эпидот-хлоритовые пара- и ортосланцы, образовавшиеся, соответственно, из известняков и порфиритов, эпидозиты, кварциты, алевролиты и известняки. Цемент конгломератов грубообломочный (гравелит), с прослоями песчаников, алевролитов, аргиллитов и филлитовых сланцев.

Цемент конгломерата рассланцован, темно-зеленого цвета; под микроскопом характеризуется обломочной, сланцеватой, первоначальнослоистой текстурой. Обломки имеют окатанную, полуокатанную и полуугловатую форму, диаметр 0,1–5 мм. Обломки в свою очередь скреплены тонкораздробленным материалом неоднородного состава, заметно рассланцованным. Этот материал представлен кварцем с волнистым погасанием, плагиоклазом, диабластовыми сростками кварца и плагиоклаза, обломками различных пород, слагающих гальки, описанные выше. Наблюдаются обломки окварцованного эпидозита, кварцита, имеющего более древний возраст, не встреченного в коренном залегании (порода из кристаллической толщи?), карбонатизированного эпидот-хлоритового сланца, обломки, напоминающие окварцованный известняк (Кропачев, 1962).

Слои породы характеризуются разным составом, в одних преобладает серицит, в других – мелкозернистый кварц, иногда карбонат, эпидот или хлорит. Обычно присутствуют все перечисленные минералы, но с преобладанием одного или нескольких из них.

Во всех описанных породах встречены прожилки кварца, а также прожилки белого и розового карбоната с кварцем и гидроокислами железа.

С семиродниковской свитой западной части района С.М. Кропачев и И.В. Круть (1963), а также И.В. Круть, А.П. Ляшенко, Л.И. Яковлев и др., (1963а,б) параллелизуют кубилинскую свиту (восточной части района) на основании остатков фауны и спор, найденных указанными авторами в различных участках Передового хребта. Фауна была найдена в биогермных известняках II типа левого борта долины р. Кубани (между устьями балок Нарзанной и Кильянсу) и определена А.И. Ляшенко. Фауна характеризует самые верхи среднефранского подъяруса или низы верхнефранского подъяруса (по Б.П. Марковскому). Из

известняков I типа горы Эльбаиши, залегающих в самых верхах свиты, А.И. Ляшенко определена фауна, характерная для верхнефранского подъяруса (Круть, Яковлев и др., 1963б).

А.Д. Архангельская определила из нижней части свиты долины р.Даут споры девонского возраста. В самых верхах свиты обнаружены формы, характерные для среднефранских отложений Русской платформы (Круть, Яковлев и др., 1963б).

Кызылкольская и нижняя подсвита семиродниковской свиты близки по характеру и составу вулканогенов, различаясь лишь текстурными признаками и отдельностью пород покровов (потоков). Для кызылкольской свиты характерна частая шаровая отдельность, вариолитовые и спилитовые структуры пород, для низов семиродниковской свиты - обилие интрателлурических вкрапленников и разнообразие осадочных прослоев. Обе свиты характеризуются частой повышенной щелочностью (присутствием трахитовых разновидностей), обилием туфогенного материала, иногда несущего следы спекания и присутствием в верхах кварцевых кератофинов и их туфов.

Характерен и осадочный состав верхней подсвиты семиродниковской свиты, представленной филлитовидными сланцами, алевролитами, песчаниками, граувакками и линзами конгломерата. Породы обеих свит затронуты слабым метаморфизмом. Образования кызылкольской свиты в основном подверглись альбитизации, нижней подсвиты семиродниковской свиты - альбитизации и пумпеллитизации. К обеим свитам приурочены скопления и месторождения колчеданных руд. Кызылкольская свита формировалась, по-видимому, в наземных условиях, семиродниковская - в подводных. Породы обеих свит по характеру и условиям образования очень близки к породам кутанской свиты, отличаясь от последних лишь присутствием в верхах свиты потоков кварцевых кератофинов, значительно меньшим метаморфизмом, скоплениями и месторождениями полиметаллических колчеданных руд.

### Пастуховская свита

Пастуховская свита ( $D_3^2$ ) залегаёт согласно на семиродниковской свите. Породы обеих свит довольно метаморфизованы и мало отличаются одна от другой по характеру преобразований. Наибольшее количество фауны в пастуховской свите найдено на реках Аксаут, Теберда и Кольтубе. Так на р.Кольтубе в нижней части свиты была найдена микрофауна, характерная для нижнефранского подъяруса (Кропачев, Круть, 1963).

В верхней подсвите преобладают карбонатные отложения, образующие мощные (до 300 м) горизонты на горе Пастуховой, реках Маруха, Аксаут, Агур, Геддам, Кыркол. В известняках этой подсвиты найдена фауна (брахиоподы, строматопоры, мшанки, ортоцератиды, микрофауна и др.), указывающая на фаменский возраст пастуховской свиты. Преобладают формы верхнефаменского подъяруса (Кизельвальтер, 1963а).

На правом берегу р.Теберды в верхах агурской подсвиты С.М. Кропачевым (1962) были найдены фораминиферы (определена О.А. Липиной). Ископаемые формы встречаются в верхах фаменского яруса и в низах турне.

На Тебердинском участке по р.Гидам до р.Дженаут в известняках С.М. Кропачевым (1962) собраны фораминиферы и кораллы. На Марухском участке Г.А. Михеевым (Кропачев, 1962) обнаружены фауна и микрофауна, а Г.И. Барановым в 1959 г. найдена микрофауна, подтверждающая позднефаменский возраст известняков.

Пастуховская свита, по нашим наблюдениям, слагается тремя горизонтами мраморизованных известняков, разделенных филлитами; последние содержат прослой алевролитов и песчаников.

Мраморизованные известняки нижнего горизонта имеют белый и розовый цвет; среднего и верхнего горизонтов - темно-серый. Известняки слабо доло-

митизированы, но довольно сильно рассланцованы. Рассланцованные участки содержат много доломита и магнезит.

Верхний горизонт обогащен сидеритом. На горе Пастуховой в этом известняке встречается большое количество обломков кварца и плагиоклаза; наблюдаются тончайшие прослой хлорита и прослой аркозового песчаника с карбонатным цементом мощностью до 6 м. Известняк также содержит прослой плагиоклазового песчаника с хлоритовым цементом, эпидотизированного и окварцованного филлита.

Филлиты (метаморфизованные аргиллиты), залегающие между пластинами известняков, — это тонкорассланцованные, тонкополосчатые, серые породы, сложенные хлоритом и серицитом с примесью зерен турмалина, кварца, пирита.

Филлиты горизонта, вскрытого в верховьях балки Баритовой, имеют следующий состав (в вес. %, обр. 681):  $\text{SiO}_2$  — 57,94;  $\text{TiO}_2$  — 0,96;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 21,01;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 1,22;  $\text{FeO}$  — 5,21;  $\text{MnO}$  — 0,01;  $\text{MgO}$  — 3,10;  $\text{CaO}$  — 0,06;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 1,66;  $\text{K}_2\text{O}$  — 4,92;  $\text{H}_2\text{O}^-$  — 0,29;  $\text{H}_2\text{O}^+$  — 3,64;  $\text{C}$  — 0,29; сумма — 100,02 (аналитик Н.И. Забавникова).

Интересно высокое содержание  $\text{K}_2\text{O}$ , нормальное для мало метаморфизованных глин и пород свит верхнего девона.

На контактах с пластовыми телами амфиболитизированного габбро филлиты серицитизированы и гематитизированы, имеют красный цвет; они содержат прослой полевошпатового песчаника с хлоритовым цементом.

Алевролиты и песчаники прослоев различаются между собой лишь размерами обломков: у первых — до 0,01 мм, у вторых — до 1,3 мм. Обломки сложены кварцем и плагиоклазом, с примесью турмалина, циркона, эпидота, апатита, рутила, сфена, кератофира, изредка глинистого вещества и новообразований барита, галенита, сфалерита, пирита, халькопирита и гематита. При увеличении в серицит-биотит-хлоритовом цементе кальцита и доломита песчаники сменяются их известняковой разностью, затем песчаным известняком с обломками песчаника.

## Кыркольская свита

В низах разреза, на г. Пастуховой кыркольская свита ( $\text{C}_1$ ) характеризуется горизонтом конгломерата, выше которого залегают песчаники и филлиты (верховье балки Касаевской), вмещающие дайки пироксенового базальтового порфирида, силлы спилита и альбитизированного диабаз (на горе Пастуховой, возможно, это потоки).

Эти филлиты аналогичны описанным выше филлитам пастуховской свиты. В приконтактных с силлами и дайками частях филлиты рассланцованы и плочисты, сильно хлоритизированы, серицитизированы и гематитизированы, превращены в серицит-хлоритовые сланцы.

Алевролиты и песчаники по составу и структурам близки к аналогичным породам пастуховской свиты, расчленяющей известняки двух нижних горизонтов. Среди обломков этих пород следует отметить обломки хромита.

Конгломераты содержат хорошо окатанные гальки (диаметром от нескольких до 6 см) пород семиродниковской и сосновской свит, плагиогранита, ультраосновных пород (талькита). Цемент конгломерата базальный, песчанистый, с обломками алевролита, алевропесчаника, филлита, кварца, плагиоклаза, турмалина, циркона, и других пород и минералов из девонских толщ.

Среди осадочных пород этой свиты на водоразделе между р. Большой Зеленчук и балкой Богословкой наблюдаются покров (возможно, силл?) пироксенового базальтового порфирида, силл спилита и гипабиссальные тела альбитизированного диабаз.

Базальтовый пироксеновый порфирит представляет собой массивную темно-зеленую породу порфировидного облика. Под микроскопом видны вкрапленники амфиболитизированного пироксена размером  $1,2 \times 1,6$  мм, погруженного в нацело измененную основную массу, состоящую из актинолита, эпидота, альбита, соссюрита и хлорита (вероятно, по плагиоклазам), карбоната и лейкоксена.

Спидиты силлов массивные или рассланцованные, светло-зеленые, иногда пятнистые. Под микроскопом в них наблюдается сплитовая структура. Длинные микролиты альбита ( $0,04 \times 0,2-0,3$  мм) нередко изогнуты и вытянуты вдоль флюидальности. Они погружены в основную массу, состоящую из хлорита, лейкоксена и гематита; породы сильно карбонатизированы. Изредка присутствуют вкрапленники альбита.

Альбитизированные диабазы представляют собой массивные породы с диабазовой структурой. Призматические зерна альбита № 10 заключены в хлоритовой основной массе, содержащей лейкоксен, иногда амфибол и рутил, гидроокислы железа и вторичный кварц. В прожилках развиты карбонат и серицит.

## ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭФФУЗИВНЫХ, ГИПАБИССАЛЬНЫХ И ДАЙКОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ И ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА В ПАЛЕОЗОЕ

Вулканогенные образования зеленокаменных толщ нижнего и среднего палеозоя слагаются вулканогенами разного возраста: раннепалеозойского (предположительно, кембрийского) и более молодого средне-позднедевонского и раннекаменноугольного. Ниже рассматриваются петрохимические и геохимические особенности вулканогенов с характерным для них разным ходом эволюции магматизма в периоды каледонской и герцинской складчатостей Северного Кавказа.

### НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Как было сказано выше, образования нижнего палеозоя представлены двумя свитами: более древней — чернореченской и более молодой — кутанской.

Породы обеих свит обнажаются в приподнятых блоках и клиньях зоны Передового хребта (Лабинский блок и клинья на реках Большой Зеленчук и Даут).

Породы нижнего палеозоя претерпели трехкратный метаморфизм, сопровождавший каледонскую, герцинскую и альпийскую складчатости. Образование альпийца сопровождалось появлением зон разломов, слабым метаморфизмом, катклазом и милонитизацией пород. Герцинская складчатость характеризовалась наиболее интенсивным метаморфизмом, который проявился на больших площадях, включая область каледонской складчатости и ее северное и южное обрамления. С каледонской складчатостью связано трехкратное наложение метаморфизма средней интенсивности и воздействие газовых эманаций ( $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $Cl$ ,  $F$ ,  $O_2$ ,  $H_2$ ,  $N_2$ ,  $He$ ,  $H_2S$  и др.). В результате породы изученных формаций претерпели региональный полиметаморфизм актинолит-эпидотовой ступени средне-температурной стадии (Коржинский, 1948), или актинолит-эпидот-альбит-хлоритовой субфации зеленых сланцев (Тернер, 1951).

Чернореченская свита представлена мощными покровами афировых микродиабазов (вкрапленников менее 10%) андезито-базальтового и андезитового состава, перемежающихся с маломощными прослоями различных орто- и парасланцев. Туфы диабазов отсутствуют. Толща содержит редкие гипабиссальные тела и локальные, маломощные потоки кислых лав — кератофиров и кварцевых кератофиров. Последние сопровождаются туфами. Появление кварцевых и бескварцевых кератофиров приурочено к концу вулканических извержений, к эпохе их затухания.

Как было показано, породы формации подверглись полиметаморфизму, сопровождавшемуся актинолитизацией, хлоритизацией, эпидотизацией первичных пироксенов и амфиболов, хлоритизацией и эпидотизацией стекла мезостазиса, альбитизацией основных плагиоклазов. Освобождающиеся при этом  $Fe_2O_3 + FeO$  выносились в растворенном состоянии из пород и осаждались сероводородом летучих в ослабленных зонах в виде колчеданов, образуя зоны колчеданных обогащений. При альбитизации освобождались полевошпатовая известь и глинозем. Известь, соединяясь с  $CO_2$ , образовывала карбонатные жилы и прожилки, частично, вероятно, терялась, выносилась в растворенном состоянии из пород в море; глинозем шел на создание вторичных мусковитов и эпидотов.

В своей работе мы пользовались различными петрохимическими методиками, в основном — в их графической интерпретации. Главным образом были применены вариационная диаграмма А.Н. Заварицкого (1950), позволяющая, помимо выявления особенностей химизма пород, установить ход дифференциации магмы. Свою диаграмму А.Н. Заварицкий создал применительно к камчатским новейшим и современным неизмененным лавам. Для того, чтобы пользоваться его диаграммой для палеолав Кавказа, мы внесли в нее некоторые уточнения.

При пересчете химических анализов метаморфизованных лав по А.Н. Заварицкому избыточный  $Al_2O_3$  освобождающийся при метаморфизме, входит в параметр  $b$ , что влечет искусственное завышение основности состава лав. Поэтому для правильного нанесения фигуративных точек составов лав на векторную диаграмму А.Н. Заварицкого в характеристики  $b$  и  $Q$  мы ввели поправки  $b^1$  и  $Q^1$ , вычисляемые по методике Д.С. Штейнберга (1964). Помимо этих параметров, мы приводим в таблицах значения параметра  $f^1$  и анортитового числа  $a$ , также по Д.С. Штейнбергу. Мы вычисляли отношение  $K_2O/Na_2O$  (Yamasaki, 1956), коэффициент окисления  $Fe_2O_3/FeO$  по Ю.С. Куцеву (1964), кварцевое число

$$qz = \frac{SiO_2[(Na_2O + K_2O) + Al_2O_3 + CaO + FeO + MnO + MgO]}{(Na_2O + K_2O + Al_2O_3 + CaO + FeO + MnO + MgO) \cdot \frac{1}{100}}, \text{ мол. кол.}$$

по Ю.М. Шейнманну (1965), коэффициент затвердевания

$$SL = \frac{MgO \cdot 100}{FeO + Fe_2O_3 + MgO + Na_2O + K_2O}, \text{ вес. \%}$$

по Х. Куно (Куно, 1959); коэффициент фракционирования

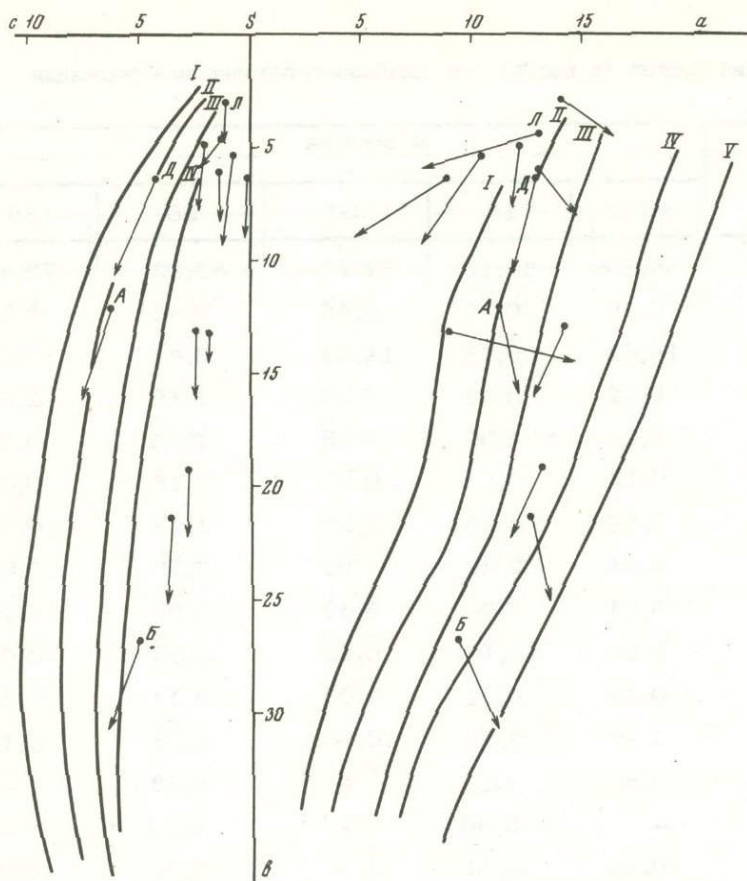
$$F = \frac{(FeO + Fe_2O_3)100}{FeO + Fe_2O_3 + MgO}$$

по Осборну (Osborn, 1959). Щелочно-известковый индекс Х. Куно — это величина, которая устойчиво убывает по мере хода кристаллизации, указывая на тип магмы. Принадлежность материнской магмы к толеитовой мы устанавливали по  $K$  — коэффициентам Ю.М. Шейнманна (1965) и Куно (1959, щелочно-известковый индекс). Корреляция по  $Fe$ ,  $Mn$  и  $Ti$  проведена нами по методу И.И. Абрамовича и Е.Б. Высокоостровской (1963а, б, 1964; Абрамович, 1966). Нами также был применен метод треугольных вариационных диаграмм с использованием интерпретации его С.Р. Ноколдсом и Р. Алленом (1953). В дальнейшем изложении мы будем указывать лишь наименования параметров ( $qz$ ,  $F$ ,  $SL$  и пр.), не приводя формул и не ссылаясь на авторов.

### Чернореченская свита

Для характеристики формации чернореченской свиты мы располагаем недостаточным количеством химических анализов (9 анализов). Однако следует отметить, что хотя выводы, сделанные на основании изучения химизма лав, следует считать предварительными, главные черты формации все же видны.

В лавах чернореченской свиты на векторной диаграмме А.Н. Заварицкого (фиг. 23; табл. 9 и 10) отчетливо выделяются две группы фигуративных точек — составы основных лав и кислых, разобщенных между собой перерывом и характеризующих разные свойства пород.



Фиг. 23. Вариационная диаграмма петрохимических типов лав (по А.Н. Заварицкому); чернореченская свита

I—IV — вариационные кривые известково-щелочных типов: I — Пеле (о. Мартиника), II — Лассен-пик, III — Йеллоустонский парк, IV — Этна, V — щелочной тип лав — пик Хейвуд в Монтане. Средние по Дэли: Б — базальт, А — андезит, Д — дацит, Л — липарит

Составы основных и средних лав располагаются вдоль известково-щелочных кривых Этны и Йеллоустонского парка, представляя собой отрезок дифференционного ряда ( $b$  изменяется в них от 11 до 23); составы кислых лав образуют небольшой локальный рой точек с почти постоянным, близким к эвтектике содержанием кремнекислоты ( $b = 3 - 9$ ;  $\text{SiO}_2 = 74-78$  вес.%). Дифференциация в лавах кислого состава отсутствует. Как увидим далее, эти особенности иллюстрируются также на различных петрохимических диаграммах и графиках, приведенных ниже: основные и средние лавы характеризуют собой дифференциацию магмы, в кислых лавах дифференциация отсутствует.

Диаграммы М.А. Пикока (фиг. 24) и Х.Куно (фиг. 25) подтверждают существование двух обособленных групп (серий) лав: на них виден разрыв между кривыми для основных и кислых пород формации, отражающий отсутствие единого дифференционного ряда для всей формации и, следовательно, существование двух источников образования лав.

На графиках, построенных по методу И.И. Абрамовича и Е.Б. Высокоостровской (фиг. 26), отчетливо выявляется различное поведение отношений  $100 \cdot \text{Ti}/\text{Fe}$  и  $100 \cdot \text{Mn}/\text{Fe}$  в основных и кислых лавах, связанное с различиями

Таблица 9

Химический состав (в вес.%) лав диабазо-кератофировой формации

Компоненты	№ образца				
	1882	15	1890	25	1887
SiO <sub>2</sub>	54,16	54,16	61,72	65,92	72,49
TiO <sub>2</sub>	0,66	0,18	0,45	0,45	0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,62	16,78	14,41	9,43	12,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,42	9,31	6,34	1,19	2,33
FeO	6,29	4,30	3,08	2,61	1,93
MnO	0,12	0,06	0,07	0,18	0,05
MgO	4,59	4,25	2,83	1,13	0,76
CaO	4,65	2,40	1,91	7,56	2,03
Na <sub>2</sub> O	5,61	5,90	6,38	3,94	6,12
K <sub>2</sub> O	0,08	0,12	0,12	0,00	0,08
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,37	0,01	1,03	0,24	0,59
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,40	2,55	0,96	1,56	0,18
S	Сл.	Сл.	-	0,63	-
Cl	-	0,06	-	0,22	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,04	0,10	0,06	0,08
CO <sub>2</sub>	0,53	0,08	0,44	5,80	0,83
П.п.п.	-	-	-	-	-
Сумма	99,64	100,20	99,84	100,92	99,92

Примечание. Образцы 1882, 15, 1890 – микродиабазы, колл. Н.П. Лупановой, аналитики В.И. Клитина, Ю.В. Долинина; обр. 25 – окварцованный диабаз, колл. Н.П. Лупановой, аналитик Г.М. Варшал; обр. 1887 – кератофир, колл. Н.П. Лупановой, аналитик Ю.В. Долинина; образцы 81, 82 – альбитизированные липариты, колл. А.М. Демина и др. (1965); обр. 51 – кварцевый

этих двух групп. В основных лавах с увеличением содержания кремнекислоты количество титана падает, марганца – растет. В кислых лавах подобная корреляция отсутствует, кривые содержания Ti и Mn почти параллельны ординатам, отражая лишь пестроту содержания этих элементов в кислых недифференцированных лавах, имеющих примерно один и тот же состав. Очень характерна зависимость между поведением щелочей (отношением K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O)

и изменением количества кремнекислоты в лавах (фиг. 27). В группе основных – средних лав количество щелочей довольно постоянно, подтверждая отсутствие контаминации и дифференциацию в канале, происходящую без изменения содержания щелочей (Заварицкий, 1950). В кислых же недифференцированных лавах колебание отношения Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O очень велико – от нескольких тысячных долей до 0,7; кривая содержания этого параметра в кислых лавах

№ образца					
81	82	51	83	51 bis	83 bis
72,81	74,90	76,24	76,53	76,09	77,75
0,37	0,51	0,36	0,35	-	-
12,45	11,56	12,87	11,30	12,84	11,48
1,39	0,64	0,63	0,67	-	-
2,49	3,35	1,40	3,16	1,39	3,23
0,05	0,06	Сл.	0,05	-	-
0,84	1,80	0,28	1,87	-	1,90
1,76	0,87	1,58	0,15	1,57	-
5,00	4,99	6,55	4,19	6,53	4,26
0,86	0,06	0,29	0,16	-	-
0,07	0,10	-	0,06	-	-
-	-	0,24	-	-	-
-	-	Сл.	-	-	-
-	-	0,06	-	-	-
0,08	0,01	0,01	-	-	-
-	-	-	-	-	-
1,47	1,68	-	1,35	-	-
99,62	100,60	100,51	100,48	98,42	98,62

кератофир, колл. Н.П. Лупановой, аналитик Г.М. Варшал; обр. 83 – альбитизированный липаритовый порфир, колл. А.М. Демина и др. (1965); обр. 51bis – кварцевый кератофир 51, пересчитанный на 100% (исключая воду и п.п.п.); обр. 83bis – альбитизированный липаритовый порфир 83, пересчитанный так же.

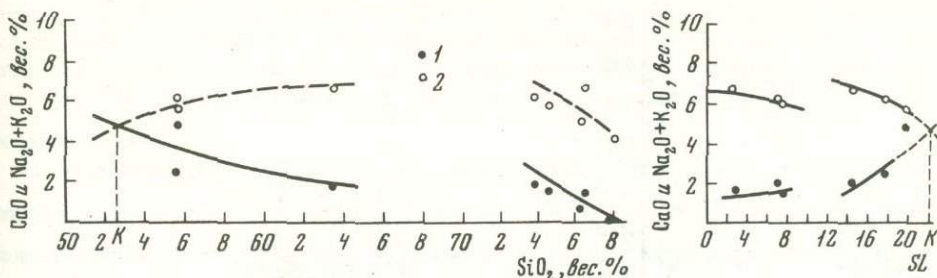
параллельна ординате. То же подтверждают и кривые на петрохимическом графике (фиг. 28), построенном по методу Е.Ф. Осборна (Osborn, 1959).

Все эти данные позволяют сделать следующие заключения. Кислые лавы, характерные для маломощных верхов чернореченской свиты, отделены от лав основного – среднего состава, слагающих мощную нижнюю часть чернореченской свиты, перерывом и в разных участках района исследований характеризуются почти постоянным содержанием SiO<sub>2</sub> и разными значениями отношения Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O, содержания Mn, Ti, Fe (окисного и закисного). При отсутствии дифференциации это может быть связано только с пестрым составом пород, подвергшихся плавлению с последующим образованием выплавки кислого состава.

Лавы чернореченской свиты относятся к щелочно-известковому классу. Помимо диаграммы А.Н. Заварицкого, это подтверждается величинами известково-

Таблица 10. Числовые характеристики лав диабазо-кератофировой формации

Числовые характеристики	№ образца								
	1882	15	1890	25	1887	81	82	51	83
	По А.Н. Заварицкому								
<i>a</i>	12,5	13,0	14,1	8,9	13,0	12,1	10,4	10,9	8,8
<i>c</i>	3,6	2,9	2,5	1,9	1,4	2,1	0,8	1,2	0,2
<i>b</i>	21,4	22,8	13,5	13,2	6,0	5,1	8,8	2,8	11,0
<i>S</i>	62,5	61,3	69,9	76,8	79,6	80,7	80,0	82,1	80,0
<i>m'</i>	37	31,0	35	14	21	28	34	16	27
<i>f'</i>	54	53,0	61	29	62	69	41	60	30
<i>c'</i>	9	-	-	57	17	-	-	24	-
<i>a'</i>	-	16	0,4	-	-	0,3	25	-	43
<i>t</i>	0,9	0,2	0,4	0,5	0,3	0,4	0,5	0,4	0,4
<i>n</i>	99	99	99	100	99	89	91	97	98
<i>Q</i>	-13,6	-7,0	+9,1	+31,3	+31,8	+35,1	+38,4	+35,2	+42
$\varphi$	26	34	39	7,5	31	46	6,0	3,5	4,5
<i>a/c</i>	3,5	4,5	5,6	4,7	9,3	6,0	13,0	12,0	43,5
<i>f'/m'</i>	1,8	1,7	1,8	0,8	2,9	2,5	1,2	3,7	1,1
	По другим авторам								
$\alpha$	22	12	15	18	9,7	14	7,1	7,3	2,2
<i>b'</i>	-	19,2	13	-	-	5,0	5,3	-	6,3
<i>Q'</i>	-	-3,0	+9,6	-	-	+35,2	+38,6	-	+46,7
<i>f</i>	0,6	0,6	0,6	0,7	0,7	0,7	0,4	0,8	0,5
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,014	0,019	0,018	-	0,013	0,17	0,012	0,044	0,035
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	1,0	2,2	2,1	0,4	1,2	0,5	0,2	0,5	0,2
<i>SL</i>	20,7	18	15	-	7	8	17	3,0	19
<i>F</i>	70	76	76	-	84	81	68	87	66
<i>qz</i>	+14,0	-11	+29	-	+143	+164	+196	+181	+248



Фиг. 24. Соотношение между известковистостью кислых и основных лав и значением щелочно-известкового индекса (по М.А. Пикоку); чернореченская свита

1 - состав лав на известковой кривой; 2 - то же на щелочной кривой; К - щелочно-известковый индекс

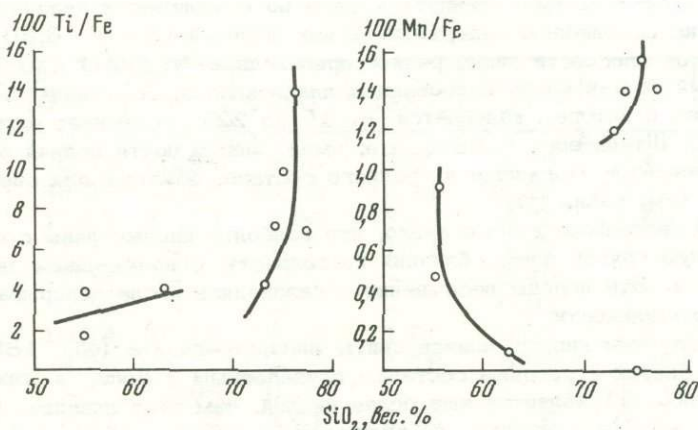
Фиг. 25. Соотношение между известковистостью лав и значением коэффициента затвердевания (по Х.Куно); чернореченская свита

Условные обозначения см. фиг. 24

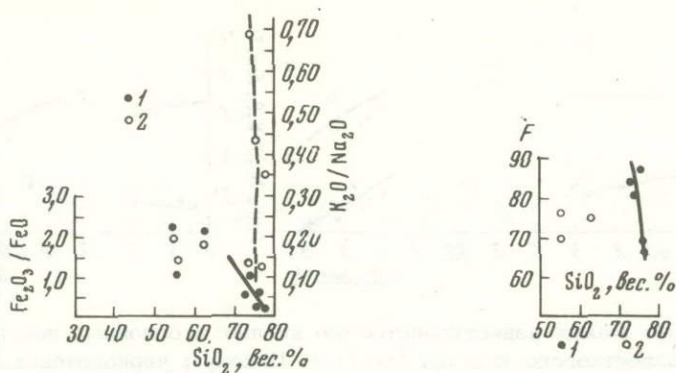
щелочных индексов Пикока ( $K = 52,4$ ; см. фиг. 24) и Куно -  $SL = 22$  (см. фиг. 25).

Толетитовая тенденция состава магмы иллюстрируется диаграммой на фиг. 28. Наиболее основные члены формации представлены андезито-базальтами (обр. 1882, 15) и андезитами (обр. 1890, 25), количество кремнезема в которых колеблется от 54 до 66 вес.%. Более основные разновидности недосыщены  $SiO_2$  ( $Q =$  от  $-3,0$  до  $-13,6$ ); андезит (обр. 1890) несколько пересыщен ею ( $Q = +9,6$ ), а для окварцованного диабазы значение  $Q$  достигает  $+31,3$ . Для пород характерны повышенное содержание железа, преобладание его над магнием ( $f'/m' = 1,7-1,8$ ) и малое количество  $TiO_2$  ( $< 1,0$  вес.%).

На правой части векторной диаграммы А.Н. Заварицкого (см. фиг. 23) отражено присутствие авгита (см. табл. 10, обр. 1882); пересыщенность пород



Фиг. 26. Поведение отношений  $100 \cdot Ti/Fe$  и  $100 \cdot Mn/Fe$  в ходе дифференциации магмы (по И.И. Абрамовичу и Е.Б. Высокоостровской); чернореченская свита



Фиг. 27. Изменение степени окисления (по Ю.С. Кудеву) и отношения  $K_2O/Na_2O$  (по М. Ямасаки) в ходе дифференциации магмы; чернореченская свита

1 -  $Fe_2O_3/FeO$ ; 2 -  $K_2O/Na_2O$

Фиг. 28. Фракционирование в процессе дифференциации магмы (по Е.Ф. Осборну); чернореченская свита

Лавы: 1 - кислые, 2 - основные

глиноземом (обр. 15 и 1890) и освобождение избыточных количеств  $Al_2O_3$  и  $SiO_2$ . Последнее связано с замещением хлоритом и эпидотом первичных богатых обманок вкрапленников и стекла мезостаза.

Фигуративные точки составов на плоскости  $cSb$  сильно сдвинуты к линии  $Sb$ , что зависит от малых количеств полевшпатовой извести ( $c = 2,5 - 3,6$ ; в обр. 25 = 1,9) и заниженных содержаний в породах  $CaO$  (1,91 - 4,65 вес.%). В окварцованном диабазе (обр. 25) количество  $CaO$  составляет 7,56 вес.%; здесь  $CaO$  присутствует частично в виде карбонатов ( $CO_2 - 5,80$  вес.%). Это свидетельствует о выносе извести из пород растворами и перетолжении ее. Возможно, частично известь была вынесена в море с образованием в дальнейшем известняков. Вынос  $CaO$  вызвал деанортизацию плагиоклаза, характерную для свежих разновидностей лав основного и среднего состава.

На щелочной плоскости этой же диаграммы фигуративные точки составов основных лав свиты несколько сдвинуты вправо по отношению к андезитам. Это указывает на повышенное содержание в них щелочей (5,69 - 6,50 вес.%). На известковистой плоскости видно резкое преобладание  $Na_2O$  над  $K_2O$ . На средний и кислый состав альбитизированных плагиоклазов, содержание анортитовой молекулы в которых колеблется от 15 до 22%, указывает анортитовое число Д.С. Штейнберга (1964), т.е. имеет место почти полная альбитизация плагиоклазов основного и среднего состава, обычных для свежих пород формации (см. табл. 10).

На векторной диаграмме хорошо видно, что наиболее кислые лавы составляют обособленную группу пород, близких по возрасту, с наименьшим значением параметра  $a$ . Эти породы несомненно образовались после перерыва в вулканической деятельности.

Химические составы кислых членов свиты липарито-дацита (обр. 1887) и липарита (81) близки к средним составам, приведенным у Дэли, а порода, представленная обр. 51, является еще более кислой, чем этот липарит. Породы образцов 82 и 83 подверглись, по-видимому, большему метаморфизму с потерей щелочей и полевшпатовой извести: точки их составов сильно сдвинуты к средней линии  $Sb$ . Все породы содержат избыточные количества  $SiO_2$  ( $Q$  колеблется от +31,8 до +46,7). Железо в них, как и в основных представи-

телями, преобладает над магнезией ( $f/m^*$  от 2,5 до 3,7), и лишь в наиболее измененных разностях это отношение близко к единице (обр. 82 и 83). Диаграмма не отражает присутствия в породе мусковита, по-видимому, потому что  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  увязываются с избыточным глиноземом при пересчете на полевые шпаты.

Содержание  $\text{TiO}_2$  незначительно, менее 1%. Средняя основность плагиоклазов ( $\alpha$ ) колеблется от № 2 (обр. 83) до № 14 (обр. 81);  $\text{Na}_2\text{O}$  преобладает над  $\text{K}_2\text{O}$  ( $n = 89-90$ ). Количество  $\text{K}_2\text{O}$  в некоторых породах повышается до 0,86 вес.% (обр. 81), но чаще низкое и не превышает 0,3 вес.%.

Из табл. 11 видно, что андезито-базальты и андезиты характеризуются незначительным и постоянным содержанием нормативного ортоклаза (0,56 вес.%) и увеличением количества альбита от более основных пород к кислым за счет уменьшения анортита. В андезито-базальте (обр. 1882) присутствует диопсид, во всех основных разностях обычен гиперстен. Нормативный магнетит преобладает над ильменитом. Апатита мало; количество кварца возрастает к андезиту; часто присутствует в виде корунда избыточный глинозем.

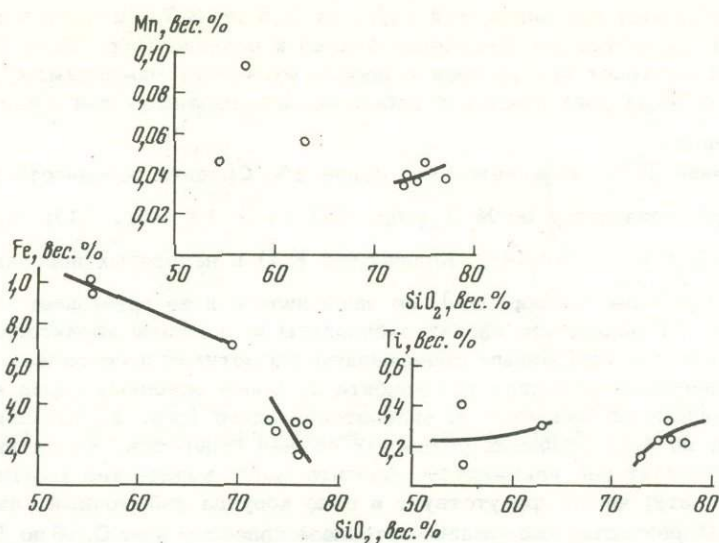
В кислых разностях содержание ортоклаза колеблется от 0,56 до 1,66 вес.%; альбита — от 52,41 до 55,38, в наиболее измененных породах снижается от 42,92 до 35,65; содержание анортита убывает от 5,84 до 4,72, в измененных разностях до 0,83 вес.%. Диопсид присутствует только в обр. 51, а воластонит — в обр. 1887; гиперстен характерен для всех разновидностей, составляя в обр. 51 0,83, а в обр. 1887 3,10 вес.%, в наиболее измененных разностях количество его возрастает до 9,47 вес.%. Магнетит также преобладает над ильменитом, апатита немного; количество кварца увеличивается в наиболее измененных разностях до 47,58 вес.%, корунд присутствует только в наиболее измененных породах. Для всех пород формации, кроме наиболее измененных разностей (обр. 81, 82, 83), характерно переменное содержание альбита и малое — ортоклаза, уменьшение от основных пород к кислым содержания анортита, гиперстена, магнетита и увеличение — кварца.

Содержание железа (фиг. 29) закономерно падает от более основных пород (андезито-базальтов) к более кислым (андезитам). Для наиболее кислых

Таблица 11

Нормативные составы пород

Нормативные минералы	№ образца								
	1882	15	1890	1887	51	81	82	83	
or	0,56	0,56	0,56	0,56	1,66	0,58	0,56	0,75	
ab	48,37	51,51	55,16	52,41	55,38	42,57	42,92	35,65	
an	15,05	12,28	8,90	5,84	4,72	8,66	3,36	0,83	
di	wo	3,38	-	-	1,51	1,27	-	-	
	en	1,31	-	-	-	0,40	-	-	
	fs	0,53	-	-	-	0,92	-	-	
hy	en	10,24	10,88	7,23	1,91	0,53	2,21	4,94	4,72
	fs	4,22	-	-	1,19	0,30	2,91	4,53	4,75
c	-	2,65	0,71	-	-	1,11	2,05	4,18	
tl	1,21	0,30	0,61	0,46	0,76	0,76	0,91	0,61	
mt	9,51	13,70	9,49	3,47	0,93	2,10	0,93	0,93	
ap	0,34	-	0,34	0,34	-	0,34	0,34	-	
Q	4,38	8,12	17,00	32,31	33,13	33,76	39,46	47,58	



Фиг. 29. Поведение Fe, Ti и Mn в ходе дифференциации магмы (по И.И. Абрамовичу и Е.Б. Высокоостровской)

пород – дацитов и липаритов – характерно резкое падение содержания этого элемента. Измененные породы (обр. 82, 83) содержат большое количество железа, и точки, отвечающие этим составам, не ложатся на дифференционные кривые.

При изменении содержания SiO<sub>2</sub> количество Ti в более основных породах (андезито-базальтах – андезитах) почти не изменяется; в кислых – дацитах и липаритах – оно резко возрастает. Между кривыми содержания Fe и Ti для основной и кислой частей ряда на диаграммах существует резкий перерыв, указывающий на отсутствие единого магматического источника для основных и кислых пород формации (см. фиг. 26).

Отношение Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO является высоким для основных лав, для кислых лав значения его занижены. Разрывы кривых на фиг. 27 также свидетельствуют о том, что породы формации связаны с разными магматическими очагами.

На треугольниках составов по С.Р. Ноклдсу и Р. Аллену (фиг. 30, а, б) показаны кривые изменения содержания элементов (в атом. %). Несмотря на то, что лавы подверглись полиметаморфизму, кривые все же дают представление о главных изменениях в поведении элементов при дифференциации магмы.

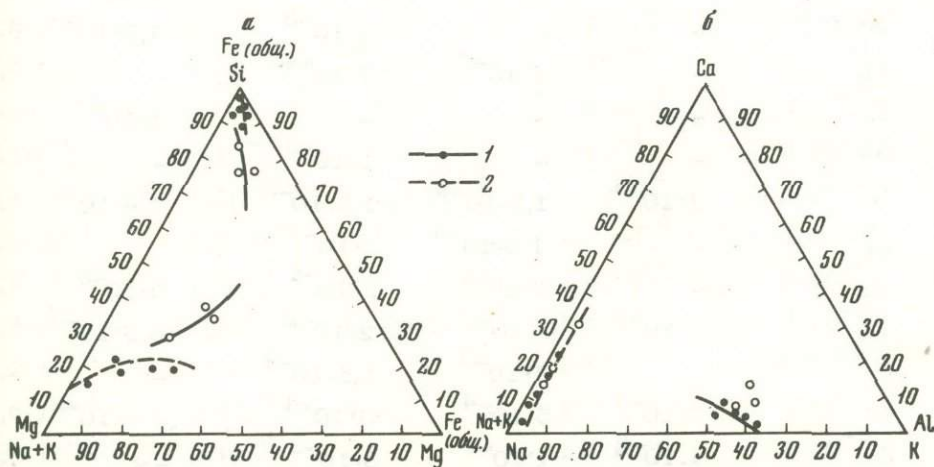
Увеличение содержания кремния сопровождается в основных членах формации падением количества общего железа и магния и увеличением – суммы щелочей; то же наблюдается и в кислых лавах. На фиг. 30, б видно, что в ходе дифференциации базальтовой расплава падению содержания Ca сопутствует изменение содержания Al и возрастание общей щелочности пород главным образом за счет Na. Разрывы кривых свидетельствуют об отсутствии единого магматического очага для лав кислого и основного состава диабазо-кератофировой формации.

Фиг. 31 характеризует скорость насыщения лав кремнекислотой. Полученная величина, так же как и значение K, равное 29, характерны для толеитовых базальтов; для них значение K по Ю.М. Шейнманну находится между 20 и 35.

В табл. 12 показано содержание элементов-примесей для лав изученной формации по данным полуколичественного спектрального анализа и кларки для основных (включая базальты) и кислых горных пород по А.П. Виноградову

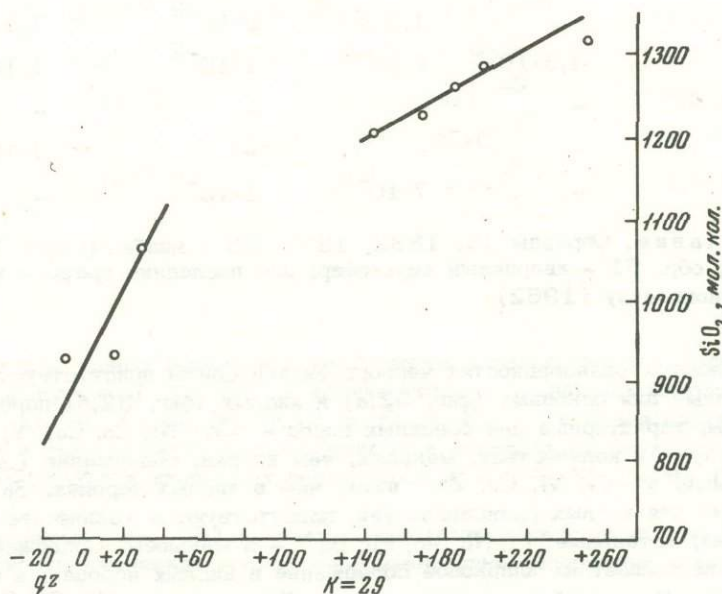
(1962). Согласно А.Е. Ферсману в основных породах содержатся следующие элементы: 1) ведущие: Mg, Si, O, Ti, Fe, Ni, Cr; 2) главные: C, Na, Al, P, S, Cl, Ca, V, Mn, Co, Pt, Ru, Rh, Rd, Os, Ir; 3) второстепенные: Cu, Zn, Ge, As, Pb, Sb, Hg, Tl, Ag и 4) акцессорные, захваченные из соседних геохимических полей: Zr, Nb, Ta, W, Re, Sn, Mo (Сауков, 1951).

Д.С. Шоу (1969) приводит перечень элементов, находящихся в основных породах - Cr, Ni, Co, Cu, V, Zn, Mn, Sr, Ag, в кислых - Be, Li, Ta, Nb, Mo, Sn, Zn, Y, La, Pb, Rb, Tl, Cs, в промежуточных или малоизученных - B, Ge, Ga, W, Zn, Sr, Mn.



Фиг. 30. Вариационные кривые для лав чернореченской свиты (по С.Р. Ноклдсу и Р. Аллену)

а - Mg - Si - Fe (общ.) и (Na+K) - Fe (общ.) - Mg; б - Na - Ca - K и (Na+K) - Ca - Al; лавы: 1 - кислые, 2 - основные



Фиг. 31. Насыщение пород кремнекислотой (по Ю.М. Шейнманну); чернореченская свита

Таблица 12

Содержание элементов-примесей (в вес.%) в породах чернореченской свиты

Элементы-примеси	№ образца			
	15	1882	1890	25
As	-	-	-	$1 \cdot 10^{-4}$
Sc	-	-	$1 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$
Pb	-	$7 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-4}$	-
Sn	-	-	-	$1 \cdot 10^{-4}$
Nb	-	-	$2 \cdot 10^{-3}$	-
Ga	$1 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$
Ge	-	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	-
Mo	-	$2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$
V	$1 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$6,5 \cdot 10^{-3}$
Li	-	$1 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	-
Cu	$2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$
Zn	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-3}$	-
Co	$1 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Ni	$1 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$
Zr	$3 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$
Cr	$2 \cdot 10^{-4}$	-	$5 \cdot 10^{-4}$	$5,5 \cdot 10^{-4}$
Sr	-	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$
Ba	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Be	-	-	-	-
Y	-	-	-	$1 \cdot 10^{-2}$
B	-	$7 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	-

Примечание. Образцы 15, 1882, 1890, 25 - диабазы; обр. 1887 - кератофир; обр. 51 - кварцевый кератофир; две последние графы - кларки по А.П. Виноградову (1962).

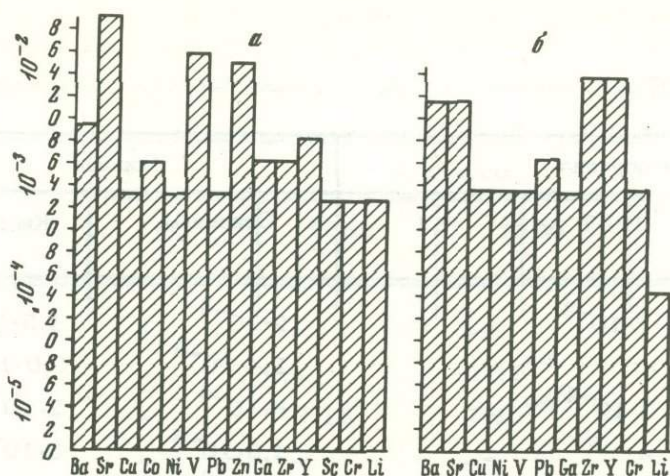
В основных разновидностях чернореченской свиты присутствуют элементы, характерные для основных (фиг. 32,а) и кислых (фиг. 32,б) пород. При этом элементы, характерные для основных пород - Cr, Ni, Co, Cu, V, Zn, Sc, присутствуют в количествах, меньших, чем кларки; содержание Co, V и Sc в них выше, а Cr, Ni, Cu, Zn ниже, чем в кислых породах. Sn, Y, Zr, характерные для кислых разновидностей, присутствуют в количестве, большем кларковых; остальные Li, Nb, Mo, Pb, Ba - в меньшем. Содержание Nb, Mo, Pb, Ba превышает их кларковое содержание в кислых породах, а содержание Nb, Sn, Zr, Ba, наоборот, ниже кларков. Кроме того, B, Ge, Ga, Sr присутствуют в количествах меньших, чем кларки для основных и кислых горных пород.

нижнего палеозоя

Элементы-примеси	№ образца			Породы	
	Среднее	1887	51	Основные	Кислые
As	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-4}$	-	$2 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$
Sc	$7,5 \cdot 10^{-4}$	-	-	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$
Pb	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	-	$8 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Sn	$5 \cdot 10^{-4}$	-	-	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$
Nb	$5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	-	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Ga	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$(1-3) \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Ge	$8,8 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	-	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$
Mo	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	-	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$
V	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$(1-3) \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-3}$
Li	$6,2 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-4}$	-	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$
Cu	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Zn	$5,8 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	-	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-3}$
Co	$2 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$	-	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$
Ni	$5,6 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-4}$
Zr	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$
Cr	$3,1 \cdot 10^{-4}$	-	$1 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$
Sr	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$4,4 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$
Ba	$5,8 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$8,3 \cdot 10^{-2}$
Be	-	$7 \cdot 10^{-4}$	-	$4 \cdot 10^{-5}$	$5,5 \cdot 10^{-4}$
Y	$5,0 \cdot 10^{-3}$	-	$(1-3) \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$
B	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	-	$5 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$

Для кислых членов формации - кератофиров и кварцевых кератофиров - характерно присутствие As, Ge в количествах, превышающих кларковые, а Pb, Ga, V, Li, Cu, Zn, Co, Ni, Zr, Cr, Sr, Ba, Y, B - в более низких. Содержание Nb и Mo соответствует кларковому в кератофирах. В кератофирах не обнаружены Cr, Y, а в кварцевых кератофирах - As, Pb, Nb, Ge, Mo, Cu, Zn, B и др.

На диаграмме (фиг. 33) показано содержание акцессорных элементов и закономерности изменения его по мере увеличения содержания в породах  $\text{SiO}_2$ . Хотя эти данные являются предварительными, так как спектральных анализов всего 7, общие закономерности выявляются однозначно.



Фиг. 32. Распределение элементов-примесей в основных (а) и кислых (б) лавах чернореченской свиты

Так, количества Co, Cr, Zп в основных и кислых лавах резко уменьшаются при увеличении содержания  $\text{SiO}_2$ ; то же относится к V в основных породах. В кислых породах количество V остается постоянным, а Ni — резко возрастает. Содержание Ba, Zr, Cu возрастает в кислых лавах, а Sr и Ge — остается почти неизменным. Содержание Ga, убывающее от основных пород к кислым, в кислых лавах резко возрастает.

Присутствие в основных и кислых породах формации элементов, характерных для базальтов и одновременно для гранитоидов в количествах, меньших, чем кларковые (лишь кобальта, ванадия, скандия больше, чем кларки для гранитоидов), скорее всего свидетельствует о примеси кислого материала, выплавленного из кристаллического фундамента Кавказской складчатой области.

Чернореченская свита нижнего палеозоя представлена слабо дифференцированными лавами андезитового — андезито-базальтового состава. В ее верхах залегают небольшое количество локальных, маломощных лавовых потоков и их туфов кислого, липарит-дацитового состава.

На всех петрохимических диаграммах и графиках, а также на диаграммах содержания рассеянных элементов наблюдается разрыв кривых, отражающих поведение элементов в ходе дифференциации магмы. Диаграммы отражают также разное поведение элементов, входящих в состав средних, основных (андезита — андезито-базальта) и кислых (липарита — дацита) лав. Все это позволяет нам считать, что излияния основного и кислого состава имели разные магматические источники. Основные породы — андезито-базальты — являются производными слабо дифференцированной основной магмы толеитового базальта, вероятно, выплавленной из подкорového вещества верхней мантии. Поднимаясь по глубоким расколам земной коры, слабо дифференцированная магма сформировала покровы основных лав. В процессе подъема магмы к поверхности Земли происходила ее частичная кристаллизация с образованием мелких вкрапленников пироксена, амфибола и плагиоклаза. Покровы андезитов и андезито-базальтов, не сопровождавшиеся туфами, изливались на океаническое дно центральной части Кавказской геосинклинали. Во время подъема к земной поверхности сильно нагретых масс основного состава происходило, по-видимому, прогревание окружающих пород. Это тепло, возможно, вызвало плавление сиалической коры, состоящей из гнейсов и кристаллических сланцев фундамента (основания) Кавказской геосинклинали, и образование местных очагов анатектической магмы кислого состава. Расплав, поднимаясь к поверхности, ассимилировал породы стенок каналов и изливался в виде локальных маломощных потоков ли-

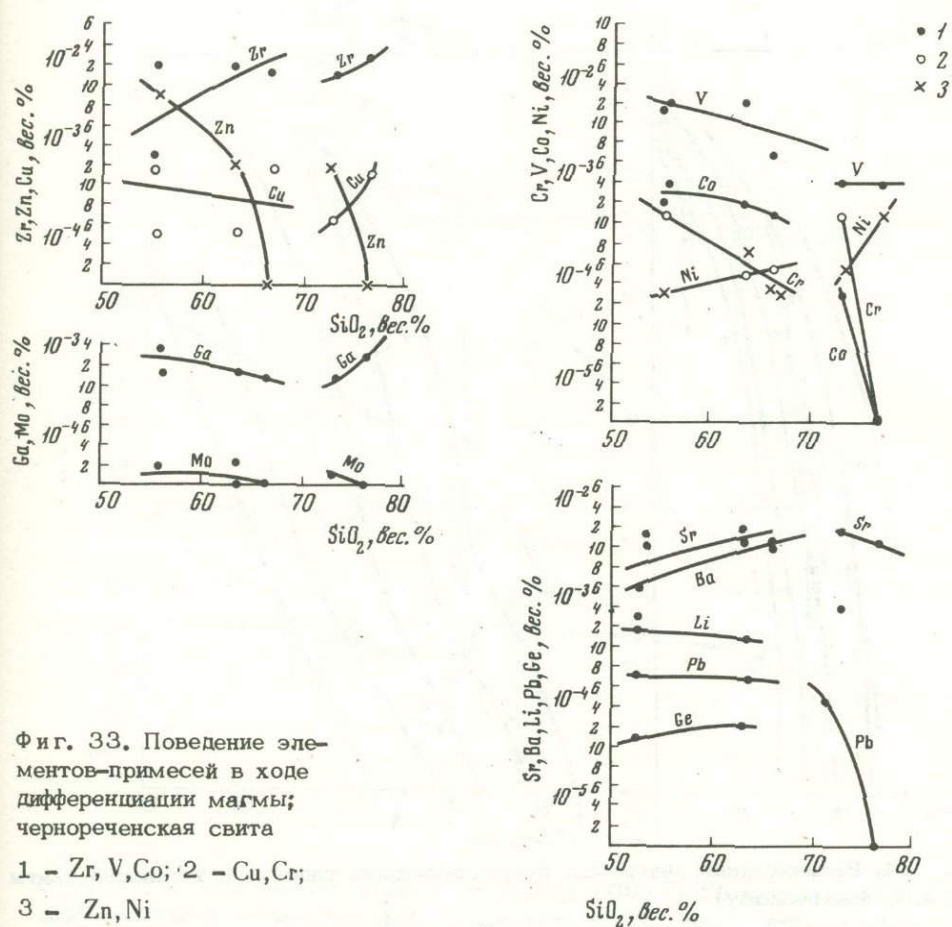
парита и липарито-дацита, сопровождавшихся их туфами. Подъем магмы происходил медленно, слабая раскристаллизация ее приводила к образованию вкрапленников плагиоклаза и кварца.

Состав палингенных выделок должен быть близок к плагиогранитной тройной эвтектике  $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ . Состав двойной эвтектики для этой системы, по данным Д.С. Белянкина, В.В. Лапина и Н.А. Торопова (1954), следующий:  $8,1 \text{ Na}_2\text{O} + 13,3 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 78,6 \text{ SiO}_2$ , а  $t$  ее плавления  $1062 \pm 3^\circ$ .

Состав тройной эвтектики, по тем же авторам, —  $9,8 \text{ K}_2\text{O} + 10,4 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 79,5 \text{ SiO}_2$ ;  $t$  плавления  $990 \pm 20^\circ$ .

Если для кератофиров пересчитать состав трех окислов на 100%, то получим следующие количества (в вес.%): для обр. 51:  $\text{Na}_2\text{O} - 6,85$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 - 13,44$ ;  $\text{SiO}_2 - 79,71$ ; для обр. 83:  $\text{Na}_2\text{O} - 4,56$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 - 12,28$ ;  $\text{SiO}_2 = 83,16$ . Приведенные данные показывают близость составов природных кислых расплавов (кварцевых кератофиров) к составу эвтектики  $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ . Это позволяет нам предположить палингенную природу кислых эффузивов кератофир-диабазовой формации.

Представление о существовании двух различных источников (очагов) магмы (базальтового — подкорового для основных лав и кислого — палингенного для кислых эффузивов), существовавших при образовании контрастных серий, развивает ряд исследователей (Коптев-Дворников и др., 1963; Кузнецов, 1964;

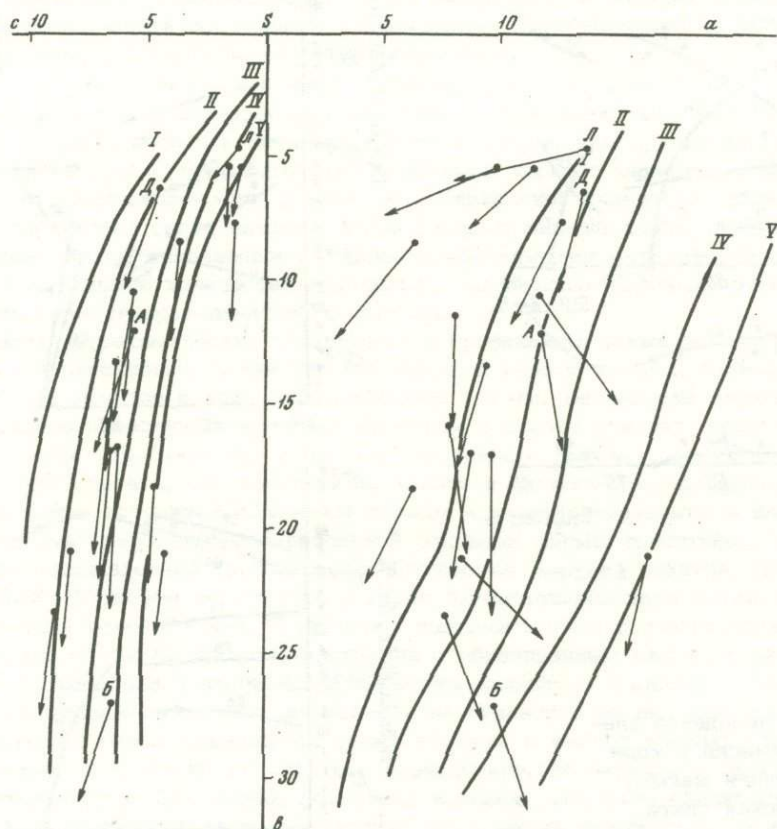


Ломизе, 1967; Фролова, 1968; и др.). Первоначальная основная магма, выплавленная из подкорового вещества верхней мантии Земли, имела состав толеитового базальта. На это указывает присутствие в породах нормативных гиперстена и кварца, отсутствие нормативных нефелина и оливина, малые количества  $TiO_2$  и значение коэффициента К по Ю.М.Шейнманну, равное 36. На основании указанных выше особенностей вулканизма вулканогены чернореченской свиты должны быть объединены в контрастную слабо дифференцированную формацию, характерную для инициального базальтового (симатического) магматизма начального этапа образования геосинклинали раннего палеозоя (каледонского возраста).

### Кутанская свита

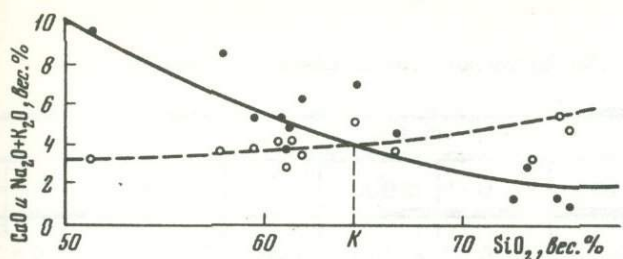
Эта свита Северного Кавказа сложена покровами (потоками?) последовательно-дифференцированных лав, сопровождаемых обильными туфами. Свита вскрыта эрозией в зоне Передового хребта (р.Малая Лаба, верховья и среднее течение р.Бескес, р.Хацавитая, р.Даут). Породы этой свиты изменены менее, чем породы чернореченской свиты, они эпидотизированы, хлоритизированы, карбонатизированы, альбитизированы, иногда содержат вторичный мусковит, т.е. относятся к эпидот-хлорит-альбитовой субфации зеленокаменного метаморфизма (Тернер, 1951).

На диаграмме А.Н. Заварицкого (фиг. 34, табл. 13, 14) нанесены фигуративные точки составов лав кутанской свиты, образующие непрерывный диф-



Фиг. 34. Вариационная диаграмма петрохимических типов лав кутанской свиты (по А.Н. Заварицкому)

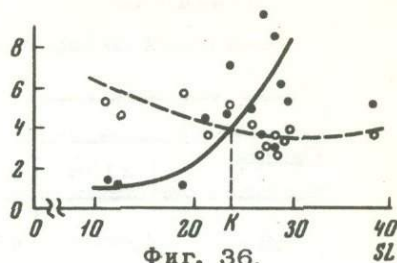
Условные обозначения см. фиг. 23



Фиг. 35.

Фиг. 35. Соотношение между известковистостью кислых и основных лав кутанской свиты и значением щелочно-известкового индекса (по М.А. Пикоку)

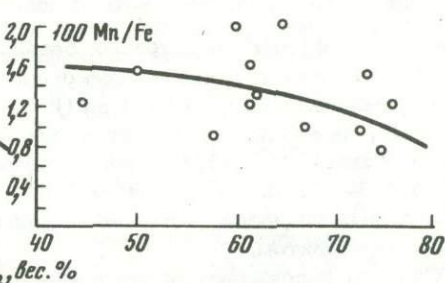
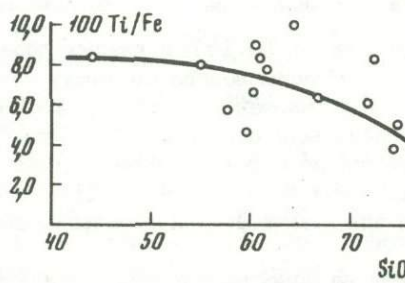
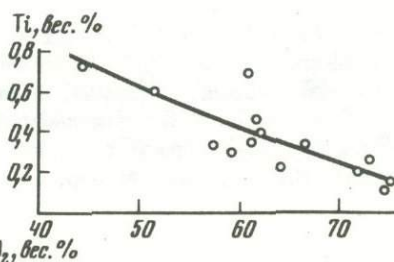
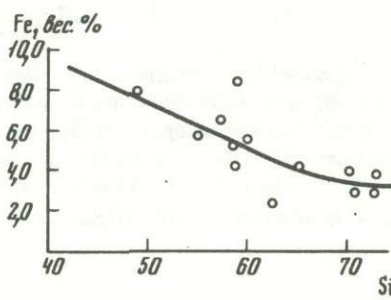
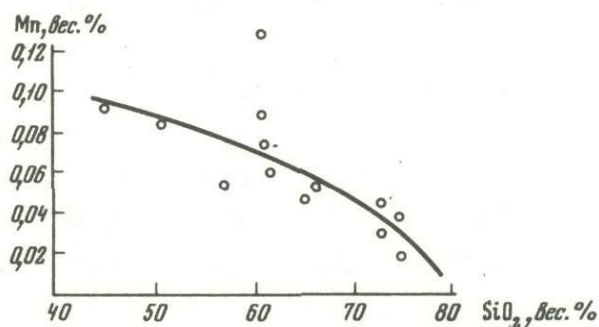
Условные обозначения см. фиг. 24



Фиг. 36.

Фиг. 36. Соотношение между известковистостью лав кутанской свиты и значением коэффициента затвердевания (по Х. Куно)

Условные обозначения см. фиг. 24.



Фиг. 37. Поведение Fe, Ti, Mn и отношений  $100 \cdot \text{Ti}/\text{Fe}$  и  $100 \cdot \text{Mn}/\text{Fe}$  в ходе дифференциации магмы (по И.И. Абрамовичу и Е.Б. Высокоостровской); кутанская свита

Таблица 13

Химический состав (в вес.%) кутанской свиты нижнего палеозоя

Оксиды	№ образца					
	2186	2185	6	2902	8	2911
SiO <sub>2</sub>	41,40	49,14	58,34	54,58	56,45	57,78
TiO <sub>2</sub>	1,15	0,98	1,11	0,53	0,47	0,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,78	16,93	14,24	16,49	16,05	14,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,29	4,81	1,18	2,51	2,31	2,04
FeO	6,99	5,58	9,29	4,92	5,91	4,69
MnO	0,11	0,11	0,17	0,07	-	0,08
MgO	4,61	5,19	4,86	3,68	5,00	4,24
CaO	5,70	9,30	3,74	8,09	5,12	6,01
Na <sub>2</sub> O	0,80	2,75	2,53	3,06	3,43	2,94
K <sub>2</sub> O	5,50	0,45	0,15	0,47	0,30	0,34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,47	0,37	-	0,05	-	0,09
CO <sub>2</sub>	0,77	0,55	0,42	1,21	2,38	2,09
SO <sub>3</sub>	сл.	сл.	0,01	сл.	0,13	сл.
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,18	-	0,22	0,26	0,49	0,24
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,32	2,90	3,90	2,64	2,64	3,22
Сумма	98,07	99,06	100,06	98,56	100,68	98,77

Примечание. Образцы 2186, 2185 - пироксен-плагиоклазовые (базальтовые) порфириды, колл. Н.П. Лупановой; обр. 6 - амфибол-плагиоклазовый (андезито-базальтовый) порфирит, колл. А.М. Демина и др. (1965); обр. 2902 - то же, колл. Н.П. Лупановой; образцы 5, 8, 9 - плагиоклазовые (андезито-базальтовые) порфириды, колл. А.М. Демина и др. (1965); обр. 2911 - то же, колл. Н.П. Лупановой; обр. 2183 - плагиоклазовый (андезитовый) пор-

фирит, колл. Н.П. Лупановой; обр. 7 - то же, колл. А.М. Демина и др. (1965); обр. 3734 - кварц-плагиоклазовый (дацитовый) порфирит, колл. Н.П. Лупановой; обр. 12 - то же, колл. А.М. Демина и др. (1965); образцы 13, 11 - кварцевые альбитофиры (липаритовые порфиры). Образцы Н.П. Лупановой анализировались в Лаборатории осадочных полезных ископаемых Министерства геологии СССР (ЛОПИ).

ференционный ряд от базальта до липарита. Содержание SiO<sub>2</sub> изменяется постепенно от 41,40% в основных базальтоидах до 74,18% в кислых лавах, что свидетельствует о сильной дифференциации. Горды всегда содержат избыточный кремнезем (от Q<sup>1</sup>=+12,7 до Q<sup>1</sup>=+45,7). Железистость пород этой свиты меньшая, чем более ранней кератофир-диабазовой; отношение f/m' колеблется около единицы (0,8-1,1), иногда опускается до 0,5-0,7, изредка повышается до 1,3-1,6 (в кислых лавах). Иногда лавы (обр. 3734 и 2186) содержат избыточный глинозем, освобождающийся при замещении плагиоклазов серицитом и мусковитом.

Судя по положению фигуративных точек на известковой плоскости диаграммы, вынос полевошпатовой извести здесь значительно меньше, чем в породах более древней контрастной формации: основные и средние лавы содержат плагиоклазы № 57,5 - 33, кислые лавы - № 11-13. Содержание Na<sub>2</sub>O в ла-

№ образца							
5	9	2183	7	3734	12	13	11
59,12	59,19	63,82	61,14	70,10	71,96	73,93	74,18
0,57	0,74	0,53	0,37	0,32	0,42	0,21	0,26
15,80	16,92	13,71	15,80	12,91	12,91	12,82	12,91
2,90	0,86	2,50	0,41	1,49	0,59	1,50	2,30
3,17	5,99	4,16	2,52	2,62	3,35	2,52	1,76
0,10	0,11	0,07	0,06	0,04	0,06	0,03	0,05
6,29	3,72	2,80	2,49	2,36	2,83	1,22	1,30
5,19	4,93	4,46	6,87	1,20	2,97	1,38	1,02
3,85	3,70	2,88	4,49	5,44	2,56	4,83	3,70
0,30	0,43	0,71	0,55	0,25	0,35	0,50	1,11
-	-	0,20	-	0,03	-	-	-
-	0,14	0,77	2,87	-	-	0,10	-
0,08	сл.	-	0,07	0,00	0,08	0,04	0,05
0,45	0,42	0,14	0,29	0,10	0,22	0,21	0,51
2,47	3,03	1,96	1,91	1,40	1,93	0,64	1,41
100,35	100,18	98,71	99,84	98,26	100,23	99,93	100,56

вах выше, чем K<sub>2</sub>O (2,5-4,5 вес. % в основных и средних лавах; 4,83-5,44 вес. % - в кислых). На известковой плоскости диаграммы векторы почти вертикальны. Количество K<sub>2</sub>O незначительно и колеблется от 0,15 до 0,71 вес.%, за исключением образцов 11 и 2186, где оно достигает 1,11 и 5,50 вес.%.  
Приведенные на фиг. 35, 36 вариационные кривые свидетельствуют о непрерывной дифференциации магмы, сформировавшей кутанскую свиту и о принадлежности вулканитов к классу известковистых пород (индекс К по Пикоку = 64,4; по Х. Куно - 24). Повышенную известковистость дифференцированных формаций Т.И. Фролова (1968) и геологи ВСЕГЕИ ("Краткая объяснительная записка...", 1971) считают связанной не со степенью метаморфизма пород, а с первичным более известковистым составом поздних порций магмы. Для лав кутанской свиты также характерны меньшая щелочность пород, мень-

Таблица 14

Числовые характеристики лав кутанской свиты нижнего палеозоя

Числовые характеристики	№ образца					
	2186	2185	6	2902	8	2911
	По А.Н. Заварицкому					
a	15,4	7,3	5,86	7,9	8,25	7,3
c	8,0	8,6	4,56	7,9	6,49	6,6
b	22,7	23,2	22,31	16,9	18,02	15,6
S	53,9	60,9	67,27	67,3	67,27	70,5
m'	39,5	40,9	37,02	40,0	49,43	49,6
f'	52,2	43,6	44,89	44,0	43,77	43,0
c'	-	16	-	16,0	-	7,4
a'	8,3	-	18,1	-	6,8	-
t	0,4	1,5	1,5	0,6	0,6	0,9
n	94	90	96	90	96	93
Q	-30,8	-1,3	+18,3	+10,9	+11,5	+19,8
φ	18,5	18,8	4,7	131	11,3	12,1
a/c	1,9	0,9	1,2	1,0	1,3	1,1
f'/m'	1,3	1,1	1,1	1,1	0,9	0,8
	По другим авторам					
α	34,2	40,5	32,1	50,0	44,0	52,5
b'	20,8	-	18,3	-	16,8	-
Q	-28,9	-	+22,3	-	+12,7	-
f	0,6	0,5	0,6	0,5	0,5	0,5
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	6,9	0,16	0,06	0,15	0,03	0,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	0,67	0,86	0,13	0,51	0,39	0,44
SL	20,8	27,6	27,0	25,1	29,5	29,7
qz	-53	-4,4	+5,4	+26	+35	+54
F	71	67	68	67	62	61

шие содержания титана и несколько увеличенные количества MgO. Это же отмечает и Т.И. Фролова (1968) для пород аналогичной формации Магнитогорского синклинория Урала.

Нормативный состав измененных лав этой свиты (табл. 15) характеризуется довольно постоянным и повышенным, по сравнению с кератофир-диабазовой формацией, содержанием нормативного ортоклаза (1,14 - 3,90; в виде исключения в обр. 11 - 6,68 вес.%). Количество нормативного анортита в основных и средних породах также велико (19,44 - 35,10 вес.%); в кислых

№ образца							
5	9	2183	7	3734	12	13	11
	По А.Н. Заварицкому						
8,97	8,93	7,6	11,04	11,88	5,90	10,77	9,24
6,15	6,15	5,6	5,53	1,41	3,47	1,60	1,14
16,68	15,19	11,4	10,50	9,40	11,99	7,75	10,13
68,28	69,73	75,47	72,93	77,31	78,64	79,88	79,49
65,1	42,67	44,0	42,31	41,50	39,04	25,62	20,0
33,7	44,0	56,0	26,42	38,10	29,95	44,63	33,75
1,2	-	0	30,8	-	-	-	-
-	13,3	1,2	-	20,4	31,0	29,8	46,3
0,8	1,0	0,6	0,5	0,3	0,4	0,2	0,3
96	92	87	93	97	91	94	94
+12,3	+15,5	+30,0	+18,3	+29,5	+42,0	+36,6	+39,4
15,3	5,4	20,0	2,6	12,2	4,3	14,9	17,5
1,4	1,4	1,3	2,0	8,4	1,7	6,6	8,1
0,5	1,0	1,3	0,6	0,9	0,7	1,3	1,6
	По другим авторам						
40,7	40,8	42,9	33,4	10,6	37,0	12,9	11,0
-	13,2	-	-	7,5	8,3	5,4	5,4
-	17,5	+30,8	-	+31,4	+45,7	+38,9	+44,0
0,3	0,5	0,6	0,4	0,5	0,4	0,6	0,6
0,08	0,12	0,25	0,12	0,05	0,14	0,10	0,30
0,91	0,14	0,60	0,16	0,57	0,18	0,59	1,31
38,1	26,0	21,4	23,8	19,4	29,3	11,5	12,8
+31	+44	+99	+85	+133	+190	+183	+185
49	65	70	54	63	58	77	76

снижается до 5,01 вес.%. Количество нормативного альбита значительно меньше и колеблется в пределах 22,05 - 48,41 вес.%. Породы содержат нормативные гиперстен и кварц (6,25 - 44,72 вес.%), магнетит, как правило, преобладающий над ильменитом, изредка апатит и корунд.

На фиг. 37 показаны изменения содержаний Ti, Fe и Ti·100/Fe и Mn·100/Fe в ходе дифференциации (по Абрамовичу и Высокоостровской, 1964; Абрамовичу, 1966). Кривые иллюстрируют обратную зависимость между содержаниями Fe, Ti и SiO<sub>2</sub>, а также общее уменьшение титан-железного и марганец-железного

Таблица 15

Нормативный состав лав кутанской свиты

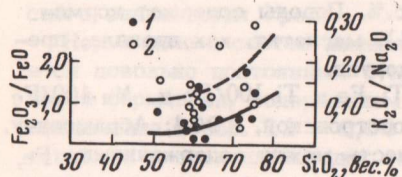
Нормативные минералы	№ образца					
	2186	2185	6	2902	8	2911
or	5,57	2,23	1,11	2,78	1,67	2,23
ab	26,74	23,12	22,50	27,21	30,42	26,66
an	27,26	35,10	19,44	31,94	26,71	26,62
ol	fa	6,21	-	-	-	-
	fo	8,63	-	-	-	-
	ne	12,50	-	-	-	-
di	wo	-	4,53	-	4,07	2,09
	en	-	13,60	12,74	9,74	13,15
	fs	-	5,01	15,15	6,60	8,57
	il	2,28	1,97	2,28	0,91	0,91
mt	6,71	7,18	1,62	3,94	3,47	3,21
c	2,75	-	3,16	-	0,92	-
ap	1,35	1,01	-	0,34	-	0,34
Q	-	6,25	22,00	12,47	4,18	19,84

Примечание. Объяснения образцов см. табл. 13.

отношений с увеличением кислотности пород. Разрыв, существующий на кривых для основных и кислых пород диабаз-кератофировой формации, отсутствует.

На фиг. 38 приведены кривые изменения отношений  $Fe_2O_3/FeO$  и  $K_2O/Na_2O$  при увеличении  $SiO_2$ . Кривые не имеют разрывов и характеризуют последовательный ход дифференциации, а также отсутствие контаминации лав. Треугольники, построенные по методу С.Р. Ноклдса и Ф. Аллена (фиг. 39, а, б), иллюстрируют изменение содержания некоторых элементов в ходе дифференциации магмы. Кривые характеризуются непрерывностью, изменение содержания происходит постепенно, без перерывов. С увеличением кислотности пород уменьшается содержание общего железа, Mg, Ca, увеличивается общее содержание щелочей, особенно, Na и, меньше, K. Количество Al остается постоянным. Фиг. 40 представляет собой вариационную кривую, построенную по методу Ю.М. Шейнманна (1965), показывающую насыщение пород  $SiO_2(qz)$ . Судя по величине коэффициента насыщения  $K = 38$ , исследуемые лавы относятся к толеитовой серии основных магм. Для толеитовой серии базальтов коэффициент насыщения K, по Ю.М. Шейнманну, колеблется между 20 и 35; для оливин-базальтовой серии он менее 10.

Кривая коэффициента фракционирования (фиг. 41), по Е.Ф. Осборну, имеет толеитовое направление, неясно выраженное вследствие рассеяния точек.



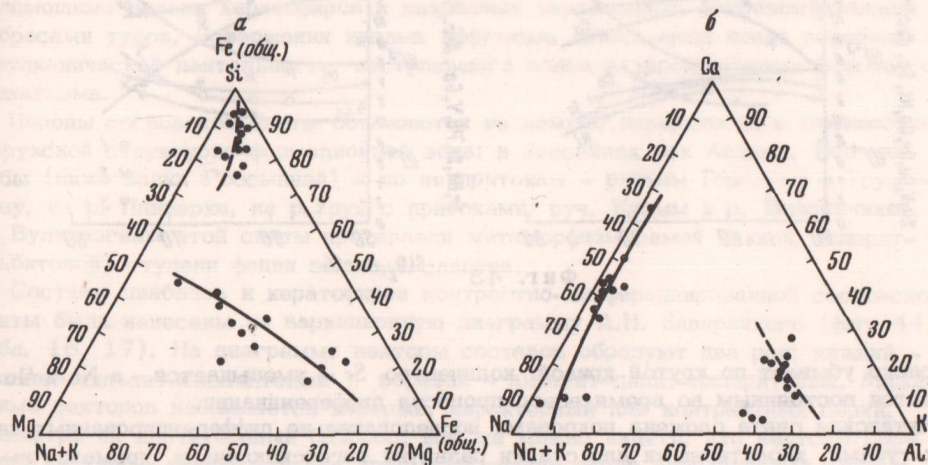
Фиг. 38. Изменение степени окисления (по Ю.С. Кузеву) и отношения  $K_2O/Na_2O$  (по М. Ямасаки) в ходе дифференциации магмы; кутанская свита

1 - отношение  $Fe_2O_3/FeO$  в лавах свиты; 2 - то же для  $K_2O/Na_2O$

	№ образца							
	5	9	2183	7	3774	12	13	11
	1,71	2,23	3,90	3,34	1,14	2,24	2,78	6,68
	33,35	32,50	25,19	39,84	48,41	22,05	40,97	31,72
	25,62	25,31	23,11	22,80	6,04	15,05	6,97	5,01
	-	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-	-
	0,36	-	-	5,46	-	-	-	-
	16,38	9,51	7,24	6,63	6,42	7,24	3,12	3,21
	2,70	9,37	4,89	3,83	3,18	5,02	3,18	-
	1,09	1,52	1,06	0,76	0,63	0,76	0,46	0,53
	4,30	1,39	3,70	0,70	2,19	0,93	2,08	3,24
	-	1,53	0,20	-	1,49	2,86	1,94	3,77
	-	-	0,34	-	-	-	-	hm 1,12
	14,50	16,64	30,37	16,64	30,50	43,85	38,50	44,72

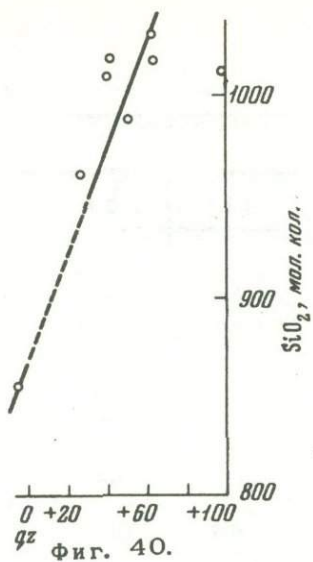
Состав рассеянных (аксессуарных) элементов этой формации приведен на фиг. 42, их поведение в ходе дифференциации иллюстрирует фиг. 43.

Содержание V, Co, Ni, Sc меняется незначительно; в кислых дифференциатах - снижается. Количество Cu сначала резко возрастает, потом постепенно уменьшается; содержание Zr остается постоянным и лишь в конечных кислых дифференциатах несколько увеличивается. Содержание Zr, Ga, Y, Pb - наоборот, возрастает к концу дифференциации базальтовой магмы; количество

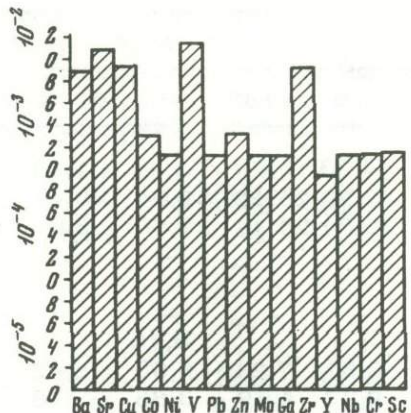


Фиг. 39. Вариационные кривые для лав кутанской свиты (по С.Р. Ноклдсу и Р. Аллену)

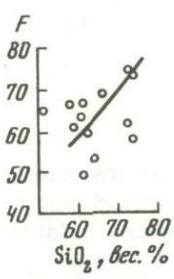
Условные обозначения см. фиг. 30



Фиг. 40.



Фиг. 42.



Фиг. 41.

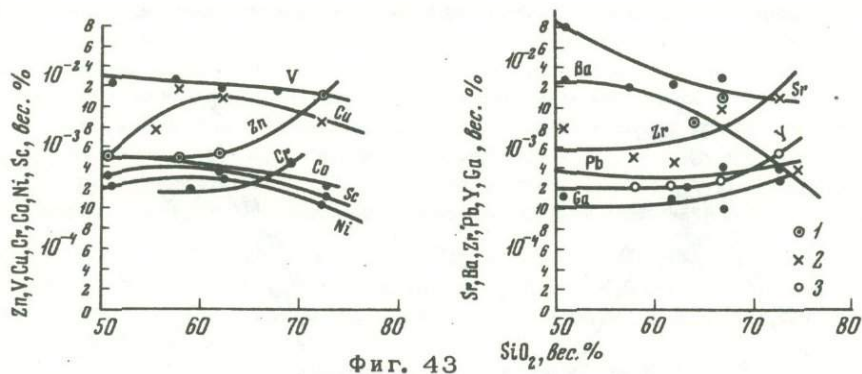
Фиг. 40. Насыщение пород кутанской свиты кремнекислотой (по Ю.М. Шейнманну)

Фиг. 41. Фракционирование в ходе дифференциации магмы (по Е.Ф. Осборну); кутанская свита

Фиг. 42. Распределение элементов-примесей в лавах кутанской свиты

Фиг. 43. Поведение элементов-примесей в ходе дифференциации магмы; кутанская свита

1 - Ba; 2 - Zr; 3 - Y



Фиг. 43

Ba резко убывает по крутой кривой; количество Sr — уменьшается, а Nb и Mo остается постоянным во время всего процесса дифференциации.

Кутанская свита сложена покровами последовательно дифференцированных лав и их туфами, характерными для стадии развития эвгеосинклинали, промежуточной между начальной и платформенной. Свита состоит из покровов лав порфирит-кератофирового (базальт-андезит-дацит-липаритового) состава и их туфов. Эти лавы являются продуктами дифференциации толеитовой магмы, имеющей гомодромное направление. Непрерывный ход дифференциации при образовании

лав этой формации подтверждается различными петрохимическими диаграммами и кривыми.

По-видимому, подъем основной магмы к поверхности Земли происходил достаточно медленно, возможно, в закрывающихся трещинах и при условии образования промежуточных мелких магматических очагов. Магма, оставаясь в этих очагах, могла нагревать вмещающие толщи земной коры (гнейсы и кристаллические сланцы докембрия) с выплавкой из них кислых продуктов, смешивающихся с основной магмой камер. Дифференциация расплава в этих очагах (камерах) сопровождалась его кристаллизацией. О кристаллизации магмы, имевшей место до ее излияний на земную поверхность, свидетельствуют многочисленные интрателлурические вкрапленники пироксенов, амфиболов, плагиоклазов и кварца, сохранившиеся в порфиритах и кератофирах покровов. Магма, по-видимому, содержала гнезда летучих, так как ее излияния сопровождалась взрывами с образованием туфов разного состава.

Первичный состав магмы, вероятно, был также толеитовый, на что указывает отсутствие в породах нормативных нефелина и оливина и присутствие нормативных гиперстена и кварца, а также малая титанистость ее состава.

Указанные черты кутанской свиты позволяют отнести вулканогенные свиты к дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой формации (Фролова, 1968). Этот тип формаций характерен как для зон зарождающихся поднятий в центральных частях геосинклинальных прогибов при частной инверсии, так и для конечного этапа образований геосинклинали; эти формации нередко связаны с постепенными переходами к кератофир-спилит-диабазовой или спилит-диабазовой формациям (Краткая объяснительная записка..., 1971).

## СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Магматические образования среднего палеозоя сложены тремя свитами: сосновской, кызылкольской и семиродниковской (картджорской).

### Сосновская свита

Нижняя, сосновская, свита ( $D_2^2$ ): сложена мощной толщей покровов слабо дифференцированных, основных лав с единичными маломощными прослоями филитовых сланцев. Только в верхах формации появляются редкие, локальные, маломощные потоки кератофиров и кварцевых кератофиров, сопровождавшиеся выбросами туфов. Извержения кислых эффузивов происходили после перерыва в вулканической деятельности, наступившего вслед за проявлениями основного вулканизма.

Породы сосновской свиты обнажаются на земной поверхности в Бескесско-Марухской структурно-формационной зоне: в бассейнах рек Андрюк, Большой Лабы (ниже балки Россыпной) и по ее притокам - ручьям Горелому и Грушовому, на р. Пшицерке, на р. Уруп с притоками: руч. Купым и р. Власинчихой.

Вулканогены этой свиты претерпели метаморфизм самой низкой (хлорит-альбитовой) ступени фации зеленых сланцев.

Составы диабазов и кератофиров контрастно-дифференцированной сосновской свиты были нанесены на вариационную диаграмму А.Н. Заварицкого (фиг. 44, табл. 16, 17). На диаграмме векторы составов образуют два ряда: нижний - базальт-андезит-базальтовый и верхний - андезит-дацит-липаритовый. Между рядами векторов наблюдается перерыв, характерный для контрастных серий. Несмотря на значительный разброс, все же можно видеть, что векторы составов основных пород ложатся преимущественно около вариационных кривых III и IV. Это указывает на близость составов основных лав к известково-щелочной ассоциации эффузивов, к типу Йеллоустонского парка и Этны (Заварицкий, 1950).

Таблица 16

Химический состав (в вес.%) эффузивов сосновской свиты среднего девона

Компоненты	№ образца						
	27	22	21	20	1/Б	23	14
SiO <sub>2</sub>	47,14	47,36	49,10	49,48	49,50	49,60	49,65
TiO <sub>2</sub>	0,43	1,14	0,39	0,48	1,06	1,25	0,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,60	16,85	16,16	13,24	13,24	17,35	14,73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,59	6,58	3,38	6,47	3,45	1,44	6,40
FeO	6,46	8,35	2,07	5,32	11,07	12,31	5,91
MnO	0,14	0,19	-	-	Сл.	0,26	-
MgO	9,20	6,00	3,04	3,62	7,04	7,24	5,40
CaO	7,23	1,72	12,27	8,58	4,97	1,31	8,51
Na <sub>2</sub> O	4,90	5,08	4,46	4,71	2,33	3,47	5,03
K <sub>2</sub> O	0,04	0,21	1,36	0,75	0,35	0,12	1,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	0,17	-	-	-	-
CO <sub>2</sub>	-	-	-	4,52	-	-	0,14
SO <sub>3</sub>	-	-	-	0,09	0,08	-	0,05
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	0,35	0,20	0,23	0,37	0,10	0,47
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	6,25	5,82	8,20	2,42	4,86	4,98	2,29
Сумма	99,18	100,05	100,80	99,91	98,32	99,43	100,35

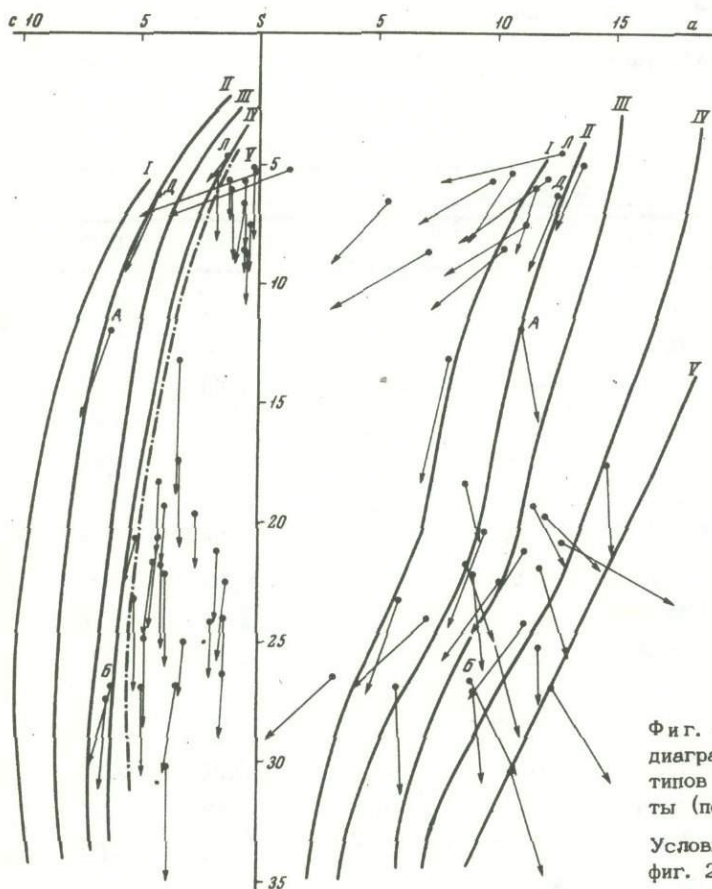
Таблица 16 (окончание)

Компоненты	№ образца							
	15	16	335	390	25	64	86	85
SiO <sub>2</sub>	53,48	54,55	55,12	55,89	57,20	65,69	72,00	72,22
TiO <sub>2</sub>	0,47	0,65	0,10	1,06	Сл.	0,53	0,31	0,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,85	12,44	16,05	13,95	13,11	13,02	12,81	13,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,66	4,51	1,75	3,85	7,29	1,24	0,09	2,01
FeO	5,80	7,51	9,05	7,80	3,72	4,24	5,71	3,75
MnO	0,12	0,11	0,08	0,25	0,18	0,15	0,21	0,09
MgO	5,23	4,25	3,97	3,22	2,79	4,86	2,13	1,62
CaO	4,85	5,92	3,10	5,42	6,45	2,86	0,57	0,38
Na <sub>2</sub> O	4,03	3,54	6,63	3,82	5,50	3,83	4,84	5,43
K <sub>2</sub> O	Сл.	<0,12	0,12	0,07	-	0,14	0,40	0,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	0,16	0,11	-	-	-	-
CO <sub>2</sub>	-	-	1,60	-	-	-	-	-
SO <sub>3</sub>	-	-	Сл.	0,22	0,44	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,24	0,12	0,04	-	0,36	0,10	0,05	0,10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,46	5,59	2,54	п.п.п. 4,55	2,81	3,25	1,47	1,22
Сумма	99,19	99,31	100,37	100,21	99,85	99,91	100,59	100,41

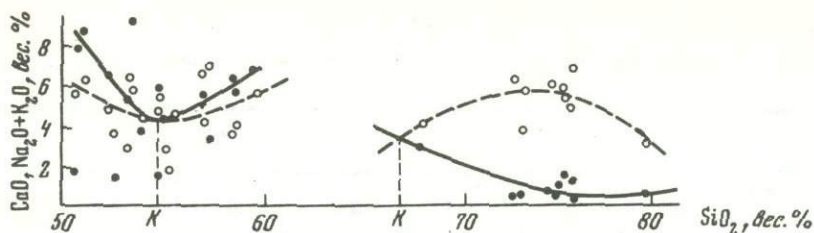
Компоненты	№ образца							
	890	17	18	1/К	24	302	3	19
SiO <sub>2</sub>	51,28	51,46	51,57	51,70	52,31	52,64	52,93	53,04
TiO <sub>2</sub>	1,46	1,11	1,20	1,26	0,58	1,24	0,65	1,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,01	16,45	13,40	15,96	13,80	15,21	15,03	15,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,10	-	3,23	12,44	3,54	3,16	6,20	4,27
FeO	8,23	12,39	14,36	0,47	8,92	9,51	6,37	8,59
MnO	0,11	0,41	0,14	0,23	0,14	0,19	-	0,18
MgO	5,86	6,33	6,37	5,41	2,62	6,60	4,42	5,74
CaO	6,43	1,38	1,47	3,36	4,94	4,32	5,72	1,53
Na <sub>2</sub> O	4,57	4,41	1,46	4,22	4,70	2,69	5,37	5,23
K <sub>2</sub> O	0,11	0,07	0,11	0,07	0,41	0,00	Сл.	0,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	0,17	0,13	0,79	-	0,14	-	-
CO <sub>2</sub>	0,03	-	-	-	-	Cl 0,26	1,17	-
SO <sub>3</sub>	Сл.	-	-	Сл.	0,82	0,17	0,03	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	5,58	0,02	0,58	0,28	0,20	-	0,09
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,01	0,10	5,88	3,42	п.п.п. 7,01	4,36	1,70	2,91
Сумма	100,20	100,06	99,34	99,91	100,07	100,69	99,59	98,76

Компоненты	№ образца							
	10	88	2641	87	337	84	2/Б	1260
SiO <sub>2</sub>	72,83	73,34	73,72	73,86	75,04	75,31	78,20	82,18
TiO <sub>2</sub>	0,41	0,19	0,33	0,31	0,29	0,33	0,24	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,27	12,34	12,19	13,25	12,12	12,01	11,54	7,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,25	0,60	0,74	0,90	0,07	1,64	-	3,58
FeO	4,82	3,77	3,08	2,78	3,46	3,21	2,67	0,82
MnO	0,12	0,04	0,04	0,01	Сл.	0,06	0,07	Сл.
MgO	2,71	1,00	1,22	1,62	1,28	1,24	2,38	1,66
CaO	0,51	1,23	1,50	0,57	0,25	1,04	0,55	0,06
Na <sub>2</sub> O	3,54	4,80	4,89	5,82	6,68	5,73	2,37	0,16
K <sub>2</sub> O	0,20	0,04	0,42	0,28	0,12	0,07	0,65	0,78
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	0,06	0,04	-	0,03	-	-	-
CO <sub>2</sub>	0,28	-	0,14	-	Cl 0,07	-	Сл.	-
SO <sub>3</sub>	0,08	0,30	-	-	Сл.	-	0,20	2,93
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,21	-	0,10	0,04	-	0,10	0,28	0,10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,03	2,10	1,46	1,07	0,91	п.п.п. 0,18	1,61	2,03
Сумма	100,26	99,91	99,87	100,51	100,32	100,92	100,48	100,05

Примечание к таблице 16. Образцы 27,22 – альбитизированный базальтовый порфирит, реки Уруп и Лаба, колл. А.М. Демина, С.М. Кропачева, И.В. Круть (1965); обр. 21 – то же, р. Большая Лаба, колл. Г.М. Ефремова (1941); обр. 20 – то же, р.Уруп, колл. Ю.Д. Бочковского (1964); обр. 1/Б – диабазовый порфирит, р.Власинчиха, колл. Ю.Д. Бочковского (1962); обр. 23 – базальтовый порфирит, р.Большая Лаба, колл. А.М. Демина и др. (1965); обр. 14 – альбитизированный базальтовый порфирит, р.Уруп, колл. Ю.Д. Бочковского (1964); обр. 890 – диабаз, р.Большая Лаба, колл. И.И. Грекова (1969); образцы 17, 18 – то же, р. Большая Лаба, колл. А.М. Демина и др. (1965); обр. 1/К – альбитизированный диабазовый порфирит, р.Уруп, колл. А.Ш. Курбанова и Ю.К. Озерова (1963); обр. 24 – альбитизированный базальтовый порфирит, р.Уруп, колл. В.В. Свиридова (1960); обр. 302 – микродиабаз, р.Большая Лаба, колл. Н.П. Лупановой, аналитик Г.М. Варшал; обр. 3 – альбитизированный диабаз, р.Большая Лаба, колл. Ю.Д. Бочковского (1964); образцы 19, 15, 16 – альбитизированный базальтовый порфирит, р.Большая Лаба, колл. А.М. Демина и др. (1965); обр. 335 – микродиабаз, р. Большая Лаба, колл. Н.П. Лупановой, аналитик В.И. Клитина; обр. 390 – кварцевый диабаз, р. Большая Лаба, колл. И.И. Грекова (1969); обр. 25 – альбитизированный базальтовый порфирит, р.Уруп, колл. В.В. Свиридова, А.М. Демина и др. (1965); обр. 64 – альбитизированный дацитовый порфирит, р.Андрюк, колл. А.М. Демина и др. (1965); образцы 86,85 – альбитизированный липаритовый порфир, р.Андрюк, колл. А.М. Демина и др. (1965); обр. 10 – кварцевый альбитофир, р.Большая Лаба, колл. Ю.Д. Бочковского (1964); обр. 88 – то же, р.Уруп, колл. Т.Я. Гончаровой, А.М. Демина и др. (1965); обр. 2641 – кварцевый кератофир, р.Бескес, устье р.Пицшерки, колл. Н.П. Лупановой, аналитик Е.Д. Кузнецова; обр. 87 – альбитизированный липаритовый порфир, р.Андрюк, колл. А.М. Демина и др. (1965); обр. 337 – кварцевый кератофир, р.Большая Лаба, колл. Н.П. Лупановой, аналитик В.И. Клитина; обр. 84 – альбитизированный липаритовый порфир, хр.Абишира-Ахуба, колл. А.М. Демина и др. (1965); обр. 2/Б – кварцевый альбитофир, р.Власинчиха, колл. Ю.Д. Бочковского (1962); обр. 1260 – кварцевый кератофир метаморфизованный, р.Уруп, колл. Н.П. Лупановой, аналитик В.А. Гаршина.



Фиг. 44. Вариационная диаграмма петрохимических типов лав сосновской свиты (по А.Н. Заварицкому)  
Условные обозначения см. фиг. 23



Фиг. 45. Соотношение между известковистостью кислых и основных лав сосновской свиты и значением щелочно-известкового индекса (по М.А. Пикоку)

Условные обозначения см. фиг. 24

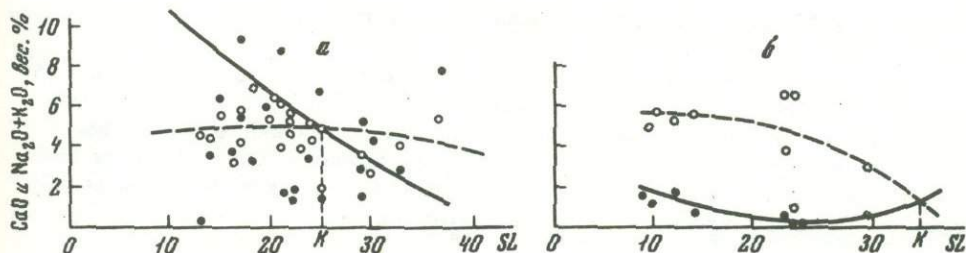
Частично породы пересыщены глиноземом (обр. 18 и 302), вследствие чего фигуративные точки их составов на щелочной плоскости диаграммы сильно сдвинуты влево, векторы направлены также влево. Глинозем освобождался при замещении плагиоклазов мусковитом. Наклон векторов основных лав вправо указывает на содержание в них авгитов; составы, векторы которых вертикальны или близки к вертикали, содержат ромбический пироксен или амфибол.

При этом наблюдается вынос извести (обр. 23, 1/К, 17, 22, 19) растворами в воды моря, на дне которого извергаются базальты - андезитобазальты. Количество  $K_2O$  в породах ничтожно (десятые доли процента), и только в образцах 21, 14 и 20 равно соответственно 1,36; 1,07 и 0,75%. Сильное преобладание  $Na_2O$  над  $K_2O$  выражено почти вертикальным наклоном векторов на известковой плоскости диаграммы. Там же видно, что фигуративные точки составов пород сдвинуты вправо к оси  $Sb$ , что характерно для всех пород формации и связано с выносом полевошпатовой извести. Последнее отразилось на заниженном среднем (вычисленном) составе плагиоклазов, значение коэффициента  $a$  которых колеблется от 51 до 37 (в единственном обр. 1/Б плагиоклаз содержит 51% анортитовой молекулы).

Для всех основных пород характерны малые содержания  $TiO_2$  (обычно около 1%) и довольно высокое содержание общего железа, с преобладанием его над магнием ( $f/m^1$  редко близко к единице).

Состав кислых лав формации сосновской свиты колеблется от липарито-дацита до андезитодацита. Все кислые лавы имеют более известковистый состав, чем основные: векторы их составов сдвинуты к вариационной кривой Пеле. На щелочной плоскости диаграммы отражена пересыщенность кислых лав глиноземом.

Порода (обр. 1260), взятая у контакта с колчеданной залежью Новоурупского колчеданного месторождения, является наиболее измененной, и ее векторы на обеих частях диаграммы лежат около ординаты  $Sb$ . Вариационные диаграммы (фиг. 45, 46, 47) также подтверждают существование разрыва между



Фиг. 46. Соотношение между известковистостью лав сосновской свиты и значением коэффициента затвердевания (по Х. Куно)

Лавы: а - основные, б - кислые; остальные обозначения см. фиг. 24

Таблица 17

Числовые характеристики лав сосновской свиты среднего девона

Числовые характеристики	№ образца						
	27	22	21	20	1/Б	23	14
	По А.Н. Заварицкому						
a	10,9	11,5	12,9	12,9	6,0	7,4	12,6
c	3,9	2,0	5,3	3,5	6,3	1,5	3,4
b	30,5	31,5	20,8	19,5	27,1	36,2	27,1
S	54,7	55,0	61,0	64,1	60,6	54,9	56,9
c'	17	-	51	3	1	-	26
a'	-	23	-	-	-	33	-
m'	52	32	27	36	47	32	34
f'	31	45	22	61	52	35	40
f'/m'	0,6	1,4	0,8	1,7	1,1	1,1	1,2
t	0,6	1,7	0,6	0,3	1,0	1,9	1,0
n	100	97	82	91	90	98	87
Q	-16,3	-15,0	-6,4	-1,1	+4,0	-6,5	-15,0
φ	10,4	18	15	32	12	3,3	20
a/c	2,8	5,7	2,4	3,7	1,0	4,9	3,7
	По другим авторам						
α	26	15	29	21	51	17	12
b'	-	24,3	-	-	-	24,2	-
Q'	-	-7,8	-	-	-	+5,5	-
f	0,4	0,6	0,4	0,6	0,5	0,5	0,5
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,0075	0,04	0,3	0,16	0,15	0,035	0,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	0,6	0,7	1,6	1,2	0,3	0,1	1,1
qz	-34,0	-28,8	-21,4	-20,2	+10,6	+4,3	-33,7
F	52,1	71,8	64,2	76,3	67,3	65,5	69,4
SL	37	22	21	17	29	29	21

основными и кислыми членами формации и отсутствие в разрезе свиты постепенной смены дифференциатов.

На фиг. 46 пересечение кривых показывает величину щелочно-известкового индекса К (Х.Куно). Свойство этой величины - устойчивое убывание по мере раскристаллизации лавы - позволяет разграничивать различные серии дифференцированных лав. В сосновской свите более древними образованиями являются основные лавы, более молодыми - кислые. Несмотря на это, для первых индекс К = 25, для вторых - 35. Следовательно, это две независимые группы пород.

Основные лавы относятся, по Куно, к известково-щелочной серии пород (К = 25; CaO = Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O = 5; см. фиг. 46), кислые - к известковой (К = 34,2;

Числовые характеристики	№ образца							
	890	17	18	1/К	24	302	3	19
	По А.Н. Заварицкому							
a	10,2	10,3	3,3	9,6	11,9	6,1	12,1	11,4
c	4,9	1,4	1,5	4,3	4,0	5,3	4,2	1,8
b	25,1	30,6	37,4	24,7	19,5	27,2	22,0	26,9
S	59,8	57,7	57,8	61,4	64,6	61,4	61,7	59,9
c'	11	-	-	-	12,3	-	13	-
a'	-	26	29	15	-	14	-	21
m'	40	35	28	38	24	42	34	36
f'	49	39	43	47	63	44	53	43
f'/m'	1,2	1,1	1,5	1,2	1,4	0,9	1,5	1,2
t	2,2	1,6	1,7	1,8	0,9	1,7	0,9	1,6
n	99	91	96	90	95	100	100	98
Q	-5,7	-6,6	+7,5	-0,7	+1,4	+5,3	-5,0	-4,8
φ	17	-	7,7	41	17	10,1	24	13
a/c	2,1	7,4	2,1	2,2	23	1,2	2,9	6,3
	По другим авторам							
α	32	12	31	31	25	46	26	15
b'	-	22,6	22,6	21,0	-	23,9	-	21,3
Q'	-	+1,4	+18,3	-4,4	+4,4	+8,6	-	+0,8
f	0,6	0,5	0,6	0,4	0,5	0,5	6,1	0,5
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,02	0,02	0,07	0,02	0,09	0	0	0,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	0,6	0,0	0,22	26,5	0,39	0,33	0,97	0,5
qz	-16,2	-9,6	+30,2	-0,5	+2,0	+11,5	+36	-8,1
F	69,4	66,5	73,4	70,5	82,7	65,7	74,0	69,0
SL	25	22	25	24	13	30	20	22

CaO = Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O = 1,4); щелочно-известковый индекс Пикока = 66,8 (см. фиг. 45).

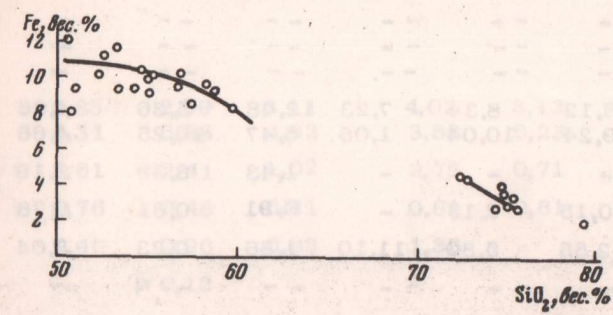
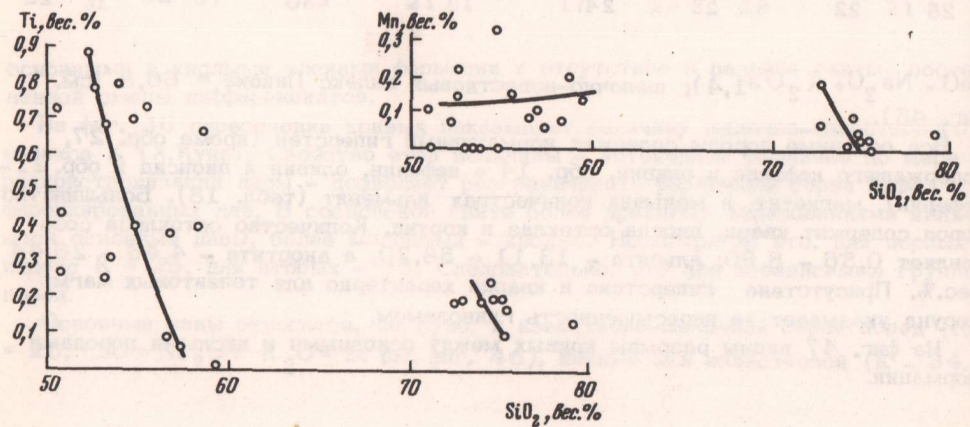
Все основные породы содержат нормативный гиперстен (кроме обр. 27, содержащего нефелин и оливин, обр. 14 - нефелин, оливин и диопсид и обр. 21 - нефелин), магнетит, в меньших количествах ильменит (табл. 18). Большинство пород содержит кварц, иногда ортоклаз и корунд. Количество ортоклаза составляет 0,56 - 8,90; альбита - 13,11 - 58,20, а анортита - 4,46 - 26,44 вес.%. Присутствие гиперстена и кварца характерно для толеитовых магм; корунд указывает на пересыщенность глиноземом.

На фиг. 47 видны разрывы кривых между основными и кислыми породами формации.

Таблица 17 (окончание)

Числовые характеристики	№ образца							
	15	16	335	390	25	64	86	85
	По А.Н. Заваришкому							
a	9,3	8,9	14,9	8,9	12,2	8,2	10,4	11,3
c	5,0	4,5	3,4	5,3	2,7	3,4	0,6	0,4
b	22,4	21,8	17,6	18,5	19,8	15,1	12,9	11,5
S	63,6	64,8	64,1	67,3	65,3	73,3	76,1	76,8
c'	-5,0	13	2	8	26	-	-	-
a*	-	-	-	-	-	12	33	35
m'	42	34	39	30	24	54	26	22
f'	53	53	50	62	50	34	41	43
f'/m'	1,2	1,5	1,5	2,0	2,1	0,6	1,6	2,0
t	0,7	0,9	0,1	1,4	-	0,6	0,3	0,4
n	100	90	99	99	100	98	95	98
Q	+3,6	+7,3	-5,0	+11,5	+3,5	+26,8	+30,8	+30,6
φ	26	18	87	18	31	7,9	2,4	14,3
a/c	1,8	2,0	4,4	1,7	4,5	2,4	17,3	28,2
	По другим авторам							
α	35	36	18	37	18	29	5,5	3,4
b'	-	-	-	-	-	13,3	8,7	7,5
Q'	-	-	-	-	-	+28,6	+35,0	+34,6
f	0,5	0,6	0,6	0,6	0,7	0,4	0,6	0,6
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,0	0,03	0,02	0,02	0	0,04	0,08	0,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	1,1	0,6	0,2	0,5	1,96	0,3	0,02	0,5
qz	+7,6	+22,6	-13,2	+30,2	+9,1	+93,3	+117	+91
F	70,45	73,9	73,2	78,3	79,8	53,2	73,1	78,1
SL	24	21	18	17	14	33	16	13

Числовые характеристики	№ образца								
	10	88	2641	87	337	84	2/К	2/Б	1260
	По А.Н. Заваришкому								
	7,3	10,0	10,8	13,7	13,8	11,8	1,4	5,5	1,3
	0,6	1,3	1,8	0,2	0,2	1,2	0,8	0,6	0,1
	15,5	8,7	8,7	6,5	6,0	6,9	20,0	13,1	13,3
	76,6	80,0	80,7	79,6	80,0	80,1	77,8	80,8	85,3
	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	44	35	19	15	15	11	54	54	54
	27	19	30	29	33	29	27	28	19
	29	46	51	37	52	60	19	18	37
	1,1	2,4	1,7	1,3	1,5	2,1	0,7	0,6	1,4
	0,4	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4	0,2	0,2	0,2
	96	100	95	97	99	100	99	84	27
	+38,0	+38,7	+38,0	+31,6	+32,9	+35,4	+53	+50	+68
	1,7	6,0	16	10,8	19	18,5	-	0	21
	12,1	7,7	6,0	20,5	69	9,8	-	3,4	0
	По другим авторам								
	7,6	1,1	1,4	4,6	1,4	9,1	-	9,8	0
	8,7	5,7	5,4	5,7	5,1	6,1	-	6,6	5,3
	+46,7	+39,1	+39,3	+34,6	+33,8	+36,2	-	+58,0	+73,4
	0,5	0,8	0,6	0,6	0,6	0,7	-	0,3	0,5
	0,06	0,01	0,001	0,005	0,02	0,01	-	0,3	4,9
	0,05	0,16	0,2	0,3	0,02	0,5	-	0	4,3
	+18	+27,6	+187	+157	+162	+170	-	300	-
	65,2	81,0	75,8	69,4	73,4	79,6	-	52,8	72,6
	23,5	9,0	12	14	25	10	-	29,5	24



Фиг. 47. Поведение Fe, Ti, Mn в ходе дифференциации магмы (по И.И. Абрамовичу и Е.Б.Высокоостровской); сосновская свита

Таблица 18

Нормативный состав лав сосновской свиты среднего девона

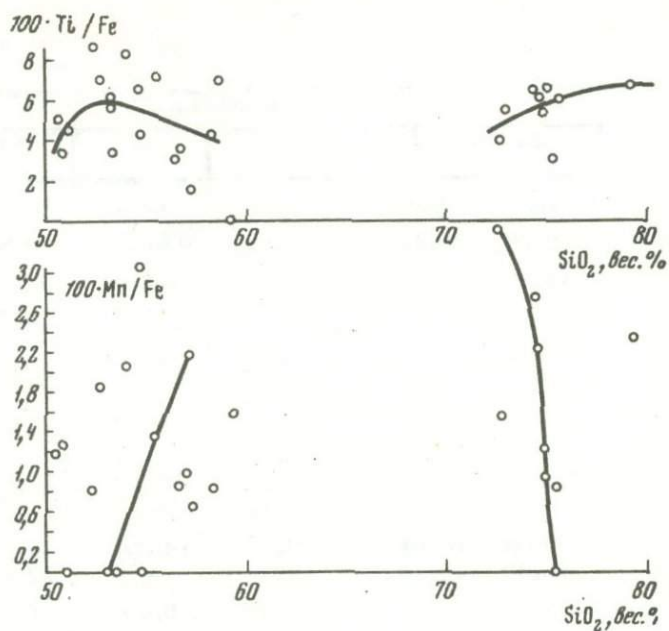
Нормативные минералы	№ образца						
	27	22	21	20	1/Б	23	14
or	-	1,11	8,90	4,45	2,23	0,56	6,68
ab	41,69	45,59	30,94	43,03	20,99	31,00	34,60
an	16,75	9,18	21,98	13,92	26,44	6,96	14,74
ne	1,49	-	5,11	-	-	-	4,96
wo	9,11	-	18,01	-	-	-	-
ol	fo	17,45	-	-	-	-	3,80
	fa	7,00	-	-	-	-	1,43
di	wo	-	-	-	13,37	-	11,96
	en	-	-	-	8,84	-	8,33
	fs	-	-	-	3,56	-	2,64
hy	en	-	15,95	0,40	0,90	18,89	19,1
	fs	-	9,62	8,23	0,40	17,03	21,26
c	-	5,61	-	-	-	9,69	-
il	0,81	2,28	0,76	0,91	2,12	2,43	1,37
mt	5,70	10,18	5,33	10,20	5,33	2,08	9,49
ru	-	-	-	-	-	-	-
ap	-	-	0,34	-	-	-	-
Q	-	0,48	-	0,42	6,97	6,92	-

Таблица 18 (окончание)

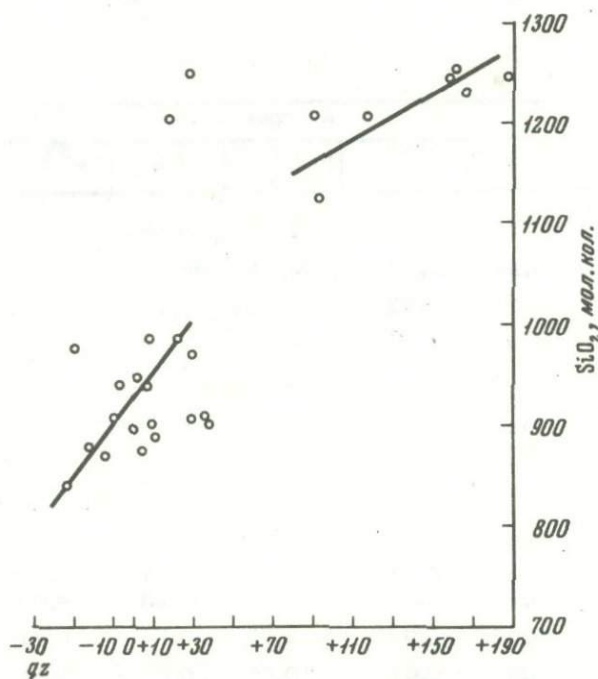
Нормативные минералы	№ образца							
	15	16	335	390	25	64	86	85
or	-	0,56	0,56	0,56	-	0,56	2,25	0,56
ab	36,26	32,06	58,20	34,13	48,18	33,63	41,26	46,60
an	20,90	18,93	4,46	21,46	11,38	14,78	2,80	1,95
ne	-	-	-	-	-	-	-	-
wo	1,86	5,11	0,23	2,91	9,18	-	-	-
ol	fo	-	-	2,96	-	-	-	-
	fa	-	-	5,09	-	-	-	-
di	wo	-	-	-	-	-	-	-
	en	-	-	-	-	-	-	-
	fs	-	-	-	-	-	-	-
hy	en	13,68	11,35	6,12	8,34	7,23	12,48	5,36
	fs	4,75	9,65	9,24	10,04	1,06	6,47	10,25
c	-	-	-	-	-	1,43	3,39	3,19
il	0,91	1,37	0,15	2,13	-	0,91	0,61	0,76
mt	10,21	6,95	2,55	5,80	11,10	1,86	0,23	3,04
ru	-	-	-	-	-	-	-	-
ap	-	-	0,34	-	-	-	-	-
Q	11,43	14,02	-	14,63	11,87	27,88	33,85	35,18

№ образца							
890	24	17	18	1/К	302	3	19
0,56	2,23	0,56	0,56	0,56	-	-	1,11
39,62	43,06	39,31	13,11	37,10	23,57	46,77	46,17
20,23	16,99	7,23	6,95	10,51	21,41	17,53	8,07
-	-	-	-	-	-	-	-
-	4,07	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	4,90	-
9,68	-	-	-	-	-	-	-
12,01	7,04	16,66	19,46	14,00	17,17	11,37	4,98
6,90	13,87	23,34	25,05	-	13,72	5,82	10,83
-	-	7,14	9,07	5,40	3,47	-	4,49
2,94	1,21	2,28	0,61	1,52	2,43	1,21	2,28
7,55	5,57	-	5,09	hm = 12,88	4,86	9,28	6,48
-	-	-	-	tn = 1,18	-	-	-
-	-	-	0,34	2,02	0,34	-	-
0,49	5,96	3,48	19,76	14,83	13,03	3,12	5,59

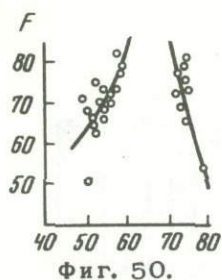
№ образца							
10	88	2641	87	337	84	2/Б	1260
0,11	-	2,23	1,67	0,56	48,43	3,94	5,01
30,41	41,27	42,59	49,31	56,33	5,27	20,13	1,05
2,50	5,98	7,52	2,78	1,11	-	2,81	0,28
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
6,83	2,59	3,11	4,02	3,13	3,07	5,98	1,23
8,31	6,88	4,62	3,83	6,23	4,04	4,55	-
5,61	2,41	1,02	2,75	0,71	0,61	5,97	6,13
0,76	0,48	0,61	0,61	0,61	0,61	0,46	1,92
0,46	0,96	0,93	1,39	-	2,32	-	2,55
-	pr 0,12	-	-	-	-	0,06	-
-	-	-	-	-	-	-	-
44,01	39,30	37,37	33,64	31,32	35,65	56,10	78,85



Фиг. 48. Поведение отношений  $100 \cdot \text{Ti}/\text{Fe}$  и  $100 \cdot \text{Mn}/\text{Fe}$  в ходе дифференциации магмы (по И.И.Абрамовичу и Е.Б.Высокоостровской); сосновская свита

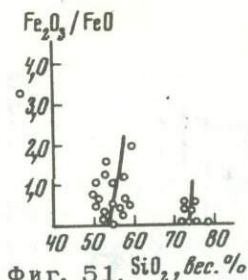


Фиг. 49. Насыщение лав сосновской свиты кремнекислотой (по Ю.М. Шейнманну)



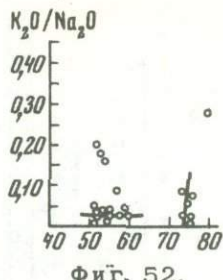
Фиг. 50.

Фиг. 50. Фракционирование в ходе дифференциации магмы (по Е.Ф. Осборну); сосновская свита



Фиг. 51.  $\text{SiO}_2$ , в.в. %

Фиг. 51. Изменение степени окисления в кислых и основных лавах сосновской свиты в ходе дифференциации магмы (по Ю.С. Кучеву)



Фиг. 52.

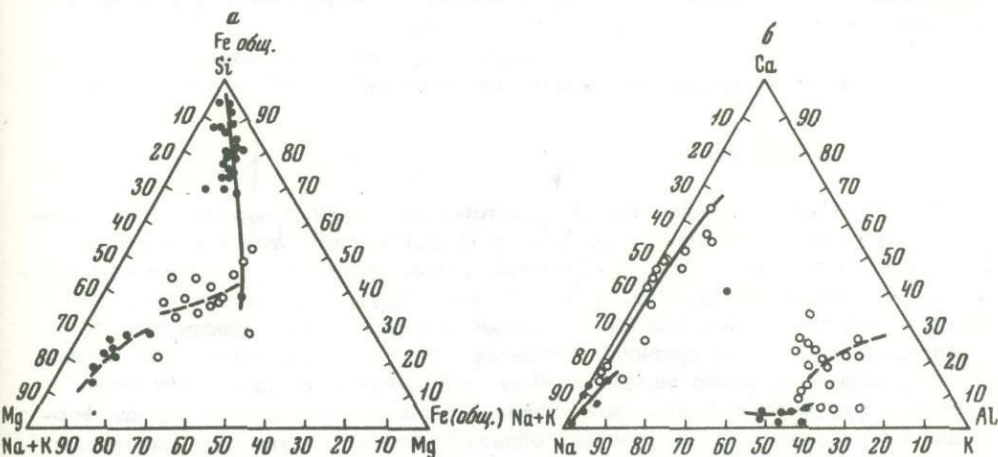
Фиг. 52. Изменение отношения  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  в кислых и основных лавах сосновской свиты в ходе дифференциации магмы (по М. Ямасаки)

В кислых породах количество  $\text{Ti}$ ,  $\text{Fe}$ , отчасти  $\text{Mn}$  значительно ниже, чем в основных разностях, причем содержание железа падает резко с увеличением в лавах  $\text{SiO}_2$ . Отношение  $\text{Ti}/\text{Fe}$  для кислых пород с увеличением содержания  $\text{SiO}_2$  незначительно возрастает, а  $\text{Mn}/\text{Fe}$  для основных лав резко увеличивается, для кислых – резко снижается (при небольших увеличениях содержания кремнекислоты, фиг. 48).

На фиг. 49, 50 приведены кривые  $qz-\text{SiO}_2$  и  $F-\text{SiO}_2$ . На диаграмме Осборна в характере изменения коэффициента фракционирования для основных лав отчетливо видно толеитовое направление; риолитовая ветвь отсутствует: значения  $F$  для кислых лав разных составов образуют бесформенный рой точек.

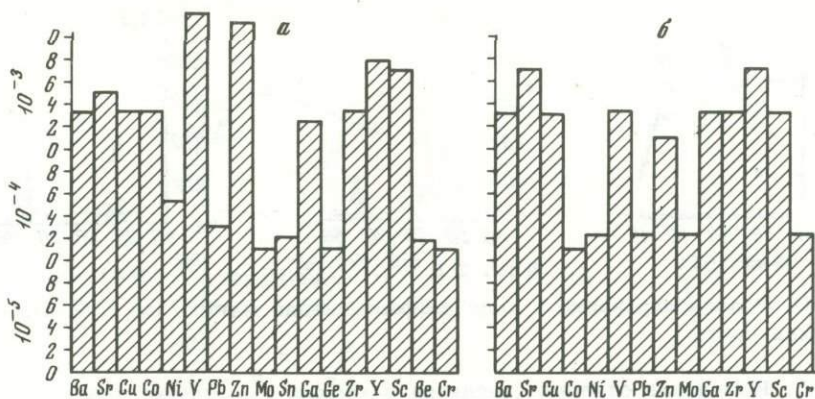
Вариационные кривые изменения в процессе дифференциации коэффициента окисления  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  (фиг. 51) и отношения  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (фиг. 52), имеют разрывы, свидетельствующие о существовании двух магматических источников, из которых образовались основные и кислые породы формации.

На треугольниках составов С.Р. Нокколдса и Р. Аллена приведены вариационные кривые, аналогичные кривым для формаций нижнего палеозоя (фиг. 53, а, б).



Фиг. 53. Вариационные кривые для лав сосновской свиты (по С.Р. Нокколдсу и Р. Аллену)

Условные обозначения см. фиг. 30



Фиг. 54. Распределение элементов-примесей (акцессорных) в основных (а) и кислых (б) эффузивах сосновской свиты

Эти кривые показывают изменения количества атомов элементов в зависимости от хода дифференциации магмы. С увеличением количества Si уменьшается содержание Fe (общ.) и Mg, при этом сильно увеличивается количество щелочей, особенно в основной части формации. Содержание Ca убывает в основных породах, при постоянной величине Al в кислых разновидностях; сильно возрастает общая щелочность пород в основных разновидностях и более слабо — в кислых. Увеличивается роль Na при убывающих количествах K вплоть до его исчезновения.

Породы свиты содержат элементы-примеси, распределение которых в лавах свиты показано на фиг. 54.

Для вулканогенов сосновской свиты среднего девона характерны глубоко-водный слабо дифференцированный базальтовый магматизм с редкими локальными потоками кислых эффузивов в верхах свиты и зеленокаменный метаморфизм. Эти черты типичны для контрастных слабо дифференцированных формаций начальных фаз формирования геосинклиналей. Поэтому вулканогенные образования сосновской свиты должны быть отнесены к контрастной, слабо дифференцированной формации среднего девона, характеризующей начало образования второго (герцинского) цикла складчатости.

Вулканогены контрастной слабо дифференцированной формации среднего палеозоя близки к образованиям аналогичной формации нижнего палеозоя.

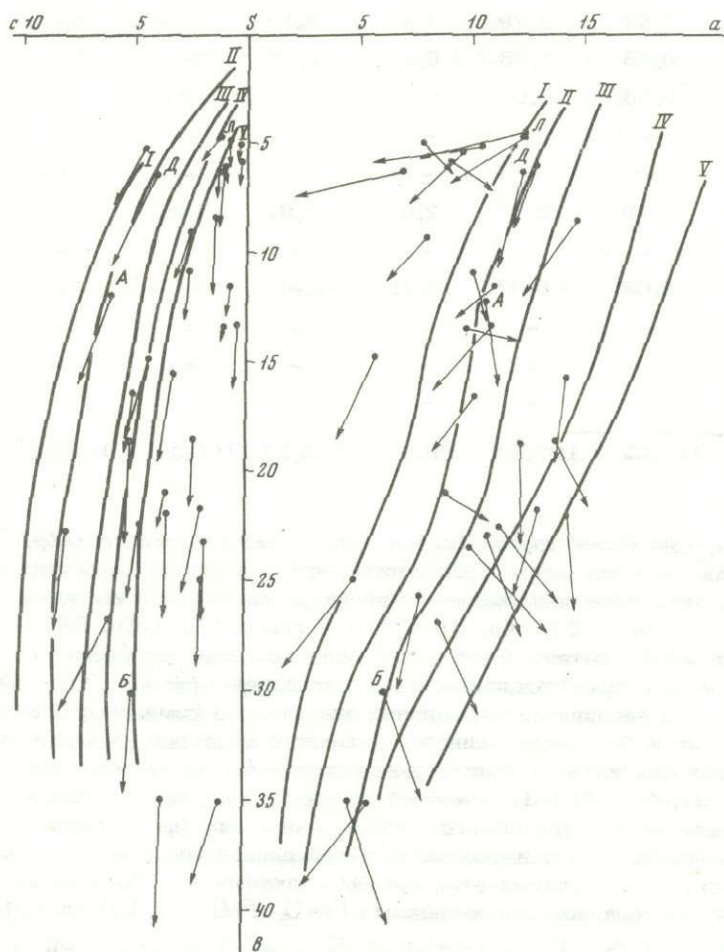
### Кызылкольская свита

Породы контрастной кератофир-спилитовой формации с нормальной и повышенной щелочностью наблюдались в виде покровов или потоков в верховьях рек Худес, Кызылкол и Чучкур. Основные лавы залегают на филлитовых сланцах  $D_2^2$ , содержащих прослои их туфов. На р. Даут, в 13 км от ее устья, породы этой формации опущены по разломам субширотного простирания и соприкасаются с более древними образованиями: выше по реке — с филлитовыми сланцами среднего палеозоя, вниз по течению — с кристаллическими сланцами фундамента Кавказской складчатой области. Основные породы формации на указанных выше участках образуют потоки подушечных спилитов с параллелепипедальной и мелкой отдельностью, которые при выветривании и ударе рассыпаются в мелкий щебень. Шары подушечных лав плотно прилегают один к другому, приобретая контуры подушек; угловатые промежутки между ними выполнены обломками тех же пород, редко — бурым, основным стеклом.

В верхах формации залегают редкие потоки кератофиров и кварцевых кератофиров.

На петрохимической диаграмме (фиг. 55, табл. 19, 20) лавы кызылкольской свиты представлены естественными известково-щелочными ассоциациями. Вероятно, наиболее ранняя из них охарактеризована роём векторов, близким к наиболее известковому типу лав вулкана Лассен-пик (кривая II); по-видимому, следующим по времени образования типом являются эффузивы менее известковистого состава, близкие к лавам Йеллоустонского парка (кривая III); наиболее поздние — это субщелочные лавы типа вулкана Этна (кривая IV). Вулканизм заканчивается кислыми выплавками из гнейсовой кровли магматического очага — кератофирами и кварцевыми кератофирами.

Лавы типа Лассен-пик. Лавы первой ассоциации образуют отрезок дифференционного ряда от андезито-базальта до андезито-дацита, в котором преобладают андезиты. Наиболее свежие лавы содержат в качестве цветных минералов авгит (обр. 9 и 59) и ромбический пироксен или амфибол (обр. 58). Векторы составов этих лав круто наклонены вправо на щелочной плоскости



Фиг. 55. Вариационная диаграмма петрохимических типов лав кызылкольской свиты (по А.Н. Заваришскому)

Условные обозначения см. фиг. 23

Таблица 19

Химический состав (в вес. %) лав кератофир-спилитовой формации кызылкольской

Компо- ненты	Лассен-пик						
	№ образца						
	9	11	58	56	61	59	71
SiO <sub>2</sub>	54,40	54,50	66,29	66,34	67,12	68,92	70,68
TiO <sub>2</sub>	1,06	0,40	0,53	0,68	0,60	-	0,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,87	18,30	11,90	11,91	13,05	9,64	12,97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,63	10,88	4,38	6,14	3,59	6,46	2,64
FeO	2,17	1,70	3,59	4,45	3,45	4,40	1,58
MnO	0,11	0,07	0,04	0,27	0,62	0,12	0,07
MgO	1,44	3,10	1,57	1,23	3,00	0,50	1,06
CaO	6,03	4,08	3,53	0,65	0,52	3,56	0,97
Na <sub>2</sub> O	3,53	3,99	4,64	5,12	5,40	4,00	6,30
K <sub>2</sub> O	0,86	1,05	0,31	0,46	Сл.	1,18	0,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,01	0,27	-	0,80	-	0,55
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	-	-	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	-	-	-	-	-	-
П. п. п.	4,70	2,38	2,67	2,92	1,98	1,83	1,92
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	-
SO <sub>3</sub>	0,08	0,07	0,08	-	-	-	0,09
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100,02	100,46	99,80	100,17	100,11	100,61	99,53

диаграммы, еще более крутой наклон имеет вектор андезита (обр. 58). Относительная свежесть этих пород подтверждается отсутствием нормативного корунда, а указанное содержание типов пироксенов — присутствием нормативных диопсида (табл. 21, обр. 58 и 59) и гиперстена (обр. 58, 9). Короткая длина векторов свидетельствует о довольно высоком содержании в породах общего железа и преобладании его над магнием ( $f' > m'$ ). Остальные представители этой ассоциации несомненно значительно изменены; это выразилось в присутствии избыточного глинозема, наклоне векторов на щелочной плоскости диаграммы влево и присутствии корунда в нормативном составе лав (обр. 11, 61, 56, 71). Измененные различия содержат в большинстве случаев меньшее количество общего железа с меньшим преобладанием последнего над магнием, что выражено большей длиной векторов составов по сравнению со свежими породами этой группы вулканогенов. Во всех породах окисное железо преобладает над закисным ( $Fe_2O_3/FeO$  от 1,0 до 6,4). Сильное преобладание Na<sub>2</sub>O над K<sub>2</sub>O выразилось почти вертикальным положением векторов на известковой плоскости диаграммы, а сдвиг фигуративных точек составов вправо от вариационной кривой II на той же левой плоскости диаграммы отразил не нормальные, а заниженные количества полевошпатовой из-

свиты

Йеллоустонский парк				Этна		
№ образца						
1	2	5	57	2129	260	4
46,45	51,55	53,76	66,25	50,28	51,04	51,04
0,38	0,32	0,22	0,53	0,84	0,47	1,06
18,06	12,52	9,86	16,08	15,89	16,13	15,05
7,90	2,93	3,59	0,25	3,72	5,21	9,78
6,18	7,61	5,03	3,73	5,40	7,11	3,59
0,27	0,17	0,17	0,06	0,15	0,12	0,28
6,93	8,73	13,02	2,12	4,31	5,61	5,45
5,62	8,67	9,72	1,32	8,60	3,60	1,60
3,41	2,81	2,21	6,51	4,65	6,71	5,16
0,21	0,38	0,47	1,01	0,74	0,062	1,37
0,02	0,23	0,04	0,11	0,11	0,088	1,14
-	-	-	-	0,45	0,20	-
-	-	-	-	2,74	3,42	-
5,16	3,92	2,48	2,36	-	-	4,14
-	-	-	-	2,98	0,61	-
0,08	0,03	0,08	0,10	-	S = 0,003	SO <sub>3</sub> = 0,05
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
100,67	99,87	100,65	100,43	100,36	100,55	99,71

вести. Это подтверждается низким средним составом плагиоклазов, вследствие чего значение  $a$  колеблется от № 6,5 до № 32, а для дацита ( $71/g = 7,6$ ). Все породы пересыщены SiO<sub>2</sub> и содержат нормативный кварц до 34 вес. %.

Лавы типа Йеллоустонского парка представлены четырьмя образцами (5, 2, 1 и 57). Из них первые два — свежие пикритовые базальты. Судя по наклону векторов вправо на правой части диаграммы породы содержат авгит; составы двух других лав имеют наклон векторов влево: породы несколько изменены и содержат избыточный глинозем. Это подтверждается и нормативным составом указанных пород: две первые содержат нормативный диопсид и гиперстен, две измененные — гиперстен и корунд. Значительная длина векторов на правой части диаграммы указывает на более низкие содержания общего железа (при высоких содержаниях магния), чем в лавах, отвечающих типу вулкана Лассен-пик. В основных различиях над закисным железом преобладает окисное. В более кислых лавах магматическая FeO присутствует в большем количестве (например, в даците, обр. 57). Базальтоиды недосыщены SiO<sub>2</sub> ( $Q$  от -8,7 до -0,8), кроме дацита, содержащего избыточный кремнезем ( $Q = +16,5$ ). Соответственно количество нормативного кварца увеличивается от 1,64 — 3,30 в базальтоидах до 16,52 в даците.

Таблица 19 (окончание)

Компо- ненты	Этна						Кислые, 62
	№ образца						
	2124	8	7	6	2123	257	
SiO <sub>2</sub>	53,54	54,85	55,04	55,75	59,16	50,28	65,05
TiO <sub>2</sub>	0,38	0,46	0,53	0,62	0,42	0,84	0,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,98	13,47	16,12	14,40	11,01	15,89	15,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,47	4,29	4,64	4,64	3,90	3,72	1,28
FeO	3,45	5,12	4,45	5,89	2,43	5,40	2,31
MnO	0,17	0,17	0,18	0,15	0,15	0,15	0,10
MgO	5,08	6,36	3,83	3,42	5,92	4,31	1,01
CaO	4,48	5,75	2,64	4,37	8,82	8,60	3,84
Na <sub>2</sub> O	5,58	4,72	5,65	6,30	4,97	4,65	2,80
K <sub>2</sub> O	0,10	0,69	1,29	0,33	0,08	0,74	2,39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,28	0,37	0,42	0,06	0,11	0,40
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,32	-	-	-	0,11	0,45	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,35	-	-	-	0,80	2,74	-
П. п. п.	-	3,34	4,61	2,93	-	-	4,66
CO <sub>2</sub>	0,12	-	-	-	1,91	2,98	-
SO <sub>3</sub>	-	0,08	0,09	0,06	-	-	Сл.
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	-	-	-	0,03	-	-
F	0,15	-	-	-	0,08	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	0,10	-	-
Сумма	100,25	99,58	99,44	99,28	99,95	100,36	100,14

Примечание к таблице 19. Образцы 9,11 - альбитизированный базальтовый порфирит, р. Худес, колл. Е.А.Крюкова (Демин и др., 1965); обр. 58 - альбитизированный дацитовый порфирит, р. Худес, колл. Т.Я.Гончаровой (Демин и др., 1965); обр. 56 - то же, хр. Ташлысырт, колл. А.А.Белова (Демин и др., 1965); обр. 61 - то же, р. Быккылыкол, колл. Е.А.Снежко (Демин и др., 1965); обр. 59 - то же, р. Худес, колл. Т.Я.Гончаровой (Демин и др., 1965); обр. 71 - альбитизированный липаритовый порфир, р. Худес, колл. Т.Я.Гончаровой (Демин и др., 1965); образцы 1,2,5 - альбитизированный базальтовый порфирит, р. Худес, колл. Т.Я.Гончаровой (Демин и др., 1965); обр. 57 - альбитизированный дацитовый порфирит, р. Худес, колл. Т.Я.Гончаровой (Демин и др., 1965); обр. 2129 - спилит с мелкой отдельностью, р. Худес, колл. Н.П.Лупановой, аналитик Н.Н.Никольская; обр. 260 - спилит без вкрапленников, из шара подушечной лавы, р. Даут, колл. Н.П.Лупановой, аналитик А.И.Гусева; обр. 4 - альбитизированный базальтовый порфирит, р. Худес, колл. Т.Я.Гончаровой (Демин и др., 1965); обр. 2124 - вариолит (спилит) из шара подушечной лавы, р. Худес, колл. Н.П.Лупановой, аналитик

## измененные лавы

	№ образца							
	69	70	75	72	73	10	50	60
		71,63	72,58	73,53	77,70	78,54	52,46	61,01
	0,24	0,14	0,32	0,83	0,92	0,56	0,97	0,53
	13,68	13,37	12,71	8,13	7,59	16,87	13,28	11,94
	0,80	1,13	2,20	1,43	1,52	4,81	2,81	3,71
	3,96	2,38	2,52	3,02	2,52	7,35	5,74	3,30
	0,07	-	0,17	0,10	0,11	0,11	0,18	0,08
	0,52	1,02	1,05	0,46	0,44	9,29	3,74	1,71
	0,39	0,75	1,24	1,38	1,38	1,77	3,68	2,15
	4,48	5,70	3,48	4,32	3,78	2,57	2,09	2,88
	1,12	0,64	Сл.	0,27	0,14	0,14	0,80	1,35
	1,54	-	0,17	0,10	2,29	0,06	1,14	0,87
	0,80	0,37	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	5,01	-	-
	-	1,65	2,30	1,40	1,45	-	3,90	2,67
	-	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	Сл.	0,11	0,11	-	0,09	0,07
	-	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-	-
	99,23	99,73	99,69	100,25	100,78	101,00	99,43	99,47

Н.Н.Никольская; обр. 8 - альбитизированный базальтовый порфирит, р. Худес, колл. Е.А.Крюкова (Демин и др., 1965); образцы 7,6 - то же, р. Худес, колл. Т.Я.Гончаровой (Демин и др., 1965); обр. 2123 - спилит (вариолит из шара), р. Худес, колл. Н.П.Лупановой, аналитик Н.Н.Никольская; обр. 257 - стекловатый цемент шаровой лавы (между шарами), р. Даут, колл. Н.П.Лупановой, аналитик А.И.Гусева; обр. 62 - альбитизированный дацитовый порфирит, р. Быккылыкол, колл. Е.А.Снежко (Демин и др., 1965); обр. 69 - альбитизированный липаритовый порфир, р. Худес, колл. Е.А.Снежко (Демин и др., 1965); обр. 70 - то же, западный склон горы Каракая, колл. того же автора; обр. 75 - то же, р. Худес, колл. Е.А.Крюкова (Демин и др., 1965); образцы 72, 73 - то же, р. Худес, колл. Т.Я.Гончаровой (Демин и др., 1965); обр. 10 - то же, р. Худес, колл. Е.А.Крюкова (Демин и др., 1965); обр. 50 - альбитизированный андезитовый порфирит, р. Худес, колл. Т.Я.Гончаровой (Демин и др., 1965); обр. 60 - альбитизированный дацитовый порфирит, р. Худес, колл. того же автора. В образцах 257 и 260 шеличи определены Е.Л.Бородиной.

Таблица 20

Числовые характеристики лав кызылкольской свиты

Числовые характеристики	№ образца						
	9	11	58	56	61	59	71
По А.Н. Заварицкому							
<i>a</i>	9,4	10,7	10,5	11,5	11,2	10,2	13,4
<i>c</i>	3,7	5,1	2,7	0,8	0,5	1,1	1,1
<i>b</i>	21,0	20,6	10,8	13,9	15,5	13,4	6,7
<i>S</i>	65,9	63,6	75,9	73,8	72,8	75,3	78,8
<i>m'</i>	12	26	25	14	30	0,6	29
<i>f'</i>	69	54	68	69	43	70	60
<i>c'</i>	19	-	7	-	-	24	-
<i>a'</i>	-	20	-	17	27	-	11
<i>t</i>	1,5	0,5	0,6	0,8	0,7	-	0,4
<i>n</i>	85	84	96	94	100	83	97
<i>Q<sup>1</sup></i>	+8,4	+0,7	+28,2	+23,8	+23,8	+29,1	+29,7
<i>φ</i>	58	45	35,4	36	19	40	35
<i>a/c</i>	2,6	2,1	3,9	14	22	9,3	12,2
По другим авторам							
<i>α</i>	28	32	20	6,5	4,3	9,7	7,6
<i>b'</i>	-	16,5	-	11,5	13,3	-	6,0
<i>Q<sup>1</sup></i>	-	+4,8	-	+26,2	+25,2	-	+30,4
<i>f</i>	0,84	0,67	0,7	0,8	0,6	0,9	0,7
<i>K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O</i>	0,24	0,26	0,06	0,09	-	0,29	0,04
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO</i>	6,2	6,4	1,2	1,3	1,0	1,4	1,6
<i>SL</i>	6,6	14,9	10,8	70,0	19,4	2,9	8,4
<i>F</i>	91	80	83	81	70	95	79
<i>qz</i>	+24	+5,8	+96	+96	+94	+113	+129

Сильное преобладание  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$  выражается в почти вертикальном наклоне векторов на известковой плоскости диаграммы и в значении  $n = 88-96$ . На известковой плоскости диаграммы фигуративные точки сильно сдвинуты к оси *Sb*, отражая деанортизацию плагиоклазов (*an* составляет 42-47%), вынос полевошпатовой извести.

Лавы типа Этны принадлежат к основным андезито-базальтам с повышенной щелочностью. Фигуративные точки составов располагаются довольно кучно, свидетельствуя о малой дифференциации магмы. Наклон векторов составов всех пород вправо отражает относительную свежесть лав и содержание среди цветных минералов в основном авгита. Почти вертикальное положение векторов вариолита (обр. 2124) указывает на присутствие гиперстена, а наклон векторов пикритового базальта влево (обр. 4, 7) - на измененность породы и пересыщенность ее глиноземом. Подтверждение наших

Числовые характеристики	№ образца						
	1	2	5	57	2129	260	4
По А.Н. Заварицкому							
<i>a</i>	8,2	6,7	5,0	15,3	11,5	15,0	13,6
<i>c</i>	7,2	5,0	3,6	1,3	4,8	3,6	2,0
<i>b</i>	28,6	30,0	35,0	9,9	22,6	22,0	24,4
<i>S</i>	56,0	58,5	56,4	73,5	60,7	59,4	60,0
<i>m'</i>	43	49	59	36	34	44	39
<i>f'</i>	47	39	21	38	39	52	50
<i>c'</i>	-	18	20	-	27	0,4	-
<i>a'</i>	10	-	-	26	-	-	11
<i>t</i>	0,6	0,5	0,3	0,5	1,2	0,7	1,6
<i>n</i>	96	92	88	97	90	100	84
<i>Q<sup>1</sup></i>	-11,6	-1,7	-0,8	+14,1	-7,4	-14,8	-9,2
<i>φ</i>	25	8	8	2,6	14,5	20,8	35
<i>a/c</i>	1,1	1,3	1,4	12	2,4	4,2	6,8
По другим авторам							
<i>α</i>	47	43	42	7,9	29	19	13
<i>b'</i>	25,7	-	-	8,4	-	-	21,7
<i>Q<sup>1</sup></i>	-8,7	-	-	+16,5	-	-	-6,5
<i>f</i>	0,5	0,4	0,2	0,5	0,5	0,09	0,6
<i>K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O</i>	0,06	0,13	0,21	0,15	0,16	0,09	0,26
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO</i>	1,2	0,4	0,7	0,07	0,7	0,73	2,7
<i>SL</i>	22,8	38,9	53,7	14,8	22,9	36,7	21,4
<i>F</i>	67	55	39	65	68	69	71
<i>qz</i>	-2,1	-37	-31	+58	-18	-30	+12

наблюдений мы видим в нормативном составе этих пород. Одни спилиты (обр. 2129, 260) содержат нормативные оливины и диопсиды, а другие (обр. 260), кроме того, нефелин в количестве 1,99 вес. %. Неизмененные базальтоиды (обр. 2123, 8, 6) содержат диопсиды и гиперстены, измененные (обр. 4, 2124, 7) - только гиперстены, кроме того, в них наблюдается нормативный корунд.

Значительная длина векторов у всех разновидностей свидетельствует о значительном содержании магнезии; это приближает данную ассоциацию пород к ассоциации Йеллоустонского парка. Во всех лавах  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  преобладает над магматической  $\text{FeO}$  ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  колеблется от 0,8 до 2,7).  $\text{Na}_2\text{O}$  также сильно преобладает над  $\text{K}_2\text{O}$ : - векторы наклонены круто вниз на левой части диаграммы: ( $n = 84 - 100$ ). Фигуративные точки составов базальтоидов на левой плоскости диаграммы сдвинуты к оси *Sb*. Это свидетельствует о метаморфизме пород и выносе из них полевошпатовой извести.

Таблица 20 (окончание)

Числовые характеристики	№ образца						
	2124	8	7	6	2123	257	62
	По А.Н.Заварицкому						
a	12,8	11,3	14,9	14,4	10,5	5,9	10,1
c	5,3	3,3	3,4	2,4	1,8	0,9	4,8
b	18,6	22,9	16,5	18,6	23,3	50,5	7,5
S	63,3	62,5	65,4	64,6	64,4	42,7	77,6
m	48	46	42	31	41	39	24
f	50	38	53	53	23	31	47
c'	0,2	16	-	16	36	-	-
a'	-	-	5	-	-	30	29
t	0,6	0,6	0,6	0,8	0,5	2,9	0,6
n	99	92	87	97	99	77	64
Q	-4,3	-0,9	-2,4	-2,0	+6,0	-27,3	+30,3
φ	31	16	25	22	13	14	15
a/c	24	3,4	4,4	6,0	6,0	6,5	2,1
	По другим авторам						
α	22	23	17	16	14	13	33
b'	-	-	15,5	-	-	35,0	5,2
Q	-	-	-1,6	-	-	-12,3	+32,6
f	0,5	0,4	0,5	0,6	0,3	0,4	0,6
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,01	0,15	0,23	0,05	0,01	0,42	0,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	1,8	0,8	1,0	0,8	1,6	0,97	0,5
SL	24,5	29,9	19,2	16,6	34,2	57,2	10,3
F	66	59	70	75	51	59	78
qz	-11	-3,5	-4,7	-6,7	+15	-40	+118

Почти все породы недосыщены кремнекислотой с колебанием Q и Q<sup>1</sup> от -14,8 до -0,9 и лишь спилит (обр. 2123) содержит избыточный кремнезем (Q = +6,0). Почти во всех лавах есть нормативный кварц (от 3,74 до 9,85) и лишь в спилитах 2129 и 260 он отсутствует.

Липариты и дацито-липариты (кислые выплавки) представляют собой кислую группу лав, резко отличающуюся по свойствам от предыдущих. Это наиболее известковистые разности (обр. 73, 62, 69, 72, 75). Породы, представленные образцами 75, 62, 69, пересыщены глиноземом, в то время как липарит (обр. 73) и липаритодацит (обр. 72) пересыщены известью. Все породы содержат нормативный гиперстен, а измененные разности (обр. 75, 62, 69) - корунд. Судя по небольшой длине векторов составов (обр. 73, 72), местами породы содержат значительные количества общего железа с преобладанием FeO над Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. В измененных лавах чаще больше окисного железа, чем магматического закисного. Среди щелочей преобладает Na<sub>2</sub>O. Кислые разности содержат избыточный кремнезем: значения Q и Q<sup>1</sup> изменяются от 32,6 до 53,7, количество нормативного кварца колеблется от 31,02 до 55,68 вес. %.

Числовые характеристики	№ образца							
	69	70	75	72	73	10	50	60
	По А.Н.Заварицкому							
a	10,9	12,8	7,2	9,4	8,1	5,2	6,0	8,4
c	0,4	0,9	1,4	0,4	0,9	1,9	4,5	2,7
b	10,7	7,2	12,0	5,8	4,9	36,9	17,8	11,4
S	78,0	79,1	79,4	84,4	86,1	56,0	71,7	77,5
m	08	22	14	13	14	40	37	26
f	40	43	35	68	72	28	46	55
c'	-	-	-	19	14	-	-	-
a'	52	35	51	-	-	32	17	19
t	0,2	0,1	0,3	0,7	0,8	0,8	1,7	0,5
n	86	94	100	96	98	97	79	76
Q	+34,0	+31,2	+43,0	+49,7	+53,7	-0,7	+27,3	+35,5
φ	6	12,7	15,0	20,2	23,6	10	14	27
a/c	27,6	9,5	5,1	23,2	15,8	2,8	1,3	3,1
	По другим авторам							
α	2,7	6,5	16	4,5	10	2,6	43	24
b'	5,0	4,7	6,2	-	-	25,0	14,8	9,2
Q	+38,5	+34,2	49,0	-	-	+11,0	+30,3	+37,7
f	0,8	0,6	0,7	0,8	0,8	0,4	0,6	0,7
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,25	0,11	Сл.	0,06	0,03	0,05	0,38	0,46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	0,2	0,5	0,8	0,4	0,6	0,6	0,5	0,4
SL	4,7	9,3	11,3	10,6	5,2	38,5	24,6	13,2
F	90	77	81	90	90	56	69	80
qz	+183	+160	+240	+304	+374	+13	+91	+151

Все породы формации в целом содержат малые количества TiO<sub>2</sub> (менее 1,0 вес. %), MnO (десятые доли процента), всегда присутствует P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, часто CO<sub>2</sub> и SO<sub>3</sub>.

С увеличением в породах содержания SiO<sub>2</sub> количества Mn, Fe (общ.) постепенно уменьшаются (фиг. 56), отношение 100·Ti/Fe резко увеличивается (фиг. 57).

На фиг. 58, а, б приведены вариационные кривые поведения главных элементов по С.Р.Ноколдсу и Р.Аллену. На треугольнике Mg-Si-(Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO) общая кривая для всех типов лав показывает падение содержания Mg и Fe (общ.) по мере возрастания количества кремнекислоты, т.е. при кристаллизационной дифференциации. С уменьшением количества MgO слабо увеличивается количество щелочей; оно сильно возрастает в кислых выплавках из коры (см. фиг. 58, б). Видно, что с увеличением щелочей содержание алюминия почти не изменяется, количество Ca падает и сильно возрастает - Na. Количество K, оставаясь постоянным, увеличивается лишь в конце процесса дифференциации. Распределение элементов-примесей в спилитах и вариолитах показано на фиг. 59, а, б.

Таблица 21

## Нормативный состав лав кызылкольской свиты

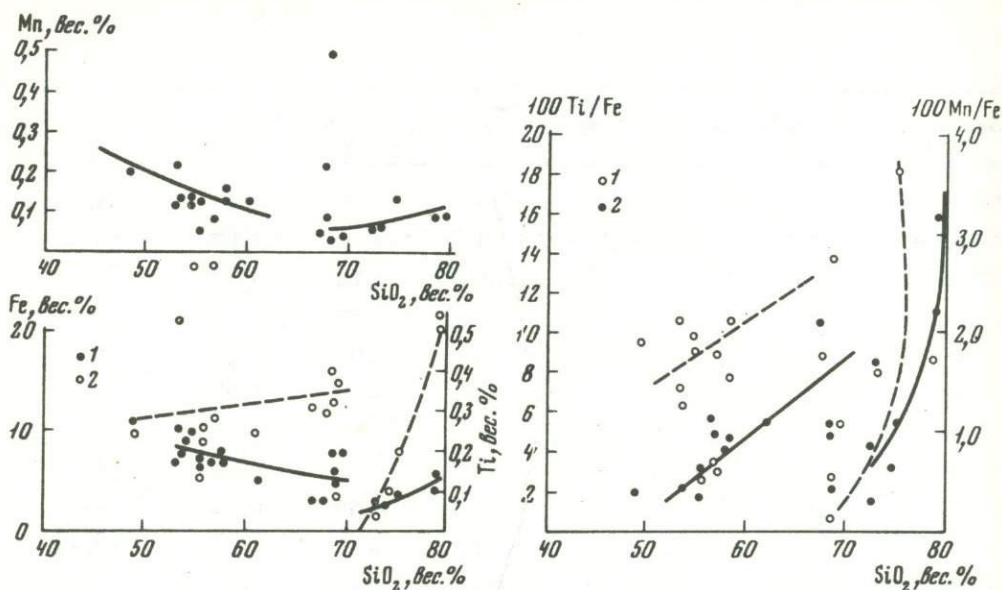
Нормативные материалы	№ образца						
	11	58	56	61	59	71	9
or	6,63	1,72	2,86	-	7,32	1,71	5,84
ab	33,80	40,50	44,17	46,55	34,44	54,8	30,80
an	20,14	11,18	3,43	-	4,50	1,43	14,89
ol	fo	-	-	-	-	-	-
	fa	-	-	-	-	-	-
wo	-	-	-	-	1,69	-	-
di	wo	-	1,79	-	-	3,95	-
	en	-	1,10	-	-	1,32	-
hy	fs	-	0,53	-	-	2,80	-
	en	7,68	2,94	3,20	7,69	-	2,68
c	fs	2,62	1,50	2,58	3,37	-	0,27
	il	2,94	-	1,89	4,27	-	1,77
mt	0,75	1,09	1,41	1,24	-	0,72	-
tn	3,02	6,67	9,04	5,44	9,59	3,79	7,53
hm	2,73	-	-	-	-	-	2,89
ap	7,60	-	-	-	-	-	9,05
Q	-	0,69	-	1,03	-	1,38	0,36
Q	12,09	30,30	31,42	30,41	34,39	31,42	20,10

Таблица 21 (окончание)

Нормативные минералы	№ образца						
	2124	8	7	6	2123	257	62
or	0,58	4,05	8,22	1,67	0,56	6,12	15,12
ab	49,07	41,40	50,34	55,48	43,45	19,92	24,66
an	20,81	14,16	11,15	10,54	7,79	3,89	17,45
ol	fo	-	-	-	-	3,06	-
	fa	-	-	-	-	0,61	-
di	wo	-	5,80	-	4,07	15,52	-
	en	-	4,02	-	2,81	12,82	-
hy	fs	-	1,32	-	0,79	0,79	-
	en	13,25	12,46	10,07	6,02	2,31	32,82
c	fs	1,24	4,16	4,04	5,67	0,13	3,44
	il	0,43	-	1,61	-	-	13,26
mt	-	0,95	0,96	1,21	0,76	2,88	0,95
tn	9,86	6,49	7,08	6,95	6,02	13,66	1,94
ap	1,02	-	-	-	-	-	-
Q	-	0,70	1,07	1,01	-	0,34	1,06
Q	3,74	4,49	5,46	3,78	9,85	-	31,02

№ образца						
1	2	5	57	2129	260	4
1,17	2,34	2,78	6,24	5,00	0,56	8,76
30,28	24,73	18,87	56,08	41,98	55,57	45,65
29,20	21,57	15,85	5,66	19,78	14,46	1,46
-	-	-	-	3,52	9,71	-
-	-	-	-	2,04	6,11	-
-	-	-	-	-	1,99	-
-	9,50	14,05	-	10,35	1,28	-
-	5,52	10,64	-	6,33	0,80	-
-	2,77	1,98	-	3,43	0,40	-
18,13	17,52	22,52	5,42	-	-	14,32
4,72	8,98	13,30	6,05	-	-	2,28
2,14	-	-	2,28	-	-	4,18
0,80	0,64	0,46	0,93	1,67	0,91	-
11,92	4,37	5,33	0,47	5,56	7,87	9,71
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	3,51
-	0,36	-	0,35	0,34	0,34	2,82
1,64	1,70	3,30	16,52	-	-	7,31

№ образца							
69	70	75	72	73	60	10	50
6,89	51,13	-	1,69	0,57	8,34	0,56	5,00
38,93	4,12	30,34	36,67	32,57	25,15	23,01	18,35
2,01	2,65	5,47	1,98	-	6,11	9,15	12,52
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	2,59	-	-	-	-
-	-	-	0,70	-	-	-	-
-	-	-	1,98	-	-	-	-
1,35	3,36	2,70	0,52	1,12	4,42	24,03	9,74
6,53	0,32	2,59	1,25	2,15	2,24	9,22	7,26
4,52	-	5,27	-	1,35	3,67	9,65	4,79
0,47	1,72	0,63	1,54	1,70	1,06	1,06	1,97
1,20	2,06	3,35	2,11	2,12	5,55	7,18	4,17
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	0,35	0,34	2,74	2,02	0,34	2,69
38,10	34,64	49,30	48,65	55,68	41,44	15,80	33,51

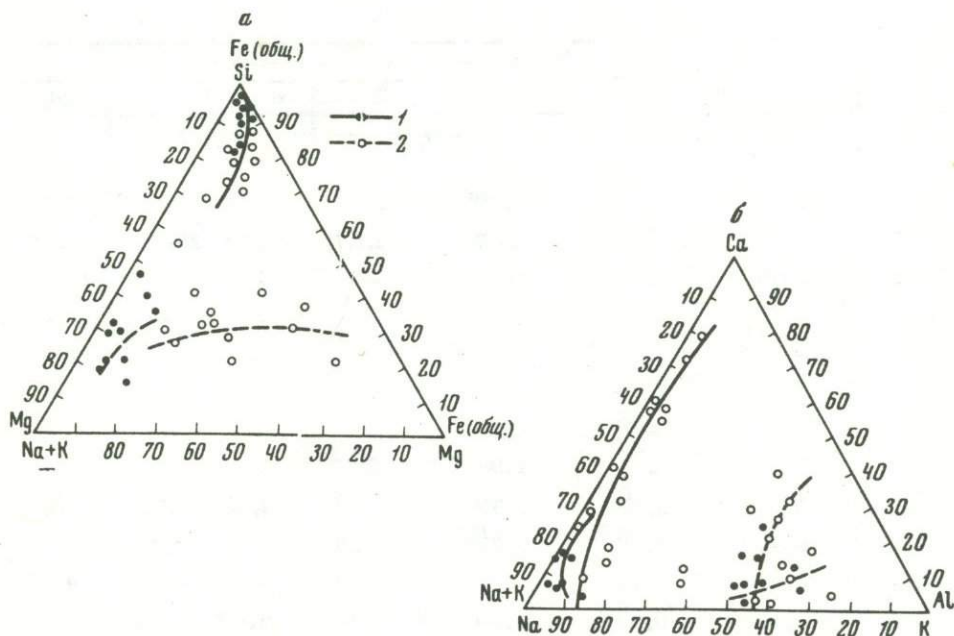


Фиг. 56. Поведение Fe, Ti, Mn в ходе дифференциации магмы (по И.И. Абрамовичу и Е.Б. Высокоостровской); кызылкольская свита

1 - Fe; 2 - Ti

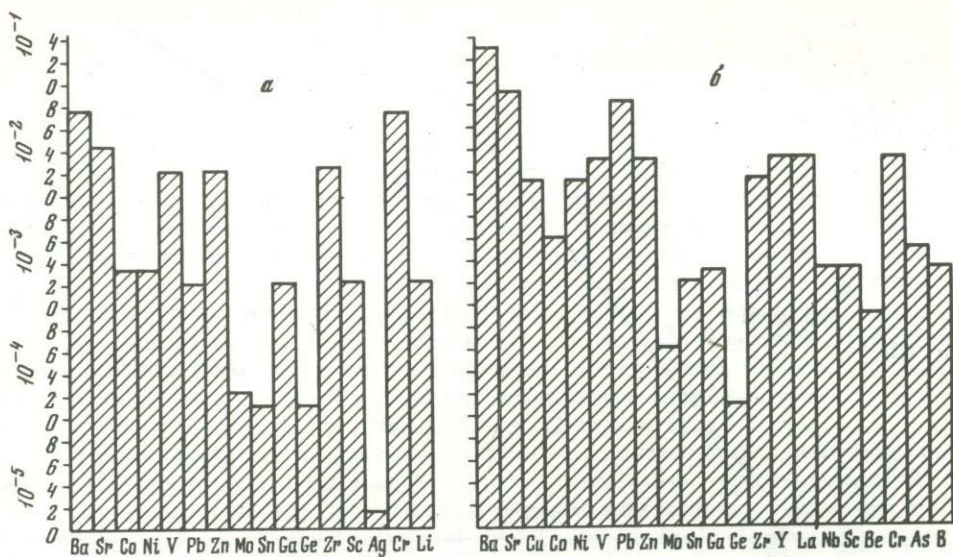
Фиг. 57. Поведение отношений  $100 \cdot \text{Ti}/\text{Fe}$  и  $100 \cdot \text{Mn}/\text{Fe}$  в ходе дифференциации магмы (по И.И. Абрамовичу и Е.Б. Высокоостровской); кызылкольская свита

1 -  $100 \cdot \text{Mn}/\text{Fe}$ ; 2 -  $100 \cdot \text{Ti}/\text{Fe}$

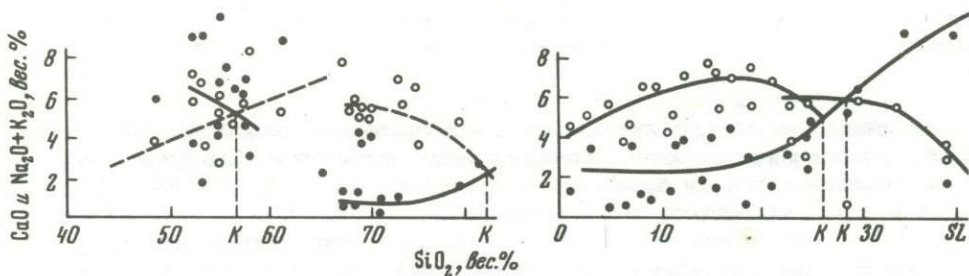


Фиг. 58. Вариационная диаграмма для лав кызылкольской свиты (по С.Р. Нокколду и Р. Аллену)

Условные обозначения см. фиг. 30



Фиг. 59. Распределение элементов-примесей (акцессорных) в вариолитах (а) и в спилитах (б) кызылкольской свиты



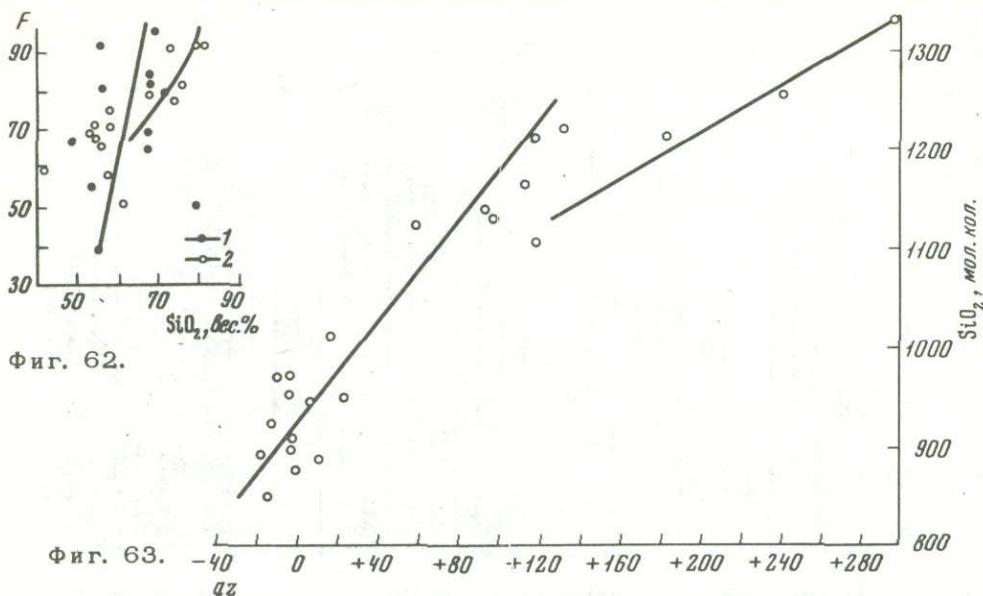
Фиг. 60. Соотношение между известковистостью кислых и основных лав кызылкольской свиты и значением щелочно-известкового индекса (по М.А. Пилкоку)

Условные обозначения см. фиг. 24

Фиг. 61. Соотношение между известковистостью лав кызылкольской свиты и значением коэффициента затвердевания (по Х. Куно)

Условные обозначения см. фиг. 24

Принадлежность основных лав формации к известково-щелочному типу магм, а кислых - к известковому подтверждается значениями индекса Пикока, равными 55,8 и 80,0 (фиг. 60) и индекса Куно, равного 28 (фиг. 61). На фиг. 62, рассчитанной по методу Осборна в координатах "коэффициент фракционирования -  $\text{SiO}_2$ ", кривая, характеризующая  $F$  для основных лав, имеет форму и наклон, типичные для толеитовой ветви кристаллизации базальтовой магмы. Группе кислых выплавов отвечает более пологая кривая - "риолитовая ветвь", независимая от толеитовой кривой. Кривые  $F - \text{SiO}_2$  по форме близки к гиперболе, причем выпуклость кривых обращена к началу координат, что также характерно для производных толеитовой магмы. На диаграмме насыщения пород кремнекислотой (по Ю.М.Шейнманну) также видно, что для исследованных лав родоначальной является толеитовая магма (фиг. 63).



Фиг. 62.

Фиг. 63.

Фиг. 62. Фракционирование в ходе дифференциации магмы (по Е.Ф. Осборну); кызылкольская свита

1 - толеитовая кривая; 2 - риолитовая кривая

Фиг. 63. Насыщение лав кызылкольской свиты кремнекислотой (по Ю.М. Шейнману)

Основные лавы кызылкольской свиты - производные толеитовой магмы - контаминированы гранитоидами или осадочным материалом. Скорее всего, этими чуждыми породами были гнейсы докембрия, слагающие кровлю базальтового очага и являющиеся выплавками из верхней части вулканического канала. М. Ямасаки (Yamasaki, 1956) показал, что при контаминации магмы кислым материалом (гранитным или глинистым) в породах увеличивается отношение  $K_2O/Na_2O$ . В породах, отвечающих II, III и IV типам А.Н.Заварицкого, средние отношения  $K_2O/Na_2O$  имеют соответственно значения 0,14; 0,14; 0,20. Присутствие различных типов базальтовых пород в единой формации свидетельствует об изменении состава магмы в очаге. Подобные особенности отмечал еще А.Н.Заварицкий, который писал: "Кроме таких изменений в составе лав, которые выражаются гомодромным или антидромным смещением векторов вдоль некоторой вариационной линии, происходят изменения в составе продуктов извержений, выражающиеся на диаграммах в виде смещения самих вариационных линий...". Далее, "относительно причины такого смещения, которым определяется прежде всего самый тип естественной ассоциации изверженных горных пород, могут быть предложены разные гипотезы, но по существу оно не может считаться достаточно выясненным" (Заварицкий, 1950, стр. 396). Г.С.Йодер, К.Э.Тилли (1965, стр. 233) отмечают: "Если магма образуется и локализуется в земной коре, то последовательность кристаллизации подчиняется уже известному закону. Вариации в составе магмы могут быть результатом осаждения кристаллов, газового выноса, контаминации и т.д.". "Большее давление в общем приводит к появлению более щелочных базальтовых жидкостей, а меньшее - толеитовых" (там же, стр. 232). "Поэтому есть основание полагать, что образование магмы могло иметь место в определенных районах на глубинах до 50 км" (там же).

Вулканогены этой свиты на основании их химизма и петрохимических особенностей должны быть отнесены к контрастной кератофир-спилитовой формации нормальной и повышенной щелочности.

## Семиродниковская свита

Семиродниковская свита ( $D_{2-3}$  или  $D_3^1$ ) представлена контрастными слабо дифференцированными основными лавами базальтового и андезито-базальтового состава, часто с повышенной щелочностью (особенно велико количество  $K_2O$ ). Лишь в верхах свиты появляются редкие потоки кератофиров и кварцевых кератофиров. Породы свиты встречаются в западной части Бескесско-Марухской структурно-формационной зоны к северу от Передового хребта на следующих участках: в верховьях долины руч. Никитина — правого притока р. Малой Лабы, в верховьях левых притоков р. Андрюк, на горе Хацавитой, в верховьях левых притоков р. Большой Лабы, стекающих с восточного склона горы Малый Пшиер, в среднем течении р. Пшицерки, на р. Уруп выше Новоурупского колчеданного месторождения. В зоне Передового хребта эти образования прослежены Г.Д.Афанасьевым на р. Марухе в пределах хребта Ужум Второй; они встречаются и на р. Даут в районе колчеданного месторождения; в литературе они отмечаются в верховьях бассейна р. Худес (Демин и др., 1965).

Для пород формации характерны покровы, возможно потоки, основных лав порфировой структуры с обильными интрателлурическими вкрапленниками авгита и плагиоклаза, часто с повышенным содержанием щелочей (особенно  $K_2O$ ). Характерен так же высокий коэффициент эксплозивности — покровы переслаиваются с туфами. В разрезе формации наблюдаются сланцы различного состава: поизит-эпидотовые, хлорит-пумпеллиитовые, кремнистые; часто встречаются радиолариты, филлитовые сланцы, элидозиты, алевролиты, песчаники, вторичные кварциты. С породами формации связаны жилы и скопления актинолит-асбеста и месторождения полиметаллических колчеданных руд.

К указанной формации мы относим также следующие образования: 1) пластовые тела (силлы) габброидов нормальной щелочности, внедрившиеся в вулканогенно-сланцевую толщу ( $D_{2-3}$  или  $D_3^1$ ); мощность тел 70–100 м (Аянов, 1962); 2) гипабиссальные тела  $D_2^1$ , образующие караваяобразные и мелкие интрузии в филлитовых сланцах (поперечник их у основания составляет несколько десятков метров), дайки сиенито-диоритовых, диоритовых, кварц-диоритовых порфиритов; дайки фельзита, граносиенита, ортофира; нект граносиенит-порфира; дайки лампрофилов (керсантита, минетты, натровой минетты), жилы альбитита.

В табл. 22 приведены химические составы этих пород, в табл. 23 — их различные петрохимические характеристики.

Из петрохимической диаграммы (фиг. 64) следует, что формация объединяет андезито-базальты и базальты двух типов: с нормальной (обр. 35, 44, 39, 36, 43) и с повышенной щелочностью (обр. 45, 2023, 2082, 4 и 38). Фигуративные точки составов базальтов с повышенной щелочностью лежат вблизи кривой IV, отделяющей породы известково-щелочного состава, расположенные влево от нее, от пород щелочных, расположенных от нее вправо.

Векторы базальтов с повышенной щелочностью отклонены в правую сторону, это отражает содержание в породах авгита, затронутого незначительным метаморфизмом пумпеллиитовой ступени среднетемпературной стадии (Коржинский, 1948). Относительную свежесть пород и отсутствие выноса полевошпатовой извести отражают векторы известковой плоскости диаграммы: фигуративные точки их составов лежат на кривой IV. Порфирит, представленный обр. 38, изменен вследствие выноса полевошпатовой извести, и фигуративная точка его состава расположена правее вариационной линии IV. На некоторую альбитизацию плагиоклазов указывает их заниженная основность: значения коэффициента  $\alpha$  изменяются от 40 до 29. Суммарное железо присутствует в лавах в количестве 9,4 — 11,8 вес. %, магнезия — 5 — 6,5 вес. %. Породы недосыщены  $SiO_2$  ( $Q$  = от -9,4 до -24,0). Количество щелочей изменяется от 5,0 до 6,8 вес. %, достигая в отдельных образцах 8% (обр. 38). Среди щелочей обычно преобладает  $Na_2O$ , но иногда содержание  $K_2O$  достигает 3,73 вес. % (обр. 2023) — это отражено на левой части диаграммы

Таблица 22

Химический состав (в вес. %) вулканитов семиродниковской (картжюрской) свиты

Компоненты	№ образца					
	2023	2082	4	2430	45	38
SiO <sub>2</sub>	47,28	47,46	48,74	49,66	46,42	49,25
TiO <sub>2</sub>	0,92	0,92	0,86	0,57	0,64	0,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,04	16,77	18,15	15,62	17,10	18,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,79	6,00	1,73	2,77	3,80	2,08
FeO	5,64	4,70	7,13	8,07	5,36	7,65
MnO	0,19	0,16	0,31	0,17	0,25	0,01
MgO	6,52	5,02	4,70	7,24	5,95	5,24
CaO	7,74	7,94	5,70	10,66	10,45	6,08
Na <sub>2</sub> O	2,06	3,26	4,00	1,41	3,11	7,34
K <sub>2</sub> O	3,73	3,53	2,18	0,27	2,07	0,90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,47	0,79	0,30	0,01	0,43	-
CO <sub>2</sub>	-	0,54	0,94	0,00	-	-
S	0,02	0,05	-	-	SO <sub>3</sub> 0,07	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,12	0,11	0,65	0,30	0,22	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,41	2,89	4,26	2,93	5,09	0,50
П. п. п.	-	-	-	-	-	7,61
Cl	сл.	не опр.	-	0,0	-	-
F	0,03	Cl 0,04	-	-	-	-
BaO	0,13	0,10	0,14	0,06	-	-
Сумма	100,09	100,28	99,79	99,74	100,96	99,89

Примечание к таблице 22. Обр. 2023 - базальтовый порфирит из покрова, левый приток р. Андрюк, колл. Н.П.Лупановой; обр. 2082 - то же, гора Хацавитая, колл. того же автора; обр. 2430 - то же, р. Андрюк, колл. того же автора; образцы 46,49 - то же, р. Большая Лаба, колл. В.М.Аянова (1962); обр. 35 - базальтовый порфирит из покрова, р. Даут, колл. Е.А.Снежко (Демин и др., 1965); обр. 44 - то же, р. Большая Лаба, колл. В.М.Аянова (1962); обр. 36 - то же, р. Даут, колл. Е.А.Снежко (Демин и др., 1965); образцы 43,38 - то же, р. Маруха, колл. Г.Д.Ажгирей (Демин и др., 1965); обр. 4 - андезито-базальтовый порфирит из дайки, хр. Ужум, колл. Г.Д.Афанасьева; обр. 2003 - то же (покров), левый приток р. Андрюк, колл. Н.П.Лупановой; обр. 39 - то же, р. Уруп, колл. Ю.Д.Бочкового (1954); обр. 37 - то же, р. Кубань, колл. А.М.Де-

наклоном векторов влево; значительная длина их связана с повышенным содержанием магнезии.

Лавы с нормальной щелочностью представлены андезито-базальтами (обр. 35, 44, 39, 36, 43). Векторы этих пород на щелочной плоскости диаграммы наклонены круче, т.к. цветной минерал представлен ромбическим пироксеном. В измененных разностях плагиоклазы представлены № 18-19, в более свежих породах наблюдаются более основные плагиоклазы (37-44% *an*). На известковой части диаграммы видна деанортизация плагиоклазов. Количество глинозема колеблется от 15,9 до 21,6 вес. %; суммарного железа - от 9,4 до 14,1 вес. % при содержании MgO - 5,4 до 9,6 вес. %. Породы обычно

Компоненты	№ образца						
	46	49	35	44	36	43	39
SiO <sub>2</sub>	47,94	49,44	54,20	47,03	48,90	45,56	55,21
TiO <sub>2</sub>	0,85	0,80	0,60	0,75	1,15	0,23	0,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,18	8,35	15,02	20,46	16,07	17,70	15,56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,16	12,11	2,81	6,40	5,51	5,66	4,20
FeO	7,00	8,85	7,42	4,66	7,62	5,80	4,84
MnO	0,10	0,19	0,27	0,19	0,25	0,03	0,05
MgO	6,87	7,05	9,10	7,66	5,10	5,14	6,45
CaO	6,31	6,28	1,90	1,65	4,69	5,83	5,29
Na <sub>2</sub> O	0,48	1,44	2,88	1,55	4,10	2,40	3,67
K <sub>2</sub> O	3,04	2,18	0,07	4,04	0,43	2,82	0,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,46	0,52	0,35	0,43	0,25	-	-
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	-
S	SO <sub>3</sub> 0,16	0,11	0,41	0,04	0,78	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	3,98	-	0,30	-	0,16	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,82	-	-	5,43	-	-	3,96
П. п. п.	-	-	4,22	-	4,82	8,59	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-
BaO	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100,52	101,20	99,25	100,59	99,78	99,92	100,06

мина и др. (1965); обр. 67 - андезитовый порфирит, р. Маруха, колл. Г.Д.Ажгирей (Демин и др., 1965); обр. 97 - дацитовый порфирит, р. Власничиха, колл. В.В.Свиридова (Демин и др., 1965); обр. 95 - то же, р. Даут, колл. Е.А.Снежко (Демин и др., 1965); обр. 98 - липаритовый порфир, р. Власничиха, колл. В.В.Свиридова (Демин и др., 1965); обр. 96 - то же, р. Даут, колл. Е.А.Снежко (Демин и др., 1965); образцы 2234, 2073, 1948, 1945, 1996 - трахибазальтовый порфирит, бассейн рек Большой Лабы и Бескеса, колл. Е.А.Снежко (Демин и др., 1965); в обр. 2234 - щелочи определены аналитиком Л.М.Крутецкой, в остальных образцах - аналитиками А.И.Погребинской и И.К.Полтениной; обр. 2068 - мандельштейн базальтового порфирита, р. Андрюк, автор и аналитики те же; обр. 2070 - эпидозит, гора Хацавитая, автор и аналитики те же.

пересыщены кремнекислотой ( $Q = +12,5$  до  $+34,6$ ), редко недосыщены ( $Q = -4,2$  до  $-11,3$ ). Количество щелочей переменено и колеблется от 3,11 до 5,8 вес. %.

В случаях преобладания среди щелочей K<sub>2</sub>O на левой части диаграммы векторы составов полого наклонены влево, остальные почти вертикальны.

Следует отметить присутствие пород более основных, чем нормальные известково-щелочные базальты (обр. 46 и 49). Судя по наклону векторов на правой плоскости диаграммы эти породы содержат авгит, заниженные количества глинозема (7-8 вес. %), повышенные - суммарного железа, достигающего 13-21 вес. %, близкие к базальтам количества MgO (около 7 вес. %)

Таблица 22 (окончание)

Компоненты	№ образца						
	37	2003	67	97	95	98	96
SiO <sub>2</sub>	56,56	55,78	66,31	70,07	71,20	72,98	77,05
TiO <sub>2</sub>	0,55	0,58	0,36	-	0,15	0,10	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,14	15,50	14,29	12,97	15,47	12,40	13,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,99	3,16	2,98	3,77	1,70	0,69	0,41
FeO	5,74	7,19	2,48	2,97	0,72	2,83	1,61
MnO	0,15	0,16	0,01	-	0,10	0,05	0,04
MgO	3,80	5,00	3,61	0,46	2,00	0,37	0,60
CaO	5,29	6,02	3,45	3,61	2,35	2,28	1,04
Na <sub>2</sub> O	1,72	2,47	2,19	1,57	2,78	3,25	2,06
K <sub>2</sub> O	Сл.	0,07	0,55	1,36	1,40	0,08	1,68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	0,05	-	-	0,05	0,05	0,05
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	-
S	-	0,02	-	SO <sub>3</sub> 0,34	0,10	-	0,10
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	0,07	0,18	0,40	-	0,18	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	3,96	3,24	-	-	-	-
П.п.п.	3,58	-	-	3,75	2,13	2,54	2,14
Cl	-	Сл.	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-
BaO	-	-	-	-	-	-	-

Сумма 100,52 100,03 99,65 101,27 100,15 97,75 99,95

и CaO (около 6 вес. %). Основность плагиоклаза занижена (№ 30), что свидетельствует о выносе полевошпатовой извести (сдвиг фигуративных точек на левой части диаграммы к ординате *Sb*). Содержание щелочей составляет около 3,5 вес. %, преобладает K<sub>2</sub>O. Порода недосыщена кремнием ( $Q = -1,8$  до  $-3,0$ ).

Все основные породы характеризуются общими чертами: довольно высоким содержанием магнезии, частым преобладанием K<sub>2</sub>O над Na<sub>2</sub>O, малыми содержаниями титана (менее 1 вес. %), переменными количествами глинозема (15,9 - 21,6). Сумма железа колеблется от 9,4 до 14,1 вес. %, магнезии - от 5,0 до 9,6 вес. %.

Эти колебания более значительны для андезитов-базальтов. Суммарные количества щелочей меняются в них от 3,11 до 8,2 вес. %, при содержании K<sub>2</sub>O, достигающем 3,04.

Резко отличается химизм группы кислых пород - кератофилов и кварцевых кератофилов (обр. 95, 96, 97, 98), фигуративные точки которых образуют обособленную повышенно-известковистую группу. На диаграмме они отделены от агдезитов-базальтов значительным перерывом вследствие отсутствия анализов промежуточных разновидностей. Векторы составов всех пород группы кератофилов и кварцевых кератофилов направлены полого влево (правая часть диаграммы), свидетельствуя об избытке глинозема. Среднее количество в них магнезии колеблется от 0,39 до 2,04 вес. %, суммарного железа - от 2 до 4 вес. %; кальция - от 1,07 до 3,73 вес. % и щелочей от 3,0 до

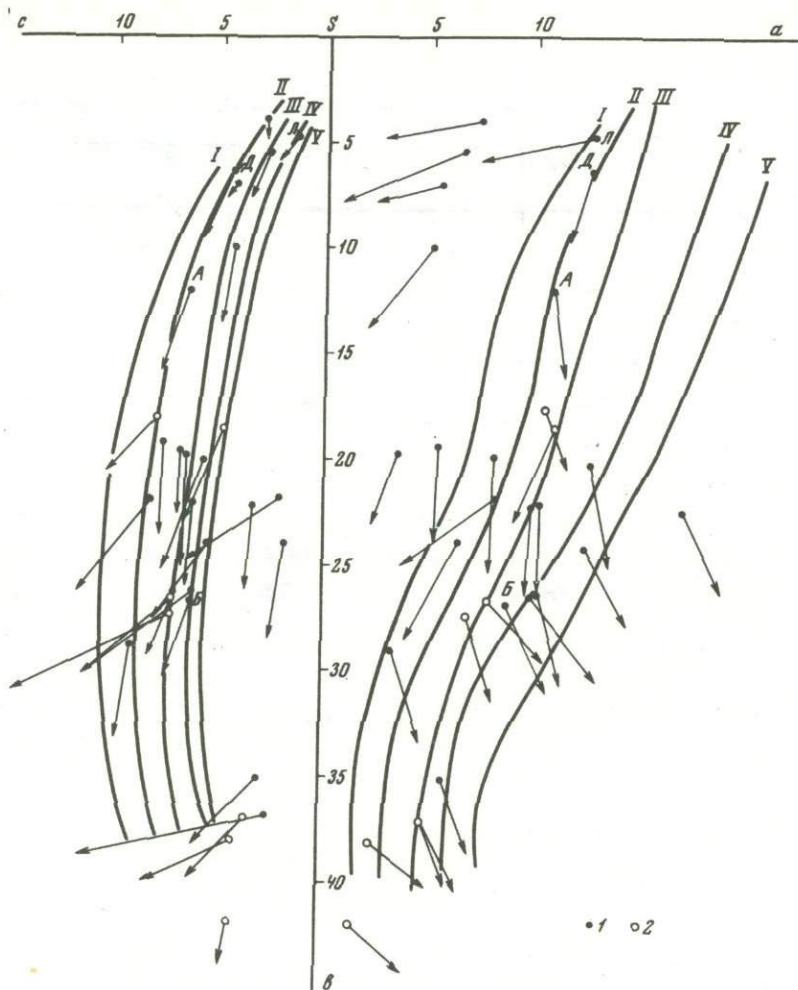
Компоненты	№ образца						
	2234	2073	1948	1945	1996	2068	2070
SiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	-
TiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-
FeO	-	-	-	-	-	-	-
MnO	-	-	-	-	-	-	-
MgO	-	-	-	-	-	-	-
CaO	-	-	-	-	-	-	-
Na <sub>2</sub> O	2,12	1,40	3,53	2,33	3,02	2,34	1,00
K <sub>2</sub> O	0,14	5,96	1,78	3,10	1,51	1,82	0,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	-	-
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	-
S	-	-	-	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	-	-	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-
BaO	-	-	-	-	-	-	-

4,3 вес. %, с преобладанием Na<sub>2</sub>O над K<sub>2</sub>O; содержание TiO<sub>2</sub> и MnO незначительное, до полного их исчезновения.

Значительный перерыв между основными и кислыми разностями, возможно, свидетельствует о разных магматических источниках, давших эти породы. Известковый состав кислых лав, резко отличный от известково-щелочного состава основных эффузивов, подтверждает отсутствие связи с последними.

Табл. 24 иллюстрирует содержание характерных нормативных минералов в лавах семиродниковской свиты. Во всех породах присутствуют альбит, анортит, ортоклаз. Последний отсутствует только в базальте нормальной щелочности (обр. 37). Кварц обычен во всех породах, кроме базальтов с повышенной щелочностью и базальта с нормальной щелочностью (обр. 43). Все породы содержат рудные минералы: магнетит, ильменит, иногда гематит и пирит. Оливин присутствует в обеих разновидностях базальтов. Диопсид содержится в более основных базальтах и отсутствует в базальте с повышенной щелочностью (обр. 38) и в базальтах с нормальной щелочностью (обр. 35, 36, 43). Гиперстен есть во всех породах, кроме базальтов с нормальной щелочностью (2082, 4, 45, 38). Корунд обнаружен только в более кислых породах; апатит встречается почти во всех породах; там, где его нет, возможно, не определяли P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

В табл. 25 приведен химический состав субинтрузивных тел (силлов) основного состава. Табл. 26 содержит петрохимические характеристики этих пород.



Фиг. 64. Вариационная диаграмма петрохимических типов лав и габброидов семиродниковской свиты (по А.Н. Заваришкому)

1 - лавы; 2 - габброиды; остальные условные обозначения см. фиг. 23

На петрохимической диаграмме (см. фиг. 64) видно, что рой фигуративных точек составов субинтрузивных тел сильно вытянут вдоль вариационной кривой III, что свидетельствует об известково-щелочном типе пород и далеко зашедшей дифференциации; при этом составы наиболее основных пород (обр. 31, 34, 35) приближаются к ультраосновным породам. Породы субинтрузивных тел не пересыщены щелочами, имеют известковистый состав (обр. 34 очень близок к составу наиболее основного вулканита, обр. 46). Фигуративные точки пород всех субинтрузивных тел, как свежих, так и в разной степени измененных, лежат на той же известково-щелочной кривой III - породы близки к вулканитам с нормальной щелочностью. По составу они изменяются от основных базальтов с повышенной основностью до андезито-базальтов, почти всегда недосыщены  $\text{SiO}_2$ . В большинстве случаев, судя по наклону векторов вправо на щелочной плоскости диаграммы, породы содержат авгит. Лишь интенсивно измененный габброид (обр. 13) пересыщен глиноземом и вектор его состава направлен полого влево. Длина векторов близка к длине векторов вулканитов в правой части диаграммы, что свидетельствует о близких содер-

жаниях  $MgO$  и  $(Fe_2O_3 + FeO)$  для габброидов и вулканитов формации. Фигуративные точки составов габброидов (левая часть диаграммы) расположены близко к кривой III; это свидетельствует о нормальном содержании в породах полевошпатовой извести (коэффициент  $\alpha$  меняется для наиболее основных разностей в пределах 57–66, для обр.  $3_4\alpha = 37$  вследствие выноса некоторого количества этой извести). Наклон векторов влево в левой части диаграммы отражает большее содержание в породах  $K_2O$ , чем  $Na_2O$ . Для габброидов характерны малые содержания  $TiO_2$  (1,0 вес. %).

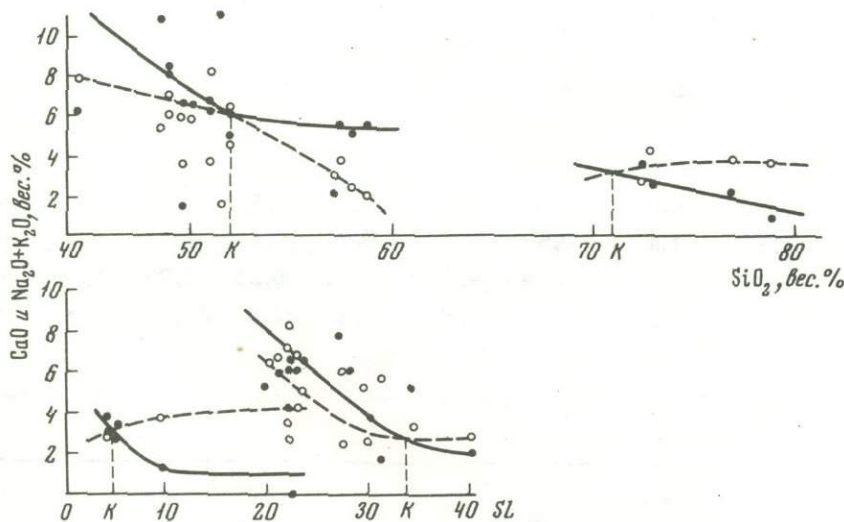
Из табл. 27 видно, что породы субинтрузивных тел этой формации переиснены нормативным кварцем, постоянно содержат гиперстен, плагиоклазы, ортоклаз, ильменит, магнетит (преобладает над ильменитом), часто встречается диопсид. Лишь интенсивно измененный габброид содержит корунд, а не диопсид и ильменит; присутствие корунда характерно для измененных пород.

На вариационных диаграммах (фиг. 65, 66) показаны разрывы кривых для основных и кислых лав: основные породы относятся к щелочно-известковым сериям (индекс Пикока – 52, индекс Куно – 32), кислые же разности принадлежат к известково-щелочной и толеитовой сериям пород (индекс Пикока – 71, индекс Куно – 32).

На фиг. 67, 68 приведены аналогичные кривые для габброидов той же формации. Значение индексов Пикока (53,4) и Куно (29,4) позволяет считать, что габброиды также принадлежат к щелочно-известковым сериям.

Кривые (фиг. 69, 70) подтверждают наши представления о двух различных магматических источниках для основных и кислых вулканитов.

Для основных лав, при увеличении  $SiO_2$  до 55 вес. %, количество железа и титана падает соответственно до 6 и 0,2–0,3 вес. %. Количество марганца остается постоянным. В кислых лавах количество железа при поокислении лав резко уменьшается, марганец и титан остаются почти без изменения.



Фиг. 65. Соотношение между известковистостью кислых и основных лав семиродниковской свиты и значением щелочно-известкового индекса (по М.А. Пикоку)

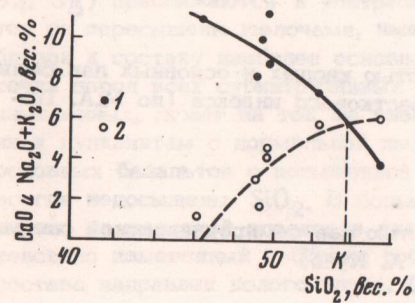
Условные обозначения см. фиг. 24

Фиг. 66. Зависимость между известковистостью лав семиродниковской свиты и значением коэффициента затвердевания (по Х. Куно)

Условные обозначения см. фиг. 24

## Числовые характеристики лав семиродниковской свиты

Числовые характеристики	№ образца								
	2023	2082	4	2430	45	38	46	49	35
По А.Н.Заварицкому									
a	10,5	12,9	13,1	3,7	10,4	17,5	5,3	6,2	6,8
c	6,1	5,4	5,6	9,0	6,9	3,2	2,2	2,6	1,6
b	26,4	24,1	20,1	29,0	26,4	22,2	37,0	35,2	31,7
S	57,0	57,6	61,2	59,3	56,3	57,1	55,5	56,0	59,9
m'	42	37	47	46	42	40	32	34	46
f'	44	43	43	38	33	41	55	52	29
c'	14	20	10	16	33	19	13	14	-
a'	-	-	-	-	-	-	-	-	25
t	1,3	1,4	1,3	0,8	1,0	0,7	1,3	1,2	7,4
n	46	59	74	88	70	92	19	50	87
Q	-13,1	-16,0	-9,4	+2,2	-15,1	-24,0	-1,8	-3,0	+4,6
φ	19	23	8	12	13	8	37	29	7
a/c	1,7	2,4	2,3	0,3	1,5	5,4	2,4	2,4	4,2
f'/m'	1,0	1,2	0,9	0,8	0,8	1,0	1,7	1,5	0,6
По другим авторам									
α	36	29	29	7	40	15	30	30	19
b'	-	-	-	-	-	-	-	-	23,8
Q'	-	-	-	-	-	-	-	-	+12,5
f	0,5	0,6	0,5	0,4	0,5	0,5	0,6	0,6	0,4
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1,8	1,1	0,5	0,2	0,6	0,1	6,3	1,5	0,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	1,03	1,28	0,24	0,34	0,71	0,25	0,93	1,36	0,38
SL	27,5	22,3	23,8	36,6	29,3	22,6	20,5	22,3	40,9
F	63	67	65	60	60	65	86	74	54
qz	-26	-35	-24	-21	-26	-52	-7	-7	+14



Фиг. 67. Соотношение между известковистостью габброидов семиродниковской свиты и значением щелочно-известкового индекса (по М.А. Пикоку)

1 — составы габброидов на известковой кривой; 2 — то же на щелочной кривой; К — щелочно-известковый индекс

Числовые характеристики	№ образца										
	44	36	43	39	37	2003	67	97	95	98	96
По А.Н.Заварицкому											
a	8,5	10,3	10,7	8,4	3,8	5,8	5,4	5,6	6,6	7,4	6,5
c	1,9	6,1	8,1	6,5	6,8	7,6	4,2	4,3	2,7	2,8	1,2
b	38,9	22,6	22,2	19,8	22,0	19,7	15,8	10,1	13,0	7,5	10,1
S	50,7	61,0	59,0	65,3	67,4	66,9	74,6	80,0	77,7	82,3	82,2
m'	32	41	45	57	31	46	38	8	25	9	10
f'	24	57	55	42	59	52	31	61	16	42	17
c'	-	-	1	1	-	-	-	-	-	-	-
a'	44	2	-	-	10	2	31	31	59	49	73
t	1,2	1,8	0,4	1,0	0,7	0,7	0,5	-	0,2	0,1	0,1
n	37	94	56	98	100	97	86	62	71	98	64
Q	+17,5	-4,7	-11,5	-7,3	+20,4	+14,6	+34,4	+44,5	+39,5	+47,0	+50,2
φ	13	22	43	18	32	15	16	32	11	7	4
a/c	4,5	1,7	1,3	1,3	0,6	0,8	1,3	1,3	2,4	2,7	5,4
f'/m'	0,7	1,4	1,2	0,7	1,9	1,1	0,8	7,6	0,6	4,6	1,7
По другим авторам											
α	18	37	43	44	64	56	44	43	30	27	11
b'	21,8	22,1	22,0	-	19,7	19,3	9,9	7,0	5,4	3,9	2,7
Q'	+34,6	-4,2	-11,3	-	+20,7	+14,5	+40,3	+47,6	+44,9	+50,6	+57,6
f	0,4	0,6	0,5	0,4	0,6	0,5	0,4	0,9	0,4	0,8	0,6
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	2,5	0,1	1,2	0,03	-	0,03	0,2	0,8	0,5	0,02	0,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	1,37	0,72	0,98	0,87	1,39	0,44	1,20	1,27	2,4	0,24	0,26
SL	31,5	22,4	23,6	33,4	19,7	27,9	30,53	4,59	23,2	5,14	9,38
F	59	72	69	58	78	67	60	93	55	90	77
qz	-19	-11	-23	+16	+55	+14	+131	+205	+180	+266	+348

Фиг. 68. Соотношение между известковистостью габброидов семиродниковской свиты и значением коэффициента затвердевания (по Х.Куно)

Условные обозначения см. фиг. 67

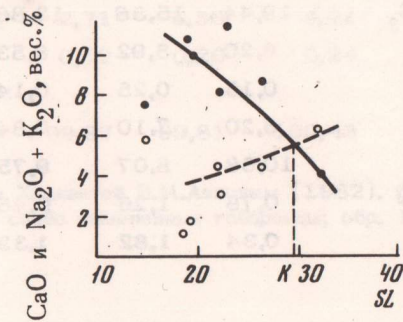


Таблица 24

Нормативный состав лав семиродниковской свиты

Нормативные минералы	№ образца								
	2023	2082	4	45	38	46	49	35	44
or	22,52	21,70	13,36	12,99	6,17	18,42	13,13	4,08	24,69
ab	17,96	22,55	36,18	14,47	22,16	3,79	12,37	25,26	13,85
an	24,54	24,42	26,70	28,34	14,66	9,20	10,27	7,28	6,17
ne	-	3,13	-	7,24	-	-	-	-	-
ol	fa	1,90	1,22	8,74	2,81	9,87	-	-	-
	fo	6,42	5,90	8,30	6,40	10,62	-	-	-
di	wo	5,06	5,92	0,93	10,10	-	8,28	7,62	-
	fs	0,96	0,86	0,40	2,80	-	1,62	-	2,50
	en	3,64	4,46	0,50	6,60	-	7,17	5,36	20,35
hy	en	4,17	-	-	-	10,59	12,77	23,87	-
	fs	1,04	-	-	-	-	3,79	11,18	-
	wo	-	-	-	-	7,78	-	-	-
il	1,73	1,82	1,67	1,28	1,21	1,73	1,56	0,16	2,29
mt	8,66	9,03	2,55	6,90	3,31	20,59	18,06	9,78	8,60
hm	-	-	-	-	24,22	2,48	-	-	-
pr	-	-	-	-	-	0,13	-	-	-
c	-	-	-	-	-	-	-	7,36	12,18
ap	1,40	2,02	0,67	1,07	-	1,40	1,38	1,06	2,13
Q	-	-	-	-	-	16,22	12,07	14,27	8,19

Таблица 25

Химический состав (в вес. %) габброидов интрузивных тел

Компоненты	№ образца						
	31	34	35	155	157	13	146
SiO <sub>2</sub>	44,95	47,89	47,97	48,18	46,71	53,06	50,30
TiO <sub>2</sub>	0,85	0,70	0,75	0,64	0,86	-	0,69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,27	8,59	7,88	15,88	14,88	18,94	17,97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,44	15,36	13,86	5,79	8,99	3,15	6,99
FeO	6,20	5,92	8,53	5,74	3,73	4,55	3,90
MnO	0,15	0,25	0,14	0,26	0,32	-	0,28
MgO	6,20	7,10	5,84	4,58	6,09	6,61	2,86
CaO	10,58	8,07	9,75	11,24	8,17	3,76	7,23
Na <sub>2</sub> O	0,78	1,26	0,46	1,90	1,07	3,60	2,27
K <sub>2</sub> O	0,34	1,82	1,32	2,53	3,10	2,30	3,51

№ образца										
39	36	43	2430	2003	37	67	97	95	98	96
0,58	2,79	18,24	1,67	0,58	-	3,47	8,61	8,51	0,59	10,40
32,06	36,79	22,35	12,58	21,83	14,73	19,06	13,52	24,16	29,2	17,65
26,81	22,88	31,60	36,72	30,98	27,49	17,91	18,36	11,90	11,63	4,54
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	2,00	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	4,30	-	-	-	-	-	-	-	-
0,24	-	-	7,43	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	2,89	-	-	-	-	-	-	-
0,21	-	-	4,54	-	-	-	-	-	-	-
16,54	13,60	8,33	14,13	13,07	9,93	9,38	1,25	5,12	0,95	1,53
4,51	8,60	3,46	9,25	10,30	3,43	1,23	5,30	0,30	4,75	2,45
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1,42	2,29	0,50	1,21	1,10	1,10	0,79	-	2,12	0,15	1,15
6,24	8,60	9,11	4,17	4,82	12,05	4,57	-	5,20	0,98	0,72
-	-	-	-	-	-	-	3,95	0,33	-	-
-	-	-	-	-	-	-	0,25	-	-	-
-	1,13	1,11	-	0,43	1,69	3,91	2,42	-	3,15	6,35
-	0,77	-	-	-	-	-	-	-	-	0,35
11,39	2,65	-	5,41	16,89	29,58	39,68	46,34	42,36	48,50	55,89

Компоненты	№ образца						
	31	34	35	155	157	13	146
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,39	0,56	0,48	0,30	0,19	-	0,32
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	-
SO <sub>3</sub>	-	-	-	0,10	-	-	0,02
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	2,94	-	0,41	2,71	5,50	4,22	3,25
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	3,0	-	0,12	0,20	0,24	0,24
Сумма	100,09	100,52	99,39	99,97	99,81	100,43	99,83

Примечание. Все породы собраны на горе Хацавитой В.М.Аяновым (1962). Образцы 31, 34, 35 - габброиды; обр. 155, 157 - слабо измененные габброиды; обр. 13, 146 - интенсивно измененные габброиды.

Таблица 26

Числовые характеристики габброидов интрузивных тел

Числовые характеристики	№ образца						
	3 <sub>1</sub>	3 <sub>4</sub>	3 <sub>5</sub>	155	157	13	146
	По А.Н.Заварицкому						
<i>a</i>	2,0	5,3	2,9	8,3	7,3	11,3	10,9
<i>c</i>	3,9	3,1	3,8	7,0	7,0	4,6	7,7
<i>b</i>	42,2	37,1	38,2	26,7	27,4	23,4	18,1
<i>S</i>	51,9	54,5	55,1	58,0	58,3	60,7	63,3
<i>m'</i>	21	32	21	31	41	48	29
<i>f'</i>	54	50	53	42	46	31	60
<i>c'</i>	25	18	26	27	13	-	11
<i>a'</i>	-	-	-	-	-	21	-
<i>t</i>	1,4	1,1	1,2	0,9	1,4	-	1,1
<i>n</i>	80	52	33	46	34	71	49
<i>Q</i>	-4,1	-4,7	+0,6	-7,6	-5,0	-5,9	-2,9
<i>φ</i>	39	35	31	26	30	12	36
<i>a/c</i>	0,6	1,7	0,8	1,2	1,0	2,4	1,4
<i>f'/m'</i>	2,5	1,6	2,5	1,3	1,1	0,6	2,1
	По другим авторам						
<i>α</i>	66	37	57	49	48	27	41
<i>b</i>	-	-	-	-	-	18,5	-
<i>Q'</i>	-	-	-	-	-	-1,0	-
<i>f</i>	0,7	0,6	0,7	0,6	0,5	0,4	0,7
$K_2O/Na_2O$	0,4	1,4	2,9	1,3	2,9	0,7	1,5
$Fe_2O_3/FeO$	3,13	2,59	1,62	1,01	2,4	0,79	1,8
<i>SL</i>	18,8	22,6	19,5	22,3	26,5	32,7	14,6
<i>F</i>	81	75	78	71	67	53	79
<i>qz</i>	-9	-11	+0,3	-16	-12	-21	-8

Поведение железа и титана в вулканитах и габброидах очень сходно. Исключение составляет марганец, количество которого сильно уменьшается по мере увеличения в породах кремнекислоты.

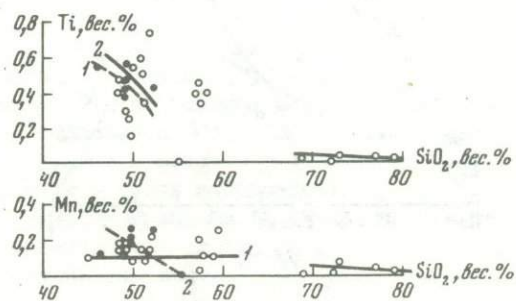
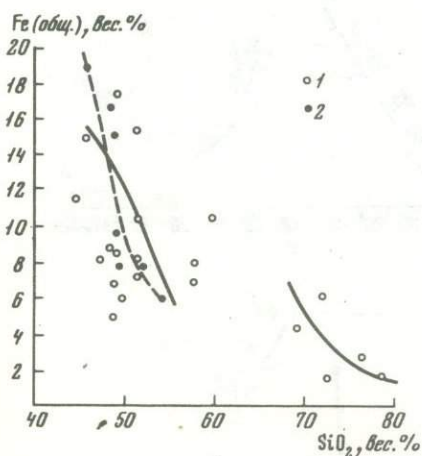
Изменения марганец-железного отношения для лав и габброидов одинаковы: количество марганца увеличивается с поoxidлением пород; поведение титан-железного отношения обратное: в ходе дифференциации в лавах оно растет, в габброидах - падает.

Вариационные кривые (фиг. 71,а) Ю.С.Куцева и М.Ямасака указывают на резкое снижение окислительного коэффициента и отношения  $K_2O/Na_2O$  для вулканогенов формации в ходе дифференциации. На кривых видны резкие разрывы, разделяющие основные и кислые вулканогены и свидетельствующие о двух магматических источниках их образования. Для габброидов (фиг. 71,б) наблюдается резкое падение окислительного коэффициента и отношения  $K_2O/Na_2O$  с увеличением кислотности габброидов.

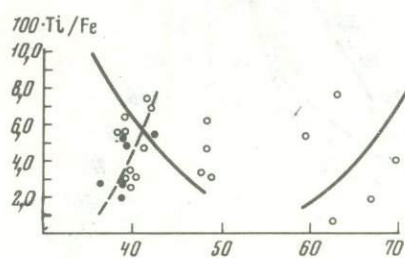
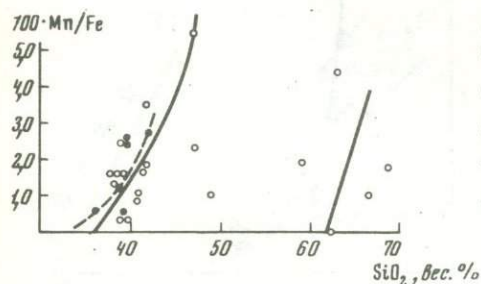
Таблица 27

Нормативный состав габброидов интрузивных тел

Нормативные минералы	№ образца						
	31	34	35	155	157	13	146
or	1,72	10,58	8,06	15,48	19,53	13,92	21,36
ab	6,47	10,50	3,80	16,73	9,47	31,68	19,58
an	16,30	12,53	16,12	28,07	28,39	19,41	29,73
di	wo	14,70	10,11	12,74	11,61	5,74	2,41
	fs	-	-	1,29	3,26	-	0,13
	en	12,70	8,73	9,56	7,55	5,02	1,98
hy	en	3,31	9,03	5,61	4,24	11,21	17,25
	fs	-	-	1,23	2,04	-	6,04
il	1,72	1,37	1,57	1,25	1,77	-	1,42
mt	18,35	20,16	20,84	8,59	11,08	4,82	10,57
ap	1,03	1,35	1,40	0,69	0,36	-	0,70
pr	-	-	-	-	-	-	-
hm	7,20	3,03	-	-	1,87	-	-
c	-	-	-	-	-	3,82	-
Q	16,50	12,62	17,78	0,49	5,56	3,06	6,05

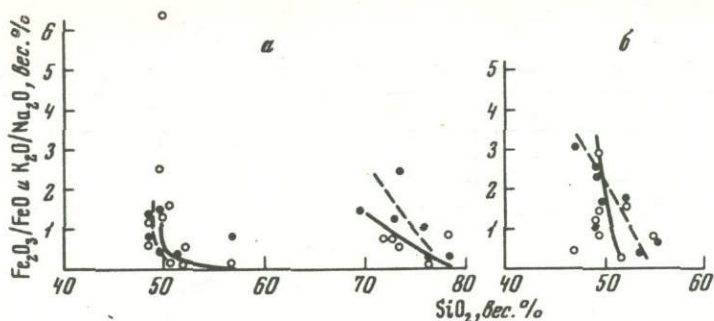


Фиг. 69. Поведение Fe, Ti, Mn в ходе дифференциации магмы (по И.И.Абрамовичу и Е.Б. Высокоостровской); семиродниковская свита  
1 - лавы; 2 - габброиды



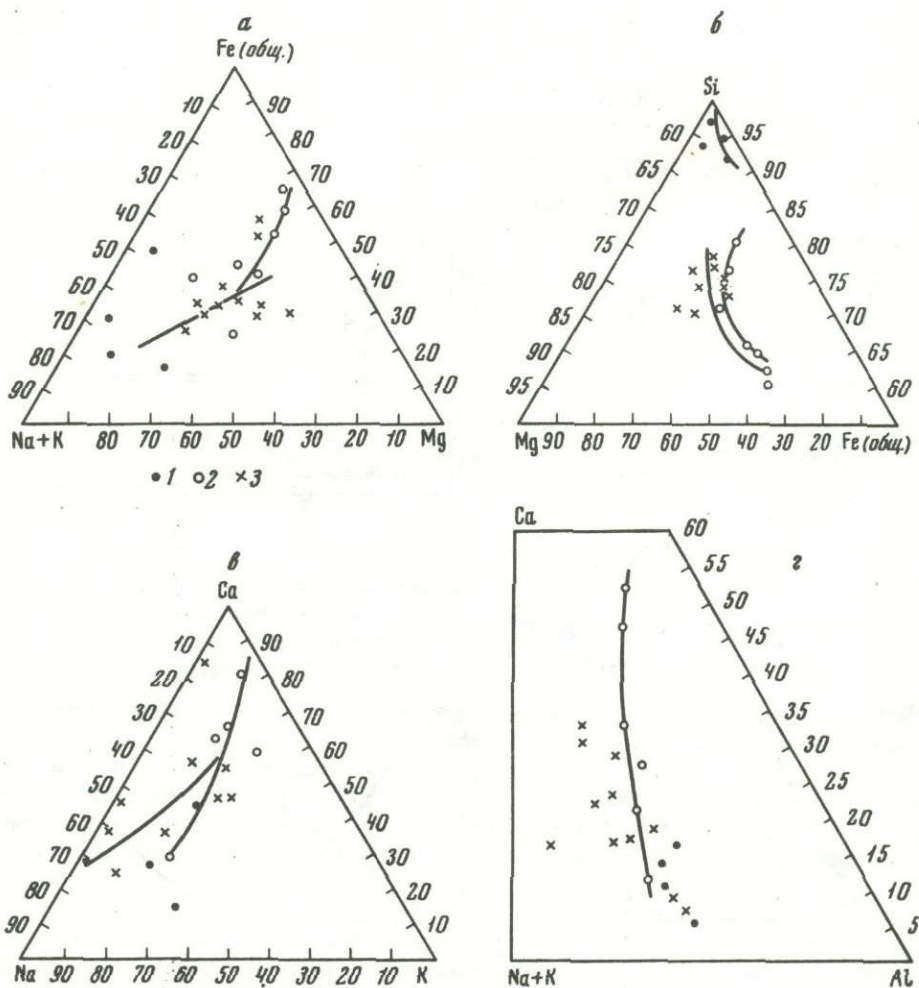
Фиг. 70. Поведение отношений  $100 \cdot \text{Ti}/\text{Fe}$  и  $100 \cdot \text{Mn}/\text{Fe}$  в ходе дифференциации магмы (по И.И. Абрамовичу и Е.Б. Высокоостровской); семиродниковская свита

Условные обозначения см. фиг. 69



Фиг. 71. Изменение степени окисления (по Ю.С. Куцеву) и отношения  $K_2O/Na_2O$  (по М. Ямасаки) в лавах (а) и габброидах (б) семиродниковской свиты

Условные обозначения см. фиг. 27



Фиг. 72. Вариационные кривые для лав и габброидов семиродниковской свиты (по С.Р. Ноколдсу и Р. Аллену)

а, б, 1, 2 - см. фиг. 30; 3 - габброиды

Вариационные кривые треугольников С.Р.Ноколдса и Р.Аллена характеризуют резкий разрыв в изменении составов основных и кислых пород формации; такой разрыв свидетельствует об отсутствии единого магматического очага, из которого образовались все породы формации (фиг. 72).

Для всех основных пород формации, как вулканитов, так и габброидов, вариационные кривые близки. Несовпадение этих кривых, вероятно, объясняется тем, что состав габброидов незначительно отличается от состава вулканитов.

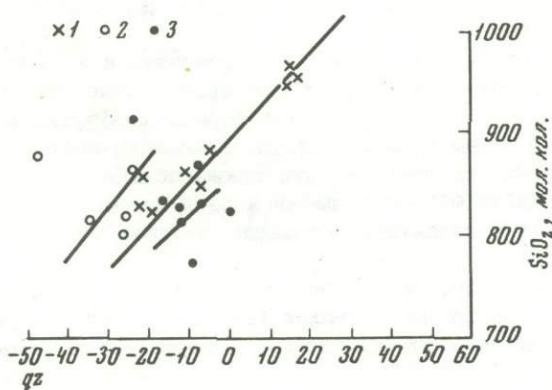
Для всех пород в ходе дифференциации с увеличением Si происходило уменьшение количеств Mg, Fe (общ.), Ca при увеличении содержаний Al и щелочей, особенно Na; количество K уменьшалось незначительно. Следовательно, в этом случае имело место Боуэновское направление дифференциации.

Для кислых пород формации также с увеличением Si наблюдается падение количеств Mg, Fe (общ.), Ca при увеличении содержаний щелочей и Al. Среди щелочей увеличилось количество Na при неизменном количестве K. Следовательно, и здесь мы имеем Боуэновское направление дифференциации.

При изучении базальтов Японии Х.Куно (Куно, 1959) выделил третий высокоалюминиевый тип базальта, кроме ранее изученных им двух типов: толеитового и щелочно-оливинового. Высокоалюминиевый тип базальтов отличается относительно высоким (обычно более 17%) содержанием  $Al_2O_3$  сравнительно с толеитовыми базальтами и меньшим, чем у щелочно-оливиновых базальтов, содержанием щелочей, является промежуточным между толеитовым и щелочно-оливиновым типами.

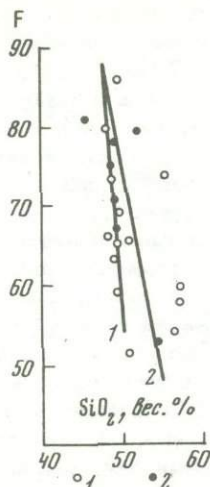
Содержание глинозема в базальтовых порфиритах нормальной щелочности описываемой формации Кавказа колеблется в пределах 7,45–17,08 вес. % и, как исключение, достигает 19,42 (обр. 43) и 21,58 (обр. 44) вес. %. В базальтовых порфиритах повышенной щелочности содержание  $Al_2O_3$ , естественно, выше и обычно колеблется от 16,02 до 19,31 вес. %, в габброидах оно изменяется от 17,48 до 19,73 вес. %. Несколько повышенное содержание в породах глинозема объясняется, вероятно, следующими причинами: 1) метаморфизмом пород при выносе CaO, ведущим к повышению валовых количеств всех окислов и накоплению инертного компонента  $Al_2O_3$ ; 2) загрязнением расплава филлитовыми сланцами, вмещающими порфириты и габброиды (многочисленные ксенолиты сланцев наблюдаются в телах габброидов).

Кварцевое число К, по Ю.М.Шейнманну, для базальтов нормальной щелочности равно 25, для габброидов – 27, а для базальтов повышенной щелочности – 19 (фиг. 73). Эти коэффициенты характеризуют исследуемые базальты как



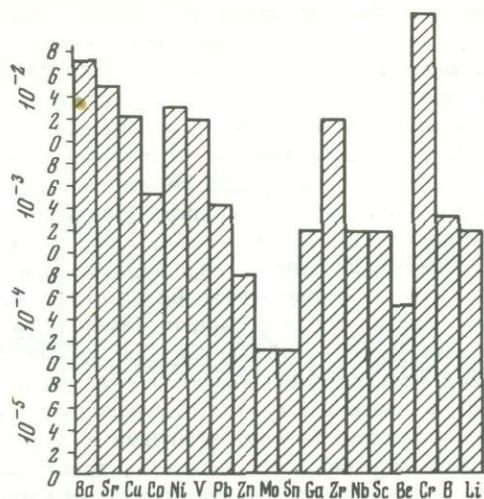
Фиг. 73. Насыщение пород семиродниковской свиты кремнекислотой (по Ю.М. Шейнманну)

- 1 – лавы с нормальной щелочностью; 2 – лавы с повышенной щелочностью; 3 – габброиды



Фиг. 74. Фракционирование в ходе дифференциации магмы для пород семиродниковской свиты (по Е.Ф. Осборну)

1 - лавы; 2 - габброиды



Фиг. 75. Распределение элементов-примесей (акцессорных) в лавах семиродниковской свиты

толеитовые; для последних величина  $K$  колеблется между 20 и 35 (Шейнманн, 1965). Уменьшение коэффициента насыщенности кремнекислотой показывает, что первичной магмой для последних был не чисто толеитовый базальт, а базальт, приближающийся к щелочным оливиновым базальтам, для которых значение  $K$  менее 10 (Шейнманн, 1965).

Кривая изменения коэффициента фракционирования  $F$  (фиг. 74) для базальтовых порфиритов имеет наклон влево, приближаясь к кривой Скаергардской интрузии; кривая  $F - SiO_2$  для габброидов почти вертикальна и приближается к кривой для толеитового базальта (Osborn, 1959). На основании этого можно сделать вывод, что породы образовались путем фракционной дифференциации из толеитовой магмы.

В базальтовых и андезито-базальтовых порфиритах и их мандельштейнах в разных количествах присутствуют некоторые акцессорные элементы (фиг. 75).

Как было сказано выше, к описываемой формации эффузивов с повышенной щелочностью нами отнесены гиабиссальные караваяобразные, межпластовые тела и дайки порфиритов разного состава, также обладающие повышенной щелочностью, крупные дайки фельзита, дайки и некк порфиров. Все указанные тела и дайки залегают в филлитовых сланцах андрюкской свиты среднего девона.

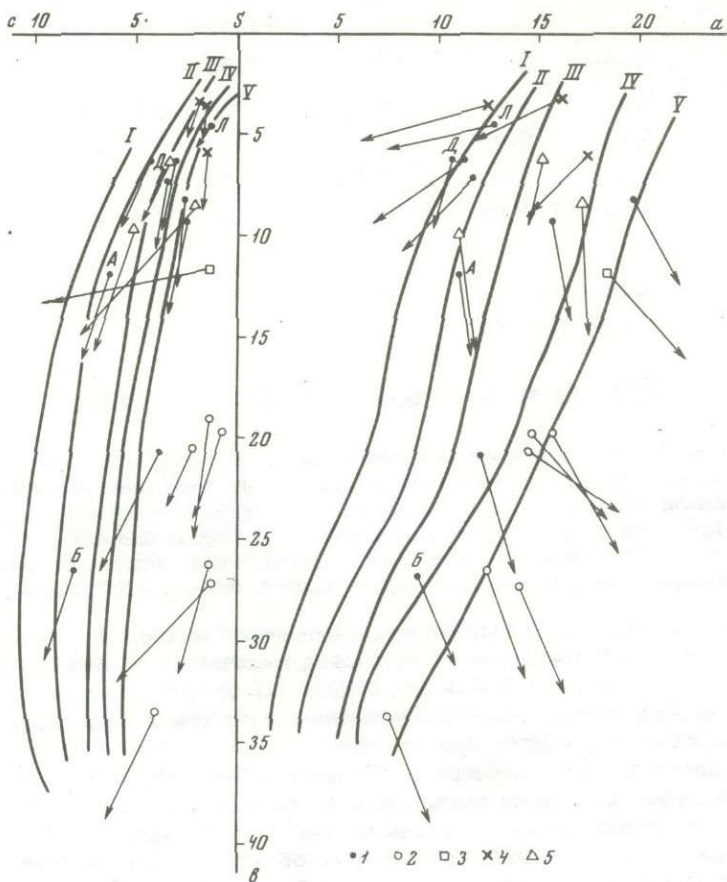
Гиабиссальные тела порфиритов обнажены только в верхних частях. Порфириты содержат многочисленные, мелкие (несколько сантиметров в поперечнике) ксенолиты вмещающих их филлитовых сланцев, часто гематитизированных.

Химический состав некоторых этих тел получен нами или взят из литературы (табл. 28); их петрохимические характеристики приведены в табл. 29.

На фиг. 76 показаны два ряда векторов пород гиабиссальных тел (по А.Н.Зазарицкому). Наиболее основным является порфирит, представленный обр. 1480. Он характеризуется составом габбро-диорита и повышенной ше-

лочностью (сумма щелочей = 6,45 вес. %;  $K_2O$  = 2,47 вес. %). Порфирит содержит многочисленные ксенолиты вмещающих филлитовых сланцев, нередко гематитизированных. Для породы характерны значительные количества магнезии, превышающие содержание общего железа ( $f'/m' = 0,41$ ). Плагноклаз довольно кислый,  $\alpha$  в среднем равен 24 (Штейнберг, 1964), что объясняется сравнительно высоким содержанием  $Na_2O$ , равным почти 4 вес. %. Остальные порфириты имеют более кислый состав, близкий к диориту.  $Na_2O$  преобладает над  $K_2O$ , что определяет довольно крутое положение векторов в левой части диаграммы, а удлиненные векторы на правой плоскости диаграммы соответствуют сравнительно малым количествам общего железа, при преобладании магнезии над железом ( $f'/m' = 0,74-0,83$ ). Породы характеризуются малыми количествами  $TiO_2$ ; избыточным глиноземом, который присутствует только в наиболее кислых разностях (обр. 127 и 128); пониженными количествами полевошпатовые извести, вследствие частичного выноса  $CaO$  из пород растворами (в породах наблюдается всегда вторичный карбонат, и содержание  $CO_2$  достигает 2,3 вес. %); часто наблюдается  $P_2O_5$  (до 0,79 вес. %).

Образцы фельзитов (обр. 127 и 1453) взяты из разных участков крупного выхода. Фельзиты содержат много ксенолитов филлитовых сланцев, придающих им пеструю окраску. Порода отличается общим лейкократовым обликом,



Фиг. 76. Вариационная диаграмма петрохимических типов пород гипабиссальных тел и даек семиродниковской свиты (по А.Н. Заваришкому)

1 - порфириты; 2 - лампрофиры; 3 - граносиенит-порфир некка; 4 - граносиенит-порфир дайки; 5 - фельзиты; остальные условные обозначения см. фиг. 23

Таблица 28  
Химический состав (в вес. %) пород гиабиссальных тел среднего палеозоя

Компоненты	№ образца					
	1480	1500	1448	128	127	1464
SiO <sub>2</sub>	54,94	59,38	62,38	63,76	65,00	64,96
TiO <sub>2</sub>	1,00	0,62	0,68	0,29	0,30	0,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,25	18,35	15,46	17,11	17,22	16,41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,18	0,14	0,65	3,31	2,70	1,69
FeO	3,27	2,67	3,04	0,23	0,30	1,16
MnO	0,10	0,09	0,08	0,03	0,03	0,06
MgO	7,23	1,90	2,57	2,40	2,01	2,19
CaO	6,23	3,84	3,14	2,85	2,58	2,56
Na <sub>2</sub> O	3,98	8,10	5,96	4,51	4,45	4,64
K <sub>2</sub> O	2,47	0,90	1,81	1,20	1,12	3,54
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	0,20	0,79	0,61	-
CO <sub>2</sub>	0,86	2,31	1,98	0,52	0,38	0,26
S	0,04	-	-	сл.	SO <sub>3</sub> 0,21	0,08
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,24	0,09	-	0,89	0,03	0,08
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,91	1,66	2,85	1,11	2,21	2,00
Cl	0,09	0,08	0,07	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-
BaO	0,21	-	-	-	-	0,10
SrO	0,15	0,06	-	-	-	-
Сумма	100,15	100,19	100,87	99,00	99,15	100,25

Примечание. Обр. 1480 - сиенит-диоритовый порфирит, р. Уруп, колл. Н.П.Лупановой, аналитик В.А.Гаршина; обр. 1500 - диоритовый порфирит, р. Уруп, колл. Н.П.Лупановой, аналитик В.А.Гаршина; обр. 1448 - диоритовый порфирит, р. Бахмутка, колл. Н.П.Лупановой, аналитик Л.П.Царева; обр. 128 - кварц-диоритовый порфирит, бассейн р. Уруп, колл. А.Ш.Курбанова; обр. 127 - то же, р. Уруп, колл. Ю.К.Озерова (1963); обр. 1464 - кварцевый сиенит-порфир, руч. Косой, колл. Н.П.Лупановой, аналитик Л.П.Царева; обр.

имеет кислый состав, содержание железа и магнелии небольшое, преобладает магнелия ( $f'/m' = 0,89 - 1,66$ ). Содержание щелочей значительное (6,4 - 8,38 вес. %), Na<sub>2</sub>O больше, чем K<sub>2</sub>O (количество последней варьирует от 1,0 до 3,0 вес. %); порода содержит избыточный глинозем и кремний при малых количествах CO<sub>2</sub> и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

Дайка кварц-сиенитового порфира р. Власинчиха (обр. K<sub>4</sub> и 1397) содержит многочисленные ксенолиты вмещающих филлитовидных сланцев; вследствие этого состав ее неоднороден. Это видно из химических анализов двух образцов, взятых из одной и той же дайки. В этих образцах сильно варьирует количество щелочей, меняющееся от 5,59 до 9,77 вес. % с колебаниями K<sub>2</sub>O от 1,93 (обр. K<sub>4</sub>) до 5,63 (обр. 1397); характерны малые содержания общего железа (около 30 вес. %). Это выражено большой длиной векторов этих пород на обеих плоскостях диаграммы.

Меньшее содержание Na<sub>2</sub>O в породе (обр. K<sub>4</sub>) выразилось и в более высоком среднем (вычисленном) номере плагиоклаза:  $\alpha = 31$ , тогда как для

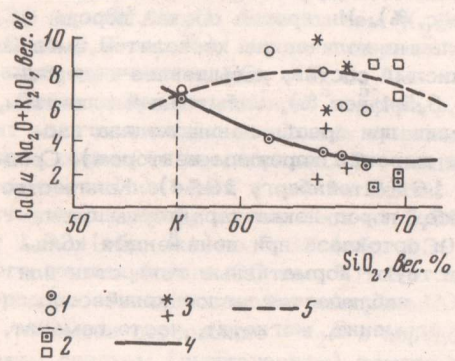
	№ образца						
	K <sub>4</sub>	1397	K <sub>ж</sub>	K <sub>з</sub>	1453	2541	607
	61,84	63,00	67,13	68,38	68,82	55,42	63,39
	0,26	0,50	0,22	0,14	0,18	0,15	0,37
	15,27	16,01	17,30	17,88	16,97	14,73	16,29
	3,22	0,46	1,60	1,92	0,39	1,28	1,76
	0,02	2,53	0,16	0,17	1,46	1,08	0,59
	0,05	0,05	1,04	0,04	0,09	0,19	0,08
	3,42	3,27	1,14	1,28	0,66	2,79	0,31
	4,58	1,68	1,29	1,46	1,53	4,76	2,78
	3,66	4,14	7,49	5,09	5,46	1,44	4,92
	1,93	5,63	1,09	1,31	3,07	9,57	6,50
	0,69	-	0,23	0,36	0,08	0,04	-
	2,04	0,74	0,60	сл.	-	6,40	2,20
SO <sub>3</sub> =	0,85	-	SO <sub>3</sub> = 0,23	0,48	-	S 0,78	1,25
	0,83	0,04	0,55	0,48	0,14	0,18	0,10
	0,37	1,66	0,33	0,73	1,31	1,24	0,58
	-	0,08	-	-	0,13	-	-
	-	0,07	-	-	-	-	-
	-	0,30	-	-	0,12	-	-
	-	0,02	-	-	0,05	-	-
	99,03	100,18	100,40	99,72	100,46	100,05	100,04

K<sub>4</sub> - кварцевый сиенит-диорит, р. Власинчиха, колл. Ю.К.Озерова (1963); обр. 1397 - граносиенит-порфир, р. Власинчиха, колл. Н.П.Лупановой, аналитик В.А.Гаршина; обр. K<sub>ж</sub> - фельзит, р. Уруп, колл. Ю.К.Озерова (1963); обр. K<sub>з</sub> - фельзит, р. Бахмутка, колл. Ю.К.Озерова (1963); обр. 1453 - фельзит, р. Бахмутка, колл. Н.П.Лупановой, аналитик В.А.Гаршина; обр. 2541 - ортофир, р. Бескес, колл. Н.П.Лупановой, аналитик Н.Н.Никольская; обр. 607 - ортофир, колл. А.М.Борсук (1963).

обр. 1397  $\alpha = 11$ . В последней породе несколько занижены количества полевошпатовой извести, вероятно, в результате метаморфизма (в обеих породах содержание CO<sub>2</sub> составляет 0,74-2,04 вес. %). Интересен состав породы некка (обр. 1464), содержащего значительные количества ксенолитов вмещающего филлитового сланца. Порода имеет кислый состав, повышенное содержание щелочей (8,18 вес. %; из них K<sub>2</sub>O - 3,54 вес. %), избыточный глинозем, малые количества общего железа и магнелии при преобладании железа над магнелией ( $f'/m' = 1,49$ , состав породы выражен коротким вектором). Средний вычисленный состав плагиоклаза  $\alpha = 16$  (Штейнберг, 1964). Количество CO<sub>2</sub> незначительно (0,26 вес. %). Для всех пород некка характерны значительные количества нормативных альбита и ортоклаза при пониженных количествах анорита. Во всех породах присутствуют нормативные гиперстен или энстатит, иногда волластонит. В обр. 1500 наблюдается малое количество оливина и нефелина. Всегда присутствуют ильменит, магнетит, часто гематит, кварц, корунд (табл. 30).

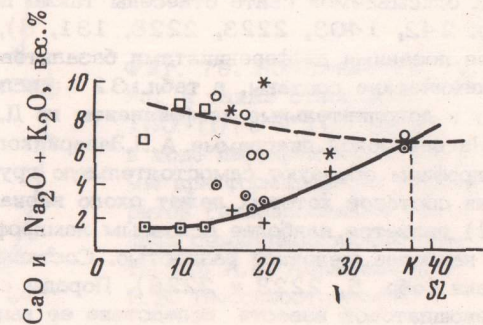
Числовые характеристики пород гипабиссальных тел среднего палеозоя

Числовые характеристики	№ образца				
	1480	1500	1448	128	127
	По А.Н.Заварицкому				
a	12,3	19,7	15,8	11,8	11,4
c	3,9	2,7	2,5	3,5	3,1
b	20,9	8,2	9,3	11,4	11,6
S	62,9	69,4	72,4	73,3	73,9
m'	58	41	48	36	31
f'	24	34	38	27	23
c'	18	25	14	-	-
a'	-	-	-	37	46
t	1,4	0,8	0,8	0,3	0,4
n	71	93	83	85	86
Q	-2,7	-3,3	+10,7	+19,5	+21,9
φ	9,1	1,0	6,0	25	20
a/c	3,2	7,3	6,3	3,4	3,7
f'/m'	0,41	0,83	0,79	0,75	0,74
	По другим авторам				
α	24	12	13,1	23	21
b	-	-	-	7,2	6,3
Q	-	-	-	23,7	+27,2
f	0,6	0,4	0,4	0,4	0,4
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,62	0,11	0,30	0,28	0,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	0,66	0,05	0,21	14,33	9,06
SL	37	14	18	20	19
F	43	59	59	59	59
qz	-9,5	-11	+32	+75	+90



Фиг. 77. Соотношение между известковистостью порфиритов гипабиссальных тел и даек семиродниковской свиты и значением щелочно-известкового индекса (по М.А.Пикоку)  
 1 - порфириты; 2 - фельзиты; 3 - порфиры; 4 - известковистая кривая; 5 - щелочная кривая; К - щелочно-известковый индекс

Числовые характеристики	№ образца						
	1464	K <sub>4</sub>	1397	K <sub>ж</sub>	K <sub>з</sub>	1453	2541
	По А.Н.Заварицкому						
a	15,3	11,3	17,3	17,6	12,6	16,2	18,5
c	3,1	5,1	2,1	1,5	1,6	1,9	1,4
b	6,8	9,7	8,5	6,2	10,7	5,2	11,7
S	74,8	73,9	72,1	74,7	75,1	76,7	68,4
m'	37	63	65	30	18	21	45
f'	55	30	33	38	16	35	14
c'	-	0,7	0,2	-	-	-	41
a'	0,8	-	-	32	66	44	-
t	0,6	0,4	0,6	0,3	0,2	0,2	0,2
n	67	75	53	91	85	73	18
Q	-15,9	+20,1	+7,5	+12,7	-23,4	+19,1	-1,6
φ	21	29	4,8	21	14	7,8	10,1
a/c	4,7	2,2	8,4	11,7	7,8	8,5	13,2
f'/m'	1,49	0,47	0,50	1,27	0,89	1,66	0,31
	По другим авторам						
α	16	31	11	7,8	11,2	10,5	7,0
b	6,3	-	-	6,0	3,6	3,4	-
Q	-15,4	-	-	+12,9	-16,3	+20,9	-
f	0,4	0,32	0,2	0,56	0,5	0,6	0,2
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,76	0,52	1,36	0,14	0,26	0,55	6,65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	1,45	161	0,18	10,12	10,88	0,27	1,19
SL	16	28	20	10	6	13	17
F	56	48	47	61	61	73	95
qz	+55	+63	+24	+52	+113	+85	-7,64



Фиг. 78. Соотношение между известковистостью порфиритов гипабиссальных тел и даек семиродниковской свиты и значением коэффициента затвердевания (по Х. Куно)  
 Условные обозначения см. фиг. 77

Нормативный состав пород гипабиссальных тел среднего палеозоя

Нормативные минералы	№ образца					
	1480	1500	1448	128	127	
or	15,61	5,57	11,14	7,78	7,24	
ab	34,66	69,76	52,47	39,28	38,79	
an	16,72	11,40	10,58	9,44	9,74	
ne	-	0,85	-	-	-	
ol	fo	-	2,18	-	-	
	fa	-	1,93	-	-	
di	en	18,50	1,81	6,64	6,22	5,22
	fs	2,77	1,58	4,22	-	-
	wo	6,52	3,48	1,97	-	-
il	1,97	1,21	1,37	0,46	0,61	
mt	3,25	0,23	0,93	-	-	
hm	-	-	-	3,35	2,72	
tn	-	-	-	0,20	-	
c	-	-	-	5,10	5,51	
ap	-	-	0,34	2,02	1,35	
Q	-	-	10,34	26,15	28,82	

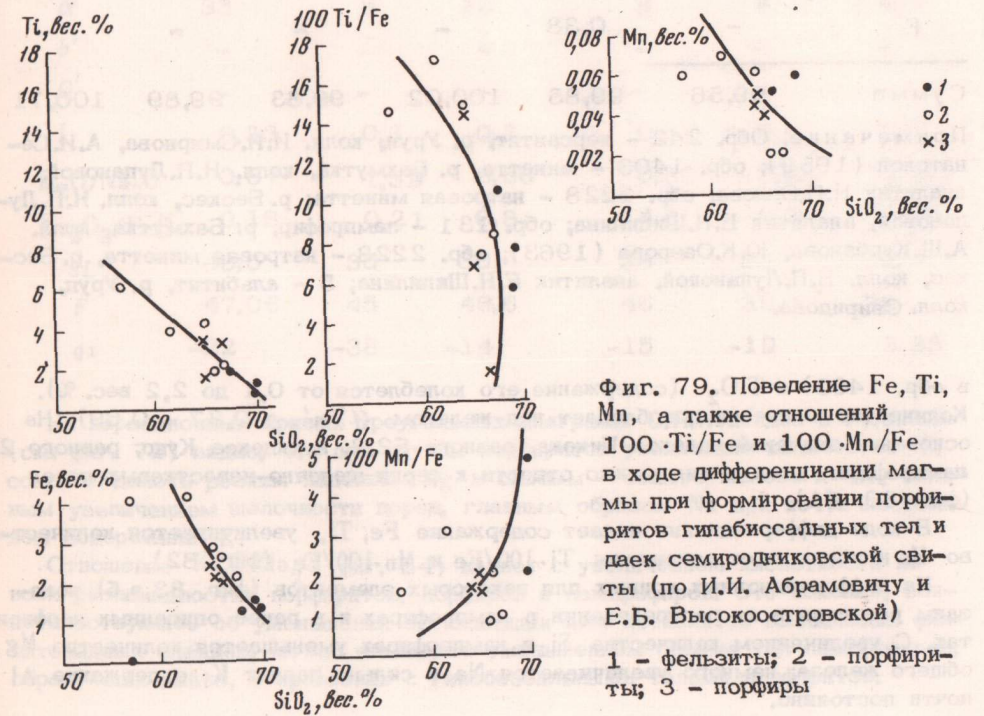
№ образца					
1464	K <sub>4</sub>	1397	127	K <sub>ж</sub>	1453
21,10	11,69	34,62	6,67	7,77	18,37
39,70	32,49	35,78	63,37	43,47	47,36
12,74	18,64	8,65	5,55	5,83	7,51
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
5,62	8,93	8,26	2,81	3,20	1,71
0,40	-	3,56	0,40	-	2,24
-	-	0,12	-	-	-
0,61	-	0,91	0,46	0,30	0,30
2,55	-	0,70	2,32	0,23	0,70
-	3,35	-	-	1,76	-
-	0,78	-	-	-	-
0,58	0,82	-	2,32	6,12	1,94
-	1,68	-	0,34	0,67	0,34
16,70	21,62	7,40	15,76	30,65	19,53

По значению индексов Пикока = 56,2 (фиг. 77) и Куно = 38 (фиг. 78) при  $CaO = Na_2O + K_2O = 6,4$ , породы нека относятся к классу известково-щелочных пород.

Кривые, построенные по методу И.И.Абрамовича и Е.Б.Высокоостровской (фиг. 79), показывают падение содержаний Ti, Fe, Mn, а также  $\frac{Ti \cdot 100}{Fe}$  и возрастание марганец-железного отношения при увеличении в породах количества SiO<sub>2</sub>. Гистограммы содержания рассеянных элементов в породах приведены ниже.

К описываемой свите отнесены также породы даек и жил лампрофиров (обр. 242, 1403, 2223, 2228, 131, 5), являющиеся, по-видимому, наиболее поздними дифференциатами базальтовой магмы. В табл. 31 приведены их химические составы, в табл. 32 - числовые характеристики по А.Н.Заварицкому и дополнительные коэффициенты по Д.С.Штейнбергу (1964).

На векторной диаграмме А.Н.Заварицкого (см. фиг. 76) можно видеть, что лампрофиры образуют самостоятельную группу щелочных пород, фигуративные точки составов которых лежат около вариационной кривой V. Керсантит (обр. 242) является наиболее основным лампрофиром, минетта (обр. 1403 и 131) - его наиболее щелочной разновидностью. Составы натровой минетты и альбитита близки (обр. 5, 2223 и 2228). Породы содержат заниженные количества полевошпатовой извести вследствие ее выноса при метаморфизме. На метаморфизм указывает и значительное содержание в породах CO<sub>2</sub> - до 8,38 вес.% (обр. 2223). Характерно повышенное количество P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, K<sub>2</sub>O (до 4,75 вес.%)



Фиг. 79. Поведение Fe, Ti, Mn, а также отношений  $100 \cdot Ti/Fe$  и  $100 \cdot Mn/Fe$  в ходе дифференциации магмы при формировании порфиритов гипабиссальных тел и даек семиродниковской свиты (по И.И. Абрамовичу и Е.Б. Высокоостровской)  
1 - фельзиты; 2 - порфиры; 3 - порфиры

Таблица 31

Химический состав (в вес. %) лампрофиров среднего палеозоя

Компоненты	№ образца					
	242	1403	2228	131	2223	5
SiO <sub>2</sub>	44,52	49,54	50,10	52,50	52,88	55,75
TiO <sub>2</sub>	0,58	1,52	1,15	1,15	0,85	1,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,03	12,65	13,09	11,68	13,37	12,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,31	1,18	2,21	7,00	0,60	4,30
FeO	7,34	5,63	2,89	0,48	2,96	4,50
MnO	0,08	0,10	0,17	0,10	0,08	0,11
MgO	9,75	8,27	5,28	8,70	5,47	2,32
CaO	8,72	6,82	6,05	5,76	6,18	6,84
Na <sub>2</sub> O	2,37	3,42	4,29	4,71	6,09	5,13
K <sub>2</sub> O	1,59	4,75	2,86	1,76	1,38	2,41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,61	1,25	0,74	1,43	0,92	1,25
CO <sub>2</sub>	-	3,12	8,29	0,40	8,38	-
S	0,02	0,10	1,49	SO <sub>3</sub> =1,20	0,18	SO <sub>3</sub> =0,62
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,19	0,10	0,21	0,80	0,11	0,18
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	1,02	1,27	2,16	0,44	-
П. п. п.	11,45	-	-	-	-	4,12
F	-	0,38	-	-	-	-
Сумма	99,56	99,85	100,02	99,83	99,89	100,71

Примечание. Обр. 242 - керсантит, р. Уруп, колл. И.И.Смирнова, А.И.Сенатской (1959); обр. 1403 - минетта, р. Бахмутка, колл. Н.П.Лупановой, аналитик Н.П.Орлова; обр. 2228 - натровая минетта; р. Бескес, колл. Н.П.Лупановой, аналитик Е.Н.Шипилина; обр. 131 - лампрофир, р. Бахмутка, колл. А.Ш.Курбанова, Ю.К.Озерова (1963); обр. 2223 - натровая минетта, р. Бескес, колл. Н.П.Лупановой, аналитик Е.Н.Шипилина; 5 - альбитит, р. Уруп, колл. Свиридова.

в обр. 1403) и TiO<sub>2</sub> (содержание его колеблется от 0,1 до 2,2 вес. %). Количество магнезии преобладает над железом ( $f'/m' = 0,37 - 0,69$ ). На основании значений индекса Пикока, равного 52,2, и индекса Куно, равного 28, лампрофиры даек и жил можно отнести к серии щелочно-известковых пород (фиг. 80, 81).

В ходе дифференциации падает содержание Fe, Ti, увеличивается количество Mn и возрастают отношения Ti·100/Fe и Mn·100/Fe (фиг. 82).

На дифференционных кривых для некоторых элементов (фиг. 83, а, б) показаны различия в их распределении в лампрофирах и в ранее описанных порфири-тах. С увеличением количества Si в лампрофирах уменьшается количество Mg, общего железа; немного увеличивается Na и сильно падает K; содержание Al почти постоянно.

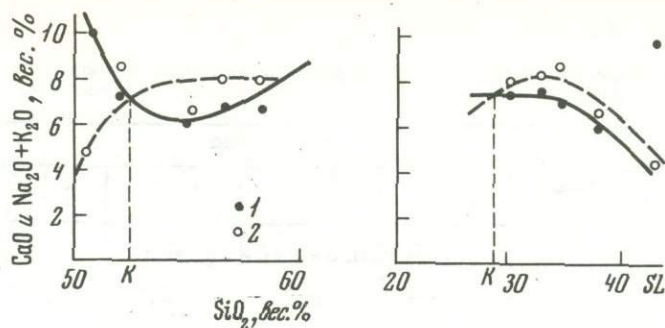
Таблица 32

Числовые характеристики лампрофиров среднего палеозоя

Числовые характери- стики	№ образца					
	242	1403	2228	131	2223	5
	По А.Н.Заварицкому					
<i>a</i>	7,9	14,4	14,7	12,7	15,9	14,9
<i>c</i>	3,8	1,3	2,1	1,3	1,3	0,7
<i>b</i>	33,7	27,2	20,7	26,5	19,6	19,8
<i>S</i>	54,6	57,1	62,5	59,5	63,2	64,6
<i>m'</i>	52	51	46	54	49	41
<i>f'</i>	26	24	25	25	18	20
<i>c'</i>	22	25	29	21	33	39
<i>a'</i>	-	-	-	-	-	-
<i>t</i>	0,1	2,2	1,8	0,2	1,2	1,4
<i>n</i>	69	52	69	80	88	76
<i>Q</i>	-10,4	-14,0	-6,3	-7,7	-6,7	-11,3
$\varphi$	3,4	4,0	10,0	22,2	2,9	18,7
<i>a/c</i>	2,8	11,1	7,0	9,8	12,2	21,3
<i>f'/m'</i>	0,69	0,46	0,54	0,46	0,37	0,49
	По другим авторам					
$\alpha$	33	8	12	9	8	4,5
<i>b'</i>	-	-	-	-	-	-
<i>Q'</i>	-	-	-	-	-	-
<i>f</i>	0,33	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
$K_2O/Na_2O$	0,67	1,39	0,66	0,37	0,23	0,47
$Fe_2O_3/FeO$	0,18	0,21	0,8	14,6	0,2	0,96
<i>SL</i>	43,5	35	30	38	33	12,4
<i>F</i>	47,06	45	49,6	46	39,4	79
<i>qz</i>	-22	-38	-14	-15	-19	5,33

На вариационных кривых треугольных диаграмм С.Р.Ноколдса и Р.Аллена (см. фиг. 72) видно, что для группы порфиритов увеличение количества Si сопровождалось резким падением Mg и слабым - общего железа и Al, сильным увеличением щелочности пород, главным образом Na при почти постоянном содержании K.

Отношение  $K_2O/Na_2O$  (фиг. 84) падает с увеличением кислотности во всех разновидностях порфиритов, порфиров и лампрофиров. Это падение, свидетельствующее об уменьшении ассимиляции ими ксенолитов вмещающих филлитовидных сланцев, можно объяснить уменьшением объема тел лампрофиров, образующих дайки, в сравнении с гипабиссальными телами порфиритов.

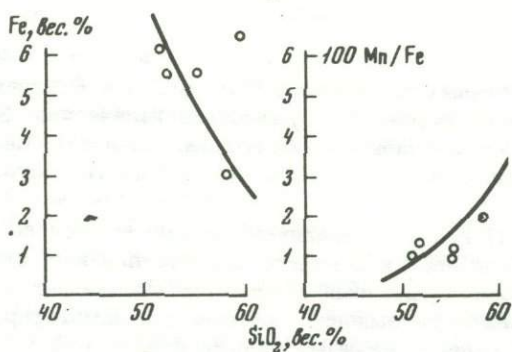
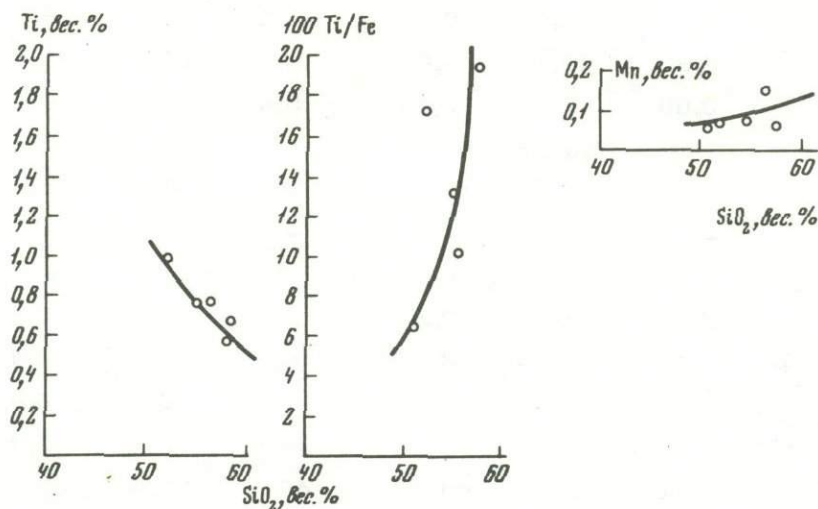


Фиг. 80. Соотношение между известковистостью лампрофиров семиродниковской свиты и значением щелочно-известкового индекса (по М.А. Пикоку)

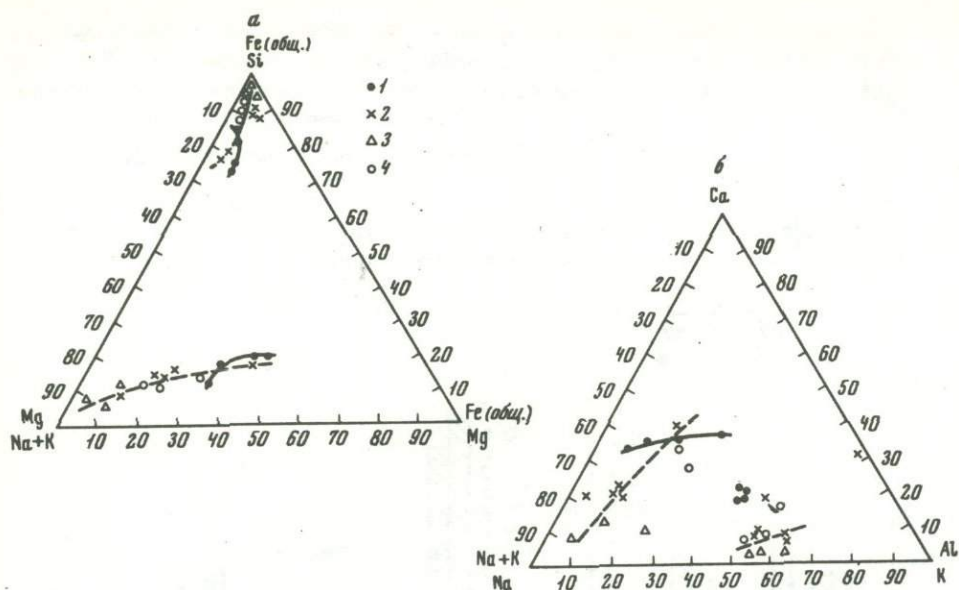
1 — составы лампрофиров на известковой кривой; 2 — то же на щелочной кривой; К — щелочно-известковый индекс

Фиг. 81. Соотношение между известковистостью лампрофиров семиродниковской свиты и значением коэффициента затвердевания (по Х. Куно)

Условные обозначения см. фиг. 80



Фиг. 82. Поведение Fe, Ti, Mn, а также отношений  $100 \cdot \text{Ti}/\text{Fe}$  и  $100 \cdot \text{Mn}/\text{Fe}$  в ходе дифференциации магмы при формировании лампрофиров семиродниковской свиты (по И.И. Абрамовичу и Е.Б. Высокоостровской)

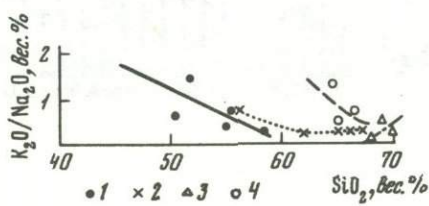


Фиг. 83. Вариационная диаграмма для пород семиродниковской свиты по С.Р. Ноколдсу и Р. Аллену

а, б - см. фиг. 30; 1 - лампрофиты; 2 - порфириты; 3 - фельзиты; 4 - порфиры

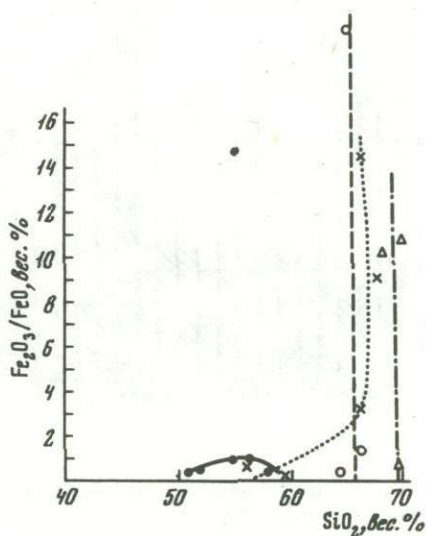
Фиг. 84. Вариационная диаграмма  $K_2O/Na_2O-SiO_2$  (по М. Ямасаки) для пород гйабиссальных тел и даек семиродниковской свиты

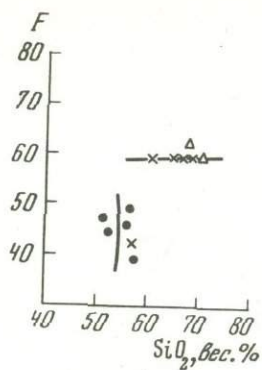
1 - лампрофиты; 2 - порфириты; 3 - фельзиты; 4 - граносиенит-порфиры



Фиг. 85. Диаграмма  $Fe_2O_3/FeO-SiO_2$  (по Ю.С. Кушеву) для пород семиродниковской свиты

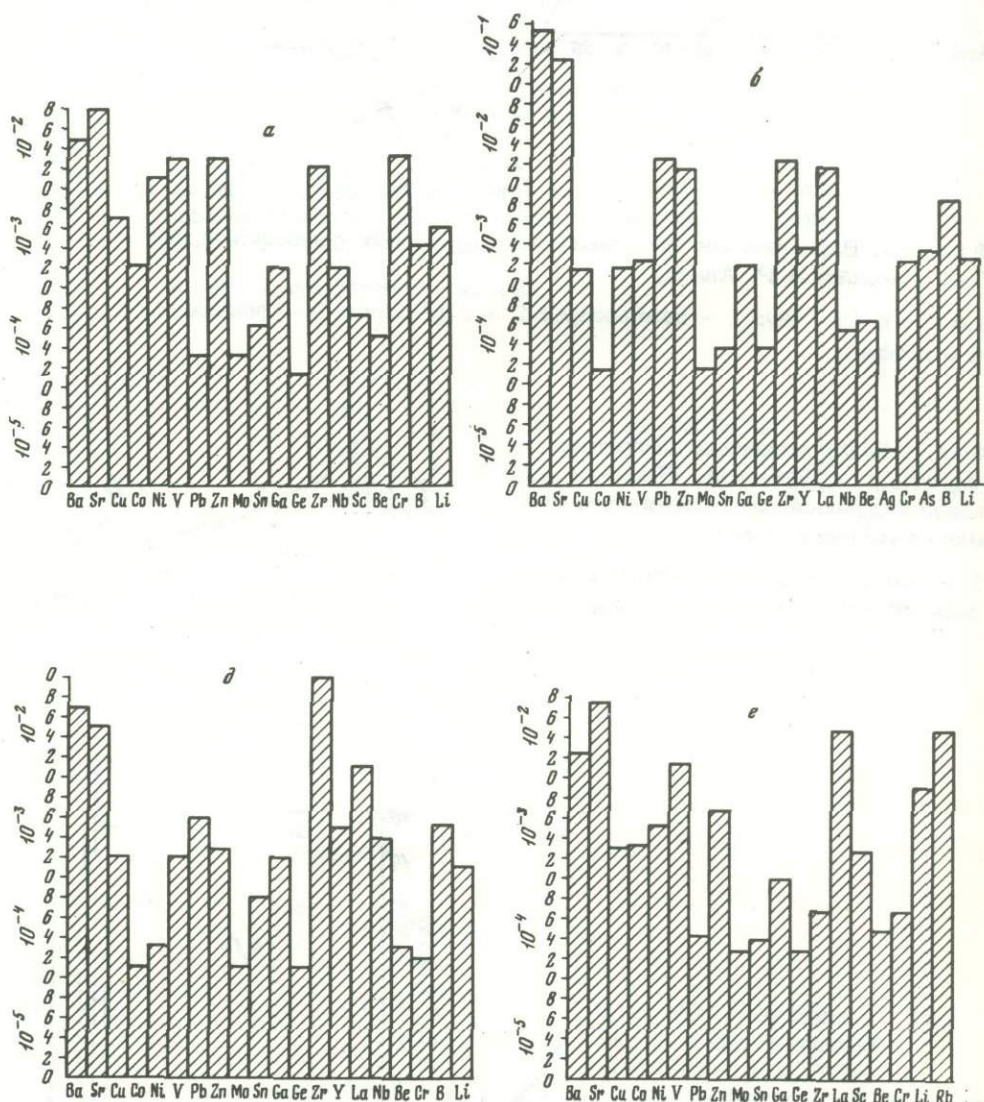
Условные обозначения см. фиг. 84





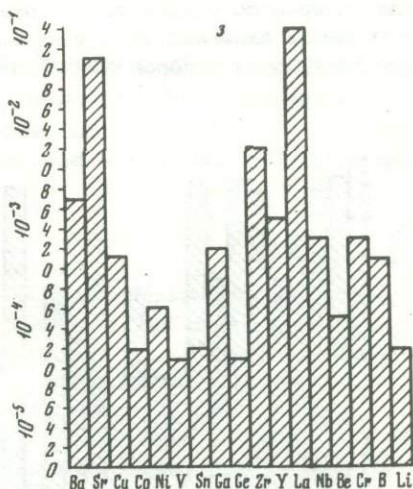
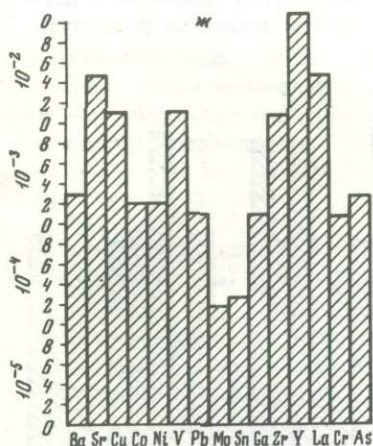
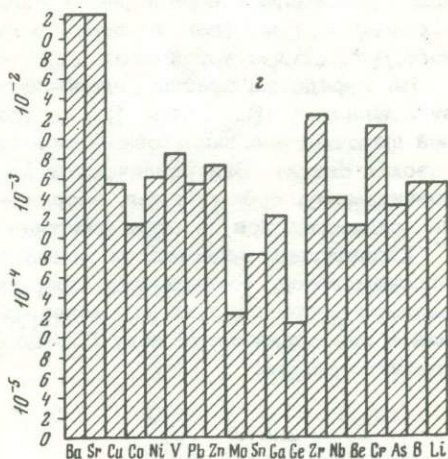
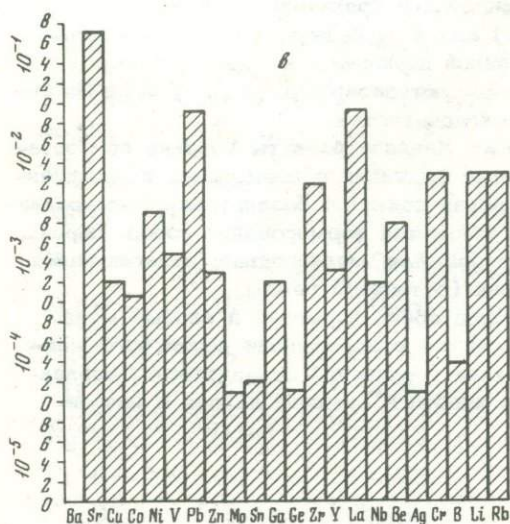
Фиг. 86. Фракционирование в ходе дифференциации магмы (по Е.Ф. Осборну) для пород габбиссальных тел и даек семиродниковской свиты

Условные обозначения см. фиг. 84



Фиг. 87. Распределение акцессорных элементов в габбиссальных телах семиродниковской свиты

Для фельзита отношение щелочей остается почти постоянным (исследованные образцы фельзита были взяты из различных участков одной дайки). Процесс ассимиляции филлитовидных сланцев различными породами сопровождается изменением окислительного коэффициента в этих породах (фиг. 85). В порфирах отношение  $Fe_2O_3/FeO$  резко увеличивается с увеличением содержания  $SiO_2$ ; в порфирах и фельзите наблюдаются резкие колебания этого отношения в различных частях указанных тел вследствие неоднородности последних. В лампрофирах указанное отношение остается почти постоянным в конце дифференциации базальтовой магмы и свидетельствует об отсутствии загрязнения лампрофиров ксенолитами.



а - порфиры гипабиссальных тел; б - ортофиры дайки; в - граносиенит-порфиры дайки; г - граносиенит-порфиры некка; д - фельзиты дайки; е - минетта дайки; ж - натровая минетта даек, з - альбититы дайки

Для лампрофиров и порфиритов фракционирование магмы идет по толентовой кривой; конец существования базальтового очага отмечен отклонением состава магмы к щелочному оливиновому типу (фиг. 86).

Присутствие жилы альбитита среди пород докембрия вблизи выходов палингенных гранитоидов уруштенского комплекса (Плошко, 1965) свидетельствует о том, что магматический базальтовый очаг, находящийся в стадии завершения, существовал еще и после образования палингенных гранитоидов. Последние сформировались при плавлении кровли базальтового очага.

Фиг. 87 иллюстрирует распределение аксессуарных элементов в породах гипабиссальных и дайковых образований семиродниковской свиты.

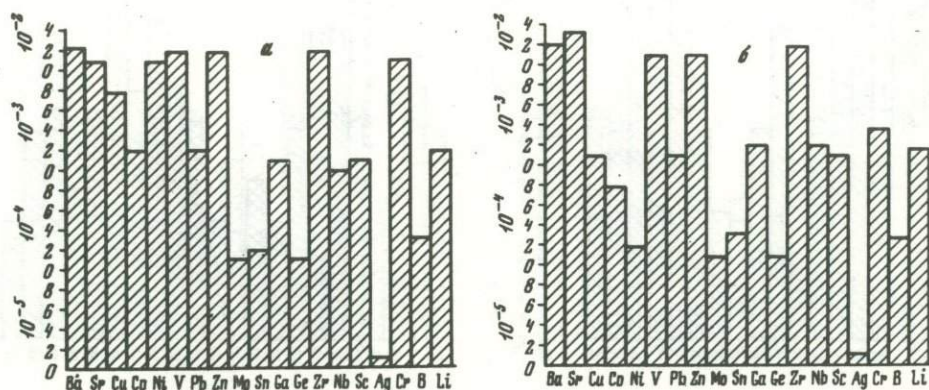
Вулканогены семиродниковской свиты и отнесенные к этой свите порфириды гипабиссальных тел, порфиры и лампрофиры даек и порфиры некка образуют единую формацию "базальтовых порфиритов и трахитовых порфиров" (Краткая объяснительная записка. . . , 1971) или контрастную кератофир-базальтовую формацию с нормальной и повышенной щелочностью. Этот тип формации и слабый метаморфизм ее пород характеризуют завершающую фазу посторогенного магматизма устойчивых областей складчатостей.

На Передовом хребте Северо-Западного Кавказа развиты близкие по составу и возрасту ( $D_{2-3}$  или  $D_3$ ) контрастные формации с нормальной и повышенной щелочностью: спилитовая (кызылкольская свита) и базальтовая (семиродниковская свита). Они различаются лишь условиями формирования пород: первая, по-видимому, субаэральная, вторая - прибрежная, мелководная, отлагающаяся на поднимающихся из моря участках суши (островной режим).

Характерные особенности химизма пород обеих формаций и слабый метаморфизм пород, по-видимому, свидетельствуют о завершении девонского магматизма и приближающемся конечном этапе герцинской складчатости, вовлекшей в горообразование зону Передового хребта в среднем девоне и начале позднего девона.

### Кырыльская свита

Для кырыльской свиты ( $C_1$ ) характерен осадочный состав горных пород с редкими проявлениями основного вулканизма. Во время формирования верхов свиты изливались редкие потоки базальтовых порфиритов. В средней и нижней частях свиты залегают гипабиссальные тела и редкие потоки спилитов и диабазов. Метаморфизм пород слабый: базальтовые порфириды почти не затронуты



фиг. 88. Распределение аксессуарных элементов в породах кырыльской свиты  
а - спилиты; б - диабазы

Таблица 33

Химический состав (в вес. %) лав кыркольской свиты

Компоненты	№ образца				
	2845	2836	2843	2849	3236
SiO <sub>2</sub>	47,94	45,04	62,96	53,34	66,96
TiO <sub>2</sub>	0,87	0,73	1,00	1,92	0,63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,21	14,85	13,05	16,34	14,54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,07	2,09	1,77	2,55	0,97
FeO	5,29	5,23	6,37	7,87	4,00
MnO	0,15	0,14	0,09	0,20	0,08
MgO	8,14	9,27	6,23	4,58	1,60
CaO	8,34	8,33	0,33	1,80	1,55
Na <sub>2</sub> O	3,59	3,75	4,12	6,60	6,90
K <sub>2</sub> O	0,82	0,77	0,07	0,17	0,16
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,28	0,36	0,32	0,17	0,09
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,89	4,85	3,80	3,65	1,65
CO <sub>2</sub>	2,50	4,80	0,00	1,16	0,88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,13	0,16	0,18	0,12
Cl, F	-	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0,06	-	Не опр.	Не опр.
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	0,04	-	"	"
S	-	0,00	0,25	"	0,00
Сумма	100,17	100,04	100,39	100,53	100,13

Примечание. Обр. 2845 - базальтовый порфирит; обр. 2836 - спилит; обр. 2843 - окварцованный спилит с реликтовой спилитовой структурой; обр. 2849 - диабаз; обр. 3236 - окварцованный диабаз. Коллекция Н.П. Лупановой, аналитик Н.Н. Никольская.

преобразованиями, спилиты и диабазы слегка хлоритизированы, альбитизированы и окварцованы. Химический состав пород кыркольской свиты приведен в табл. 33.

Все породы этой свиты характеризуются основным составом, преобладанием Na<sub>2</sub>O над K<sub>2</sub>O, сравнительно высоким содержанием H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> и CO<sub>2</sub> (кроме окварцованных разностей) и отсутствием F, Cl.

Более подробно химизм пород свиты из-за малого количества химических анализов не рассматривался.

Спектральным анализом обнаружены элементы-примеси, показанные на фиг. 88 соответственно для спилитов и кератофинов. Для свиты характерно присутствие всех элементов-примесей, обнаруженных в породах семиродниковской свиты, а также Ag, Nb, В. Редкие элементы отсутствуют.

Региональному метаморфизму древних геосинклинальных областей и генезису колчеданных руд посвящена большая литература, но пока нет ясного представления и единого мнения о причинах регионального метаморфизма и связи с ним колчеданного рудопроявления.

Ниже мы приводим некоторые соображения о возможных причинах регионального метаморфизма и метасоматоза и связи с ними колчеданного оруденения на примере изученной нами части Северного Кавказа.

Как говорилось выше, зеленокаменная толща Северного Кавказа расчленена нами на две серии метаморфических сланцев: нижнюю — доордовикскую, предположительно кембрийскую, и верхнюю — девонскую (Афанасьев, 1950, 1958; Афанасьев и др., 1968, 1971).

Мощная толща нижней метаморфической серии зеленокаменных сланцев кембрия подстилается гнейсами и кристаллическими сланцами докембрийского фундамента Северо-Кавказской геосинклинали.

Как подчеркивает А.А.Самохин "переход кристаллических пород в зеленосланцевые в различных частях зоны осуществляется на различных стратиграфических уровнях в зависимости от высоты проникновения гранитоидных интрузий по разрезу" (Самохин, 1962, стр. 244).

Толща зеленокаменных сланцев сложена двумя свитами (снизу вверх): чернореченской и кутанской.

Чернореченская свита имеет осадочно-вулканогенный состав: покровы порфиroidных диабазов (базальтового и андезитового состава), редкие покровы кератофиров, а в верхах свиты — локальные потоки кварцевых кератофиров и их туфы, переслаивающиеся с орто- и парасланцами, алевролитами, филлитовидными метаморфическими сланцами и вторичными кварцитами. Ортосланцы представляют собой метаморфизованные диабазы. Парасланцы представлены разнообразными эпидотового, актинолитового, карбонатного состава, около скоплений колчеданов — мусковитовыми сланцами и серицитолитами. Между всеми этими породами наблюдаются переходные разности. Присутствуют также маломощные прослои метасоматитов, прожилки плагиоаплитов уруштенского комплекса, кварцевые, альбитовые, карбонатные, карбонат-кварцевые жилы и прожилки, дайки уралитизированных пироксен-плагиоклазовых порфиритов и базальтовых порфиритов более молодого возраста. На ручьях Буруны и Красном залегают пластовые тела, вмещающие колчеданное оруденение. Породы свиты претерпели полиметаморфизм, подверглись неоднократным метаморфическим преобразованиям.

С формированием осадочно-вулканогенной толщи каледонской геосинклинали связаны проявления регионального метаморфизма.

С внедрением гнейсо-гранитов в районе рек Большой Лабы и Бескес связан, по-видимому, метаморфизм, имеющий абсолютный возраст 430 млн. лет. Этот возраст определен по вторичной слюде из кварцевого кератофира, залегающего в устье р. Уруштен (Афанасьев и др., 1968). Возраст метаморфизма кварцевых кератофиров очень близок к возрасту образования гнейсо-гранитов р. Большой Лабы, равному 450 млн. лет (Афанасьев и др., 1968). Сопоставимость этих цифр позволяет предположительно связать метаморфические проявления в

бассейнах рек Большая Лаба — Уруштен с внедрением этих гнейсо-гранитов. На контактах с интрузиями гранитоидов уруштенского магматического комплекса проявился локальный метаморфизм, имеющий абсолютный возраст 380 млн. лет (Афанасьев и др., 1968), а также — метаморфизм, связанный с возникновением герцинской геосинклинали.

Таким образом, в результате полиметаморфизма породы чернореченской свиты изменены регионально с проявлением актинолит-эпидотовой ступени среднетемпературной стадии метаморфизма, по Д.С. Коржинскому (1948).

Вышеležающая кутанская свита сложена покровами плагиоклазовых и кварц-плагиоклазовых порфиритов и их туфами, редкими покровами (дайками?) пироксен-плагиоклазовых порфиритов. В западной части района вулканогены переслаиваются с парасланцами актинолит-хлорит-эпидотового, хлорит-эпидотового состава, с линзами и прослоями эпидозитов, бластофиллитов, вторичных кварцитов.

На реке Большой Лабе они переслаиваются с бластофиллитами, бластопесчаниками, бластотуфопесчаниками, бластотуффитами и серицитовыми сланцами.

На реке Даут среди вулканогенов наблюдаются прослой мраморов.

Вулканогены этой свиты метаморфизованы очень сильно, нередко до порфиритоидов и порфиридов. Вкрапленники обычно раздроблены, первичные минералы не сохранились вследствие замещения их актинолитом, эпидотом, хлоритом. Породы нацело альбитизированы, часто сильно окварцованы.

На всей территории изученного района указанные породы претерпели динамометаморфизм, проявившийся в их рассланцевании, и региональный метаморфизм мусковит-хлоритовой субфации низкотемпературной фации зеленых сланцев (Тернер, 1951) или среднетемпературной стадии актинолит-эпидотовой ступени (Коржинский, 1948).

Под влиянием внедрившейся по разлому гипабиссальной интрузии (некка) дацитовых порфиров верхнего девона у пос. Верхний Кутан нижняя часть свиты изменена сильнее, чем в других выходах.

Верхняя часть свиты сложена бластофиллитами, содержащими прослой бластоалевролитов, бластосаммитов, линзы конгломератов и отдельные гальки и валуны гранитоидов и эффузивов нижней метаморфической серии сланцев. На реках Большой Зеленчук и Маруха породы подстилаются мраморами, бластофиллитами и покровами кварцевых кератофиров. Указанные породы также сильно рассланцованы под влиянием динамометаморфизма; проявления регионального метаморфизма вызвали их сильную серицитизацию, хлоритизацию, альбитизацию, карбонатизацию, окварцевание; эти породы претерпели тот же метаморфизм, что и породы низов кутанской свиты.

Таким образом, в породах нижней метаморфической серии сланцев предположительно кембрийского возраста проявился метаморфизм в следующих его типах.

1. Метаморфизм, имеющий абсолютный возраст 430 млн. лет (Афанасьев, 1968; Афанасьев и др., 1968; Афанасьев, Абдуллаев и др., 1968), наложенный на образования каледонской геосинклинали и, по-видимому, связанный с внедрением гнейсо-гранитов. Абсолютный возраст последних равен 450 млн. лет (Афанасьев и др., 1968; Афанасьев, Абдуллаев и др., 1968). Выходы этих гнейсо-гранитов наблюдаются на р. Большой Лабе возле устья р. Бескес и в нижнем течении р. Бескес.

2. Контактный метаморфизм, сопровождающий: а) застывание гранитоидов уруштенского магматического комплекса среднепалеозойского возраста в верховьях рек Большой и Малой Лабы (абсолютный возраст 320–380 млн. лет; Афанасьев и др., 1968; Афанасьев, Абдуллаев и др., 1968); б) внедрение гранитоидов верхнего палеозоя Главного Кавказского хребта (абсолютный возраст 255–280 млн. лет; Афанасьев и др., 1968; Афанасьев, Абдуллаев и др., 1968).

3. Наложенный метаморфизм раннегерцинского возраста, сопровождающий образование герцинской геосинклинали девонского возраста.

4. Локальный контактный метаморфизм, проявившийся при застывании гипабиссальных тел и даек средне- и позднепалеозойского и мезозойского возраста.

Верхняя, среднепалеозойская, серия сланцев соприкасается с нижней серией сланцев на западе района между реками Малой Лабой и Большой Лабой по ступенчатому разлому, перекрытому восточнее верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями.

Низы верхней серии сланцев среднего палеозоя слагаются осадками андрюкской свиты ( $D_2^1$ ): филлитовыми сланцами с прослоями алевролитов, песчаников, серицитовых и хлоритовых сланцев. Свита содержит многочисленные гипабиссальные тела и дайки различного состава позднедевонского возраста.

Филлитовые сланцы подверглись альбитизации, хлоритизации, серицитизации, окварцеванию с превращением пород свиты в зеленые сланцы мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев (Тернер, 1951), или кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации зеленых сланцев (Тернер, Ферхуген, 1961). Под влиянием бокового давления (стресса) породы были рассланцованы и превращены в филлитовые сланцы: под воздействием местного контактового метаморфизма филлитовидные сланцы претерпели дальнейшие изменения. На контактах с порфиритами они превращены в пятнистые сланцы (спилзиты): окварцованы, карбонатизированы и турмалинизированы; на контактах с фельзитами и граносиенитами, порфирами, ортофирами и минеттой - окварцованы до вторичных кварцитов; на контактах с альбититами - альбитизированы и окварцованы.

Сосновская свита ( $D_2^2$ ), залегающая выше по разрезу, сложена покровами порфировидных микродиабазов базальтового и андезитового состава и покровами кератофиров. Верхние части свиты состоят из локальных потоков кварцевых кератофиров и их туфов. Покровы и туфы переслаиваются с филлитовидными, хлоритовыми сланцами, образовавшимися за счет филлитов, и вторичными кварцитами. Эффузивы нацело альбитизированы, хлоритизированы, иногда содержат эпидот и актинолит. Региональный метаморфизм выразился в образовании пород мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев (Тернер, 1951), или кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации той же фации (Тернер, Ферхуген, 1961), т.е. фиксируется теми же субфациями, как и в предыдущем случае.

Семиродниковская свита ( $D_3^2$ ), перекрывающая сосновскую свиту, представлена нижней и верхней подсвитами. Нижняя подсвита сложена покровами и дайками субщелочных базальтовых, андезитовых и дацитовых порфиритов, кератофиров и кварцевых кератофиров и их туфами. На р. Даут встречены прослои туфов дацитового состава, нередко пумпеллитизированных, иногда с элементами спекания, содержащих обломки пемзы и фьямме. В верхах подсвиты наблюдаются прослои спекшихся туфов (игнимбритов) аналогичного состава.

Вулканогены переслаиваются с филлитовыми цоизит-эпидотовыми, хлорит-пумпеллитовыми, эпидот-хлоритовыми, серицит-эпидот-пумпеллитовыми сланцами и их кварцевыми разновидностями, вторичными кварцитами, яшмоидами, эпидозитами и радиоларитами. Для свиты характерно присутствие жил и прожилков кварц-эпидотового состава с актинолитовым асбестом, характерен метаморфизм, проявившийся в образовании минералов цоизит-эпидотовой (включая пумпеллит) группы, актинолита, хлорита, альбита, серицита, талька (по оливину), гематита, кварца. Среди агрегата вторичных образований сохраняются реликты свежего пироксена - авгита.

Таким образом, породы нижней подсвиты указанной свиты подверглись метаморфизму в той же степени, как и охарактеризованные две свиты девона, с образованием мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев (Тер-

нер, 1951), или кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации (фации зеленых сланцев) с пумпеллитом. Последний характерен для неполно метаморфизованных основных пород хлоритовой зоны, для пород с избытком  $\text{SiO}_2$  при низком давлении углекислоты (Тернер, Ферхуген, 1961).

Нижняя подсвета семиродниковской свиты перекрывает верхнюю подсвету, имеющей исключительно осадочный состав. Последняя сложена филлитовыми сланцами с прослоями алевролитов, песчаников, линзами конгломератов; содержит прослойки туфов кварцевых кератофинов. Породы верхней подсветы претерпели диагенез и рассланцевание. Для нее характерно присутствие обломков пумпеллита, галек пиритизированных микродиабазов, кератофинов и кварцевых кератофинов сосновской и чернореченской свит, метаморфизованных субшелочных порфиритов, спекшихся туфов (игнимбритов) нижней подсветы семиродниковской свиты и других пород и минералов.

Присутствие в конгломератах верхней подсветы галек измененных пород сосновской свиты, галек пород нижней подсветы семиродниковской свиты и обломков, сложенных пумпеллитом, указывает на то, что ко времени размыыва толщ, т.е. к концу среднего девона породы нижней подсветы и породы среднего девона уже претерпели зеленокаменный метаморфизм. Присутствие обломков пиритизированных микродиабазов свидетельствует о существовании ко времени размыыва полиметаллических колчеданных руд.

Более поздние образования — осадочные отложения пастуховской ( $D_3^2$ ) и кыркольской ( $C_1$ ) свит — претерпели в основном диагенез и динамометаморфизм (стресс), вследствие чего были преобразованы в филлитовидные сланцы, алевролиты и песчаники.

Встреченные в пастуховской свите пластовые тела габбро отчасти амфиболитизированы и сосюритизированы. Пластовые дайки и гипабиссальные тела, залегающие среди осадков кыркольской свиты, изменены в различной степени. Спилиты и микродиабазы нацело автометаморфизованы (альбитизированы, хлоритизированы, карбонатизированы и окварцованы), базальтовые порфириты изменены менее. В них сохранились реликты первичного авгита, наблюдающиеся среди вторичных минералов: актинолита, хлорита, эпидота, сосюрита, карбоната, иногда, серицита и гематита.

Породы рассланцованы вследствие тектонических напряжений, имевших место на рубеже раннего и среднего карбона (Белов, Кизевальтер, 1962). Региональный метаморфизм пород геосинклинали имел характер автометаморфизма и метасоматоза, связанных с пропариванием толщ эманациями и флюидами, которые поднимались из очага базальтовой магмы, существующего вероятно, с раннего палеозоя и, возможно, по настоящее время под всем Передовым хребтом.

Состав газовых и газовой-жидких эманаций и флюидов изучался А.И.Фридманом (1959), М.Г.Гуревичем и др. (1958, 1960, 1961).

Породы изученной нами геосинклинали приурочены к зоне распространения постмагматических углекислых газов, местами обогащенных гелием и азотом (Гуревич и др., 1960). Изученные М.Г.Гуревичем и И.М.Овчинниковым (1958) газопроявления, связанные с хлоридно-натриевыми водами, магматической и гидротермальной деятельностью в районе Урупских медно-колчеданных месторождений, показали следующее. Свободно выделяющиеся природные газы, растворенные в хлоридно-натриевых водах, могут быть отнесены к углеводородным и смешанным азотно-углеводородным. Содержание в них  $\text{CO}_2$  незначительное,  $\text{He}$  и  $\text{H}_2$ , наоборот, значительное; углеводороды связаны с метаморфизмом пород. Определение абсолютного возраста  $\text{He}$  (по отношению к  $\text{Ar}$ ) дало его среднепалеозойский возраст.

Не менее интересны данные изучения газоносности Урупских медноколчеданных месторождений Кавказа, полученные А.И.Фридманом (1959). Им были изучены газы в свободно выделяющихся струях, растворенные в подземных водах и окклюдированные горными породами и рудами. Были установлены два газоносных горизонта; нижний, расположенный среди девонских толщ, под экра-

ном мезозойских образований, верхний — среди более молодых образований.

А.И.Фридманом встречены в нижнем горизонте метан, тяжелые углеводороды, водород, углекислый газ, сероводород, азот, гелий. Преобладающее количество метана ( $\text{CH}_4$ ) образовалось в результате метаморфизма филлитов девона и незначительное количество — неорганическим путем при магматических реакциях. Тяжелые углеводороды ( $\text{C}_n\text{H}_{2n+2}$ ) сформировались под влиянием термального метаморфизма на контакте осадочных образований девона с эффузивными горными породами. Водород ( $\text{H}_2$ ) в основном возник в связи с термальным метаморфизмом и динамометаморфизмом девонского возраста; меньшая часть его имеет магматический генезис. Углекислый газ ( $\text{CO}_2$ ) в основном мог образоваться в результате реакции разложения карбонатов серной кислотой, присутствующей в подземных водах медноколчеданных месторождений. Незначительные количества  $\text{CO}_2$  имеют магматическое происхождение.

Наибольший объем сероводорода ( $\text{H}_2\text{S}$ ) возник, вероятно, в результате восстановления сульфатов углеводородными газами; частично  $\text{H}_2\text{S}$  имеет магматический генезис. На это указывает изотопный состав серы: на Урупском и Бескесском месторождениях отношение  $\text{S}^{32/34} = 22:13$ , на Худесском =  $22:18$ . Сера из конкреции пирита, взятой из радиоляриевых сланцев, имеет изотопный состав  $\text{S}^{33/34} = 22:75$ , что характерно для серы органического происхождения (Скрипченко и др., 1960). Азот ( $\text{N}_2$ ) присутствует в весьма малых количествах и имеет, вероятно, магматическое происхождение. Содержание гелия достигает 1,59%. Определение абсолютного возраста дало величины 300–400 млн. лет, т.е. ранне- и среднепалеозойский возраст. Гелий, по-видимому, образовался в результате распада ортитов, входящих в состав гнейсогранитов, абсолютный возраст которых равен 450 млн. лет (Афанасьев и др., 1968); ортитов из гранитоидов уруштэнского магматического комплекса; акцессорных ортитов и монацитов гидротермального происхождения, связанных с тем же комплексом (абсолютный возраст 320–380 млн. лет; Афанасьев и др., 1968), а также в результате распада ортитов и монацитов среднепалеозойских образований.

К указанным газам следует добавить газы, выделявшиеся из магматического очага, но не сохранившиеся до настоящего времени в свободном состоянии, или не изученные газы. Это галоиды хлор и фтор, которые вместе с гидроксидом (ОН) входят в состав минералов цоизит-эпидотовой группы (включая пумпеллит), в хлориты, амфиболы (включая актинолитовый асбест), слюды, апатиты, ортиты и в другие минералы.

Все химические анализы горных пород показывают содержание хлора и фтора; вулканогены и их дифференциаты, гиабиссальные тела и дайки нижнего палеозоя, среднего и верхнего девона, а также нижнего карбона характеризуются преобладанием хлора над фтором, до полного отсутствия последнего. Эти же соотношения соблюдаются в эпидоте и актинолитовом асбесте (см. выше); как исключение, пумпеллит содержит больше фтора, чем хлора.

Минералы, связанные с гранитоидами уруштэнского магматического комплекса, характеризуются обратными соотношениями галоидов: фтор преобладает над хлором. Это наблюдалось в апатитах и ортитах (Плошко, 1965) и биотитах из минетты. Наши данные подтверждают установившееся мнение, что среди галоидов для основной магмы характерен хлор, для кислой — фтор. Следует отметить, что основная магма и ее дериваты сопровождаются не только хлором, но и фтором, при явном преобладании хлора над последним. Случаи фтор-метасоматоза базальтов и андезитов-базальтов вулканическими газами редки, но существуют в природе и описаны, например, С.И.Набоко (1957) для Камчатки.

Среди выделяемых вулканическим очагом газов, вероятно, присутствовал кислород ( $\text{O}_2$ ), не упоминаемый авторами, изучавшими вулканические газы, или имело место разложение  $2\text{CO}_2$  на  $2\text{CO} + \text{O}_2$ . На существование окислитель-

ной среды указывает содержание в породах гематита и мушкетовита; частая мартизация магнетитов и гематитизация пиритов связаны с атмосферным кислородом.

Среди вулканических газов, безусловно, присутствовали мышьяк и фосфор; к сожалению, сведений об этих газах нет. Спектральные анализы показывают, что пириты часто содержат мышьяк, а горные породы — фосфор в виде апатита. Бор встречен в турмалине спилоситов на контакте филлитовидных сланцев с гипабиссальными телами порфиритов верхнего девона. Этот бор, возможно, заимствован из толщ, вмещающих тела порфиритов, или связан с гранитоидами уруштенского комплекса. Возможно, из магматического очага газами выносились и некоторые элементы: молибден, серебро, золото, цинк, свинец и др. В течение деятельности вулканического очага состав газов, возможно, изменялся, обогащаясь сероводородом, при этом в зонах разломов и в зонах отслаивания формировались колчеданные скопления.

В формировании метаморфизирующих растворов большую роль играла вода, как ювенильная, так и вадозовая, ставшая источником циркулирующих в породах растворов.

В результате автометаморфизма, регионального метаморфизма и метасоматоза, связанных с газово-жидкими эманациями и растворами указанного выше состава, произошли изменения горных пород и минералов. Плагиоклазы оказались полностью альбитизированными с разложением анортитовой составляющей и замещением ее минералами цоизит-эпидотовой группы (включая пумпеллит), хлоритами, серицитом и карбонатом. При этом метаморфизме, по-видимому, большие количества освобождающегося  $\text{CaO}$  выносились растворами в морскую воду, где последний использовался для образования известняков. Частично  $\text{CaO}$  сохранялся в виде карбонатов в жилах и прожилках гидротермального генезиса.

Пироксены, амфиболы, иногда биотит, превращены в агрегаты хлорита с рудными зернами, представленными магнетитом и (или) гематитом с примочками рутила, в агрегаты эпидота, иногда актинолита и карбонатов.

Стекло нацело изменено и замещено в основных разностях пород хлоритом, карбонатом и рудным минералом (магнетит), а в кислых — кварцем, минералами цоизит-эпидотовой группы, серицитом, хлоритом. Породы часто карбонатизированы и окварцованы, возможно под действием выделившихся при метаморфизме и метасоматозе  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{SiO}_2$ .

В конце образования геосинклиналей, в процессе метаморфизма и метасоматоза толщ, когда все элементы становятся подвижными, происходил вынос железа, высвобожденного при разложении цветных минералов и основных стекол.

Железо переносилось в форме хлоридов, фторидов, мышьяковистых соединений и осаждалось при падении температуры и давления в тектонических трещинах, в трещинах сланцеватости и отслаивания в виде пирита с примесью меди, свинца, цинка, молибдена, золота, серебра и с образованием полиметаллических колчеданных руд (в раннем палеозое — месторождения руч. Буруны, Бескесское и мелкие тела в верховьях р. Кубани; в среднем палеозое — месторождения Урупской группы, рек Даут, Худес, Большой Лабы и др.).

В это же время, по-видимому, произошла перекристаллизация каледонских полиметаллических колчеданных руд (руч. Буруны, Бескесское месторождение и др.). Породы ниже- и среднепалеозойских толщ подверглись местному контактовому метаморфизму, связанному с внедрением гипабиссальных тел и даек разного возраста и состава до мезозойских включительно. Контактный метаморфизм выразился в окварцевании пород, их турмалинизации, карбонатизации, альбитизации и др.

На границе раннего и среднего карбона произошло одностороннее смятие (стресс) всех толщ, с образованием сланцеватости во всех породах до нижнего карбона включительно.

Более поздние катаклаз и милонитизация проявились во всех породах района и выразились в возникновении зон тектонических разломов и подвижек различного возраста до настоящего времени включительно.

В результате наших исследований мы пришли к следующим выводам.

1. Трансвапоризация, предложенная для объяснения зеленокаменного метаморфизма Е. Садецким-Кардош (1959) и оспариваемая Д. С. Коржинским (1962), А. А. Арустамовым и И. Л. Фишманом (1963), в крупных масштабах в изучаемом районе отсутствует. Отсутствует так же альбитизация плагиоклазов, что согласуется с представлениями В. Н. Шилова и О. К. Калишевич (1958), исследовавшим излияния лав на морское дно до глубины 100 м.

2. Трансвапоризация, вероятно, существует, но как локальное, контактное явление, имеющее место при внедрении или излиянии магмы на богатые водой осадки.

Это явление описано В. И. Лебединским (1963 а, б). Он отмечает: "Три типа строения лавовых потоков указывают на то, что излияния лав происходили в разных условиях, на различный субстрат, это и определилось на свойствах потоков. Однородные потоки кератофигов и спилитов сформировались при излиянии лав в морской бассейн; потоки сложного состава с переходом от полностью альбитизированных пород к стекловатым - в наземных условиях на влажном субстрате; потоки сложного состава с умеренными различиями в степени сохранности пород, особенно в подошве потока, формировались в наземных условиях на инертном субстрате" (Лебединский, 1963а, стр. 231-232). Придавая большое значение трансвапоризации, он указывает на большую роль летучих, заключенных в самой магме (там же).

3. Спилитов, а также спилитизации, как самостоятельных лав и самостоятельного процесса в природе не существует. Спилиты - это основные лавы, нацело измененные под влиянием зеленокаменного метаморфизма в геосинклинальных зонах. Структура их - шаровая и подушечная отдельности - результат условий кристаллизации. Шаровая и подушечная отдельности образуются при излиянии потоков и покровов основных лав в мелководные бассейны, как это показано В. И. Кудряшовой (1958).

Шаровые лавы основного состава с вариолитовой структурой нередко встречаются совместно со спекшимися туфами (игнимбритами). Последние образуются в терригенных условиях. Следовательно, совместное нахождение шаровых лав (вариолитов) и спекшихся туфов свидетельствует о наземных условиях образования этих пород или близких к ним (типа островных). Спекшиеся туфы (игнимбрты) и подушечные лавы (вариолиты) наблюдались нами на р. Даут: первые в районе колчеданного месторождения, вторые на 14-м километре от устья этой реки; вариолиты с шаровой отдельностью - на р. Марухе; они описаны также в районе Худесского медно-колчеданного месторождения. Это свидетельствует, по-видимому, о местном поднятии района в виде островов. Аналогичные породы (игнимбрты и вариолиты с шаровой отдельностью) описаны нами совместно с В. В. Маркиным (Лупанова, Маркин, 1964) в войкарской свите ( $D_1-D_2^1$ ) на Полярном Урале.

4. Излияния базальтовой магмы и ее дифференциатов на морское дно в условиях больших глубин с образованием покровов микродиабазов, кератофигов и кварцевых кератофигов сопровождалось слабым автометаморфизмом.

Застывание субшелочных дифференциатов базальтовой магмы, в виде порфиритов различного состава, подвергшихся зеленокаменному метаморфизму, не дошедшему до конца, происходило на малых глубинах в прибрежной зоне. Причины появления различных текстур в диабазах и порфиритах были указаны Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1931). Автометаморфизм наблюдается и в спекшихся туфах (игнимбритах) и в вариолитах - наземных и прибрежных образований (возле островов).

5. Региональный, зеленокаменный метаморфизм каледонской и герцинской геосинклиналей — это контактовый метаморфизм, охватывающий толщи больших мощностей (десятки километров) и происходивший в кровле крупных вулканических очагов. Эти очаги, с которыми связаны эффузивные, гипабиссальные, интрузивные и дайковые породы, по-видимому, располагались в верхах верхней мантии (Горшков, 1964) или низах земной коры. В палеозое существовали два вулканических очага. Более ранний (каледонский) располагался у северной границы Кавказской геосинклинали в районе рек Большой Лабы и Бескеса и балки Мошевой, более поздний (девонский) находился в зоне Передового хребта между реками Большой и Малой Лабой. Наиболее интенсивные проявления деятельности вулканических очагов отмечаются в периоды образования каледонской и герцинской геосинклиналей.

## ДАнные абсолютного возраста

Абсолютный возраст некоторых горных пород изученного района указан в табл. 34. Данные взяты из литературных источников или получены в лаборатории ИГЕМ АН СССР К=Аг методом. Из таблицы видно, что указанные породы принадлежат к двум различным возрастным группам.

I. Абсолютный возраст гнейсо-гранитов Беденского массива составляет 430-450 млн. лет, что соответствует ордовику по шкале абсолютного воз-

Таблица 34

Абсолютный возраст пород Северного Кавказа

№ обр.	Порода	Местонахождение	Содержание
			К, вес. %
-	Гнейсо-гранит	р. Большая Лаба (Беденский массив)	-
-	Флогопит из контакта серпентинитов и гранито-гнейсов	р. Мошевая (Беденский массив)	-
-	Серицит из кварцевого кератофира	устье р. Уруштен (р. Малая Лаба)	-
2186	Базальтовый порфирит	р. Бескес (среднее течение)	4,21±0,04
1480	Сиенито-диоритовый порфирит	р. Уруп	7,72
Проба 84	Граносиенит	р. Власинчиха	7,18
2073	Трахибазальтовый порфирит	р. Андрюк	
2023	Трахиандезитовый порфирит	"	
-	Субшелочной эффузив	р. Большая Лаба	4,0
-	То же	"	2,78
1453	Фельзит	р. Бахмутка	2,26
2722	Кварц-диоритовый порфирит	хр. Дженту	1,61
2701	Афировый плагио-гранит-порфир	"	1,48

раста, принятой Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ АН СССР на 1964 г. (Афанасьев и др., 1963). Этим же возрастом (430 млн. лет) определяется метаморфизм зеленокаменной толши нижней метаморфической серии сланцев, определенный по вторичной слюде кварцевого кератофира чернореченской свиты. Следовательно, возраст самих горных пород чернореченской свиты более древний, т.е. доордовикский, вероятнее всего, кембрийский.

II. Абсолютный возраст эффузивных, гипабиссальных и дайковых горных пород колеблется в следующих пределах: а) гипабиссальных тел и даек минетты - 345-338 млн. лет и б) эффузивов и даек фельзита - 330-319 млн. лет, что соответствует по той же шкале (Афанасьев и др., 1963) позднему девону. Возможно, что гипабиссальные тела и дайки минетты являются несколько более ранними, чем субшелочные эффузивы и дайки фельзита. Приведенные данные абсолютного возраста подтверждают принятый нами возраст пород нижнего и среднего палеозоя.

Содержание Аг радио- генный	Возраст, млн. лет	Литературный источник	Форма залегания
-	430	Г.Д. Афанасьев и др., (1967)	-
-	450	Они же	-
-	430	"	-
	Возраст наложен- ного ме- тамор- физма		
102,5±2,0	330±12	Н.П. Лупанова, (1971)	-
	то же		
0,0244	341±10	Она же	Гипабиссальное тело
0,100	340	Г.Д. Афанасьев, (1963)	Дайка
	327	Г.Д. Афанасьев, Н.П. Лупанова, (1961)	Покров
	320	Они же	"
	319	Г.Д. Афанасьев и др., (1963)	"
0,1008	327	Они же	"
0,0307	327±5	Н.П. Лупанова, (1961)	Гипабиссальное тело
0,0106	166±10	Н.П. Лупанова, (1960)	Дайка
0,0149	246±10	Она же	-

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Формирование Кавказской геосинклинали, как сравнительно узкого прогиба субширотного простираня, в раннем и среднем палеозое отличалось от формирования ее северного и южного обрамления. От жесткой рамы область геосинклинали отделена субширотными разломами: северный разлом ограничивает южный край скифской платформы, южный служит границей отложений юры, надвинутых по нему на породы докембрия.

Кристаллические сланцы и гнейсы докембрия, по-видимому, являются фундаментом, на котором залегают осадочные толщи северного обрамления Кавказской складчатой области — южная часть Скифской плиты, а также толщи южного обрамления — Грузинская глыба. В кембрии на этом фундаменте была заложена Кавказская геосинклиналь (см. фиг. 2).

1. В процессе формирования северного обрамления Лабино-Малкинской (Бечасынской) зоны геосинклинали кристаллические сланцы фундамента были перекрыты мощной толщей осадков с редкими покровами и туфами дацитовых порфиров, дайками гранофир-порфира и редкими интрузиями габброидов, измененных до полевошпатовых амфиболитов (малкинская свита, выделенная геологами Северо-Кавказского геол. упр.; Греков и др., 1969). После перерыва в накоплении осадочных толщ и некоторого размыва их осадконакопление вновь возобновилось, при этом формирование толщ началось образованием конгломератов шиджатмасской свиты.

Осадки этой свиты перекрыты мощной толщей аркозовых песчаников урлешской свиты с кварцевым конгломератом в ее основании (Греков и др., 1969). По составу и присутствию пиррофиллита эти песчаники весьма сходны со сланцами овручской свиты Украины, имеющей возраст конца позднего протерозоя (Тихомиров, 1961). Урлешская свита скорее всего имеет позднепротерозойский возраст, хотя И.И.Греков и др. (1969) считают его ранне-среднекембрийским. Глыбы песчаников урлешской свиты и известняков с отпечатками фауны среднего кембрия найдены во внутриформационных конгломератах верхнего силура бассейна р. Малки (Потапенко, Момот, 1965). Осадконакопление продолжалось и позднее, но от размыва сохранились только известняки с фауной верхнего силура и филлитовые сланцы лахранской свиты в бассейне р. Малки. Дальнейшая история формирования Лабино-Малкинской зоны остается неизвестной до мезозоя, так как все послеверхнесилурийские отложения уничтожены эрозией. К верхнему палеозою относится внедрение Малкинской гранитной интрузии.

2. О формировании южного обрамления Кавказской складчатой области мы имеем еще меньше данных. Основание Грузинской глыбы сложено кристаллическими сланцами, прорванными верхнепалеозойскими гранитами. Среди гранитоидов сохранились многочисленные ксенолиты и зажатые клинья полевошпатовых амфиболитов и филлитовидных сланцев. В Дзирульском массиве эти сланцы содержат линзу известняков с фауной нижнего кембрия. Наиболее интенсивный контактовый метаморфизм горных пород южного обрамления вызван внедрением верхнепалеозойских гранитоидов. Он затушевывает все изменения пород, существовавшие до внедрения интрузий. По-видимому, условия осадконакопления и образования толщ нижнекембрийских филлитовых сланцев и известняков южного

обрамления (Дэирульский массив) и среднекембрийских известняков северного обрамления (бассейн р. Малки) были близкими.

3. В опущенной зоне Кавказской геосинклинали на гнейсах и кристаллических сланцах докембрия в раннем кембрии происходила бурная вулканическая деятельность, шло накопление осадочно-вулканогенных толщ чернореченской и кутанской свит, согласно перекрывающих одна другую. Для первой характерны излияния контрастных лав: слабо дифференцированных, афировых (вкрапленников менее 10%) базальтов и андезитобазальтов и редких кератофиров и кварцевых кератофиров, покровы которых сопровождалась пластами туфов того же состава и переслаивались с парасланцами. После некоторого перерыва вулканическая деятельность вновь возобновилась, начались излияния дифференцированных лав кутанской свиты, состав которых изменялся от кварцевых порфиров до пироксен-плагиоклазовых порфиритов. Покровы этих лав также переслаиваются с туфами и парасланцами.

По-видимому, в ордовике вулканизм прекратился. Геосинклиналь, претерпевшая к этому времени каледонскую складчатость, перестала существовать и превратилась в платформу. Наступил период размыва кембрийских горных сооружений и осадочных толщ. Условия формирования осадков в пределах области геосинклинали были, по-видимому, близкими к условиям накопления осадочных толщ на прилегающей к ней части эпигерцинской платформы и, возможно, в южном обрамлении. Период размыва и осадконакопления был длительным и продолжался от раннего ордовика до раннего девона включительно. На аналогичные условия осадконакопления и одновременность осаждения материала указывают близкие по составу и возрасту филлитовые сланцы и известняки с фауной верхнего силура бассейна р. Малки и филлитовые сланцы с верхнесилурийскими граптолитами района р. Теберды (Дысса, 1972). По мнению А.М.Обута (Дысса, 1972), граптолитовые сланцы и известняки р. Малки отлагались одновременно. Первые - в прибрежной части морского бассейна, вторые - в глубоководной. В раннем девоне продолжалось отложение глинистых сланцев с микрофауной, в дальнейшем измененных до филлитовых сланцев. В среднем девоне область Кавказской геосинклинали подвергалась горообразованию герцинской складчатости, которой предшествовал мощный вулканизм девонского возраста. К этому же времени относится образование осадочно-вулканогенных толщ сосновской ( $D_2^2$ ), кызылкольской ( $D_{2-3}$  или  $D_3^1$ ) и семиродниковской, или картджорской ( $D_{2-3}$  или  $D_3^1$ ), свит.

Для этих свит характерен контрастный тип формаций: для первой - кератофир-диабазовый, для второй - кератофир-диабаз-спилитовый и для третьей - кератофир-базальтовый повышенной щелочности. Излияния лав сосновской свиты происходили в глубоководных условиях, кызылкольской - в континентальных, семиродниковской - в мелководных, прибрежных. Переслаивание вулканических образований семиродниковской свиты с разнообразными осадками и их частая повышенная щелочность свидетельствуют о переходе геосинклинального режима к полуплатформенному или платформенному во время формирования этой свиты.

Вулканизм раннего и среднего палеозоя имеет некоторые общие черты в последовательности и характере вулканических проявлений, но различается текстурными особенностями, составом и химизмом лав последних стадий эффузивного магматизма разного возраста.

В самом начале образования геосинклиналей, в период растрескивания и опускания участков и блоков земной коры, происходил быстрый подъем магмы по глубоким трещинам, без образования промежуточных очагов. Этот подъем сопровождался слабой дифференциацией магмы. На суше, на морском дне геосинклиналей формировались покровы базальтов и андезитобазальтов (кератофир-диабазовые формации), переслаивающиеся с морскими осадками в раннем палеозое (чернореченская свита) и лишенные осадков в среднем палеозое (сосновская свита).

Вулканизм проявлялся только в виде эффузий. Газовые эманации рассеивались в атмосфере. После затухания извержений и закупоривания тектонических трещин наступали периоды относительного покоя. В эти периоды происходило накопление газовых эманаций в вулканических очагах или верхних частях вулканических каналов, сопровождавшееся разогреванием гнейсов и кристаллических сланцев до кембрия, слагающих их стенки (нижних частей "гранитного" слоя земной коры). Специфической чертой вулканизма обеих геосинклинальных областей являлось образование выплавов, имеющих состав, близкий к полевошпат-кварцевому. Исходным материалом для этих выплавов служили породы сиалической коры, вмещающие магматические очаги или вулканические каналы. В дальнейшем происходили взрывы, сопровождавшиеся разламыванием пробок, закупоривших жерла вулканов, выбросами туфов кислого состава и последующими излияниями кислых лав (выплавов), имеющих состав полевошпат-кварцевой эвтектики, — кератофиров и кварцевых кератофиров. В работе Г.Д.Афанасьева и др. (1971) обе формации объединены и описаны вместе.

Для этих периодов вулканизма характерно, по-видимому, пропаривание пород кровли вулканических очагов газовыми эманациями, сопровождающееся метаморфизмом осадочно-вулканогенных толщ. Окислы железа в виде хлоридов и фторидов выносились из этих толщ и осаждались сероводородом в зонах ослабленных давлений с образованием колчеданных руд и рудных обогащений в верхах осадочно-вулканогенных толщ.

Периоды опусканий геосинклиналей сменялись в центральных частях геосинклинальных прогибов периодами зарождавшихся поднятий (Краткая объяснительная записка к карте магматических формаций СССР, 1971; кутанская свита) или периодами завершения складкообразования — предплатформенными периодами замыкания эвгеосинклиналей (Фролова, 1968; семиродниковская и кызылкольская свиты).

Для пород кутанской и семиродниковской свит характерны некоторые общие черты: порфировые структуры эффузивов с обильными вкраплениями обычно измененных оливинов, пироксенов, амфиболов, плагиоклазов, иногда кварца; повышенный коэффициент explosивности (обилие туфов); переслаивание покровов эффузивов с прослоями разнообразных парасланцев; меньший метаморфизм, чем у пород соответствующих (более ранних) формаций.

В то же время наблюдаются и резкие различия в характере и составе формаций верхов нижнего палеозоя (кутанская свита) и среднего девона (низы верхнего?, семиродниковская свита). Вулканизм в конце раннего палеозоя начинался с эффузий кислого состава; основность последующих порций магмы увеличивалась постепенно (последовательно дифференцированная формация), лавы характеризовались нормальным содержанием щелочей и преобладанием  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$ . Лишь в двух образцах пород количество  $\text{K}_2\text{O}$  составляет 1,11 и 5,50 вес. % (возможно, эти породы характеризуют семиродниковскую свиту). Состав магмы близок к известковому типу (Пикок, 1931; Куно, 1959). Для семиродниковской и кызылкольской свит характерны контрастные кератофир-базальтовые формации вулканогенов с нормальной и повышенной щелочностью. Образование кислых членов этих формаций — эвтектических кератофиров и кварцевых кератофиров — и более ранних толщ, слагающих покровы базальтового состава, разделены перерывами в вулканической деятельности.

По составу основная магма отвечает щелочно-известковому типу с нормальной или повышенной щелочностью с преобладанием среди щелочей  $\text{Na}_2\text{O}$  или  $\text{K}_2\text{O}$ . Общее количество щелочей достигало 8,2, из них на  $\text{K}_2\text{O}$  приходилось 4,04 вес. %.

Повышенная щелочность и повышенное содержание  $\text{K}_2\text{O}$  характерны для платформенного развития периодов замыкания геосинклиналей. Поскольку подобная тенденция в содержании щелочей крайне типична и для исследованных нами областей, мы полагаем, что режим этого времени можно отнести также к полуплатформенному.

Состав кислых эффузивов отвечает щелочно-известковой серии М.А.Пикока и Х.Куно (Куно, 1959). Основные вулканогены нижнего и среднего палеозоя имели состав толеитового базальта; основные эффузивы кызылкольской и семиродниковской свит, имеющие повышенную щелочность, были близки к щелочно-оливиновому базальту.

После завершения горообразования и затухания вулканической и фумарольной деятельности, летучие накапливались под кровлей очагов; происходило переплавление нижних частей "гранитного" слоя, сложенного гнейсами и кристаллическими сланцами докембрия, и образование кислых палингенных магм.

В течение раннего и среднего палеозоя в зоне Кавказской складчатой области существовали, по-видимому, два магматических очага, вытянутых вдоль Кавказской геосинклинали. Раннепалеозойский располагался вдоль северной границы указанной области. О местоположении его можно судить по выходам палингенных гранитоидов ордовика (реки Бескес и Большая Лаба, балка Мошевая), приуроченных к кровле очага. Более поздний среднепалеозойский очаг располагался южнее, в зоне Передового хребта. Западная часть этого очага устанавливается между реками Большой и Малой Лабой по выходам палингенных гранитоидов уруштенского магматического комплекса. В позднем девоне и раннем карбоне начался размыв пород герцинской геосинклинали и накопление осадочных толщ с редким основным вулканизмом в раннем карбоне и внедрением гипабиссальных тел, силлов, даек различного возраста и состава в осадочные толщи верхнего девона и нижнего карбона.

Основанием для расчленения палеозойских осадочно-вулканогенных толщ западной части территории Северного Кавказа на две серии разновозрастных сланцев — нижне- и среднепалеозойских — послужили следующие наблюдения.

1. Более низкое положение нижнепалеозойских отложений по отношению к верхней серии сланцев среднего палеозоя в стратиграфическом разрезе.

2. Метаморфизм более высокотемпературных фаций (эпидот-амфиболитовой) для низов нижней серии сланцев и более слабый (фация зеленых сланцев) — для сланцев верхней серии.

3. Проявление регрессивного метаморфизма (диафтореза) в породах нижней серии сланцев и отсутствие его следов в верхней серии.

4. Присутствие многочисленных интрузивных тел разнообразного состава в породах нижней серии сланцев и почти полное отсутствие их в верхней серии.

5. Резко различный петрографический состав нижних частей обеих серий сланцев.

6. Несколько отличающийся состав верхних частей обеих серий при относительном сходстве состава их эффузивов. Последнее объясняется, по-видимому, деятельностью двух различных магматических очагов, поставлявших вулканические продукты на поверхность в раннем и среднем палеозое.

7. Перекрытие с угловым несогласием пород нижней метаморфической серии сланцев осадочной толщей верхней метаморфической серии сланцев на реках Большой Зеленчук, Маруха, на хр. Дженту и горе Большой Пшицер.

8. Присутствие конгломератов а) в верхней части нижней метаморфической серии сланцев, содержащих обломки, гальки и валуны пород нижней серии сланцев; б) в верхней серии сланцев (верхний девон), содержащих обломки субстрата, а также обломки, валуны и гальки сланцев обеих серий.

9. Наличие ксенолитов зеленых сланцев в гнейсо-гранитах руч. Нижнекамьшанского (нижний левый приток р. Бескес; Сердюченко, 1936). Абсолютный возраст гнейсо-гранитов 450 млн. лет (Г.Д.Афанасьев и др., 1968).

10. Присутствие: а) прослоя мраморизованного известняка (мощность около 5 м) с отпечатками иглокожих в филлитовидных сланцах среднего течения р. Бескес, выше устья руч. Золотоносного; б) обломков такого же известняка в прослое песчаника (мощность 0,20 м), залегающего в филлитовых сланцах среднего девона р. Власинчихи (левый приток р. Уруп), вследствие измененности породы и отпечатков иглокожих возраст известняка

неопределим; в) гальки того же известняка с отпечатками тех же иглокожих, встреченной в конгломератах среднего – верхнего девона р. Никитина, правого притока р. Малой Лабы. Описание конгломератов приведено в статье Н.П. Лупановой (1960).

11. Присутствие среди сланцев, слагающих низы нижней метаморфической толщи в верховьях р. Бескес, альбитизированных кристаллических сланцев с гелицитовой структурой. Альбит сланцев обладает простыми двойниками и содержит мельчайшие иглы рутила; последние фиксируют плейчатость филлитовых сланцев (Плошко, Лупанова, 1963). Обломки аналогичных сланцев встречены в прослое песчаников мощностью 5 м среди филлитовидных сланцев в низовьях р. Бескес. Возраст филлитовидных сланцев средний – поздний девон.

12. Значительная разница в абсолютном возрасте пород субстрата и обеих серий метаморфических сланцев нижнего и среднего палеозоя. Абсолютный возраст гнейсо–гранитов субстрата Лабино–Малкинской зоны (р. Большая Лаба) составляет 450 млн. лет (Афанасьев и др., 1968); возраст метаморфизма кварцевых кератофиров нижней метаморфической серии из зоны Передового хребта (р. Малая Лаба) определен по вторичному мусковиту тем же методом и равен 430 млн. лет (Афанасьев и др., 1968). Возраст самих кварцевых кератофиров, естественно, является более древним, принимаемым нами за до-силурийский (кембрийский). Среднедевонский возраст пород нижней свиты верхней серии сланцев Бескесско–Марухской зоны установлен по фауне, микрофауне и абсолютному возрасту даек (320–327 млн. лет), секущих эти отложения (Афанасьев, Лупанова, Свиридов, 1963). Возраст пород среднего и верхнего девона определен по фауне и микрофауне (Афанасьев, 1967; Робинсон, 1937; Баранов и др., 1959; Кропачев, 1962; Кизевальтер, 1963а,б; Кропачев, Круть, 1963; Круть, Ляшенко, Яковлев, 1963; Круть, Яковлев и др., 1963). Абсолютный возраст субщелочного габброида, залегающего на водоразделе рек Большой Зеленчук – Маруха в средне–верхнедевонских филлитах хр. Ужум, составляет 342 (Афанасьев, 1967) или  $345 \pm 15$  млн. лет (Афанасьев, Абдуллаев и др., 1968).

13. Различие в типах магматических формаций: в нижнем палеозое присутствуют две магматические формации: нижняя контрастная кератофир–диабазовая и верхняя – последовательно дифференцированная базальт–липаритовая; в среднем палеозое – три магматические формации: нижняя контрастная кератофир–диабазовая и разновозрастные, средняя и верхняя, характеризующиеся различными условиями образования вулканогенов при одинаковом составе лав – терригенная кератофир–спилитовая и мелководная, прибрежная кератофир–базальтовая.

14. Разница в составе вулканогенов раннего и среднего палеозоя. В раннем палеозое породы формации имеют состав, отвечающий щелочно–известковому и известковому типам с нормальной щелочностью. В среднем палеозое все три формации относятся к известково–щелочному типу, но две более поздние содержат, кроме пород с нормальной щелочностью, породы с повышенной щелочностью.

15. Существование двух магматических очагов. Магматический очаг раннепалеозойского времени располагался вдоль северной границы зоны Передового хребта (район устья р. Бескес); магматический очаг среднепалеозойского времени находился южнее, в южной части той же зоны между Большой и Малой Лабой. Оба очага устанавливаются по выходам палингенных гранитоидов, представляющих собой породы кровли очагов. В первом случае это были гнейсограниты с абс. возрастом около 450 млн. лет; во втором – гранитоиды уруштенского комплекса с абс. возрастом около 350 млн. лет.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Р.Н., Афанасьев Г.Д., Багдасарян Г.П., Рубинштейн М.М. Материалы по геохронологии Кавказа. Труды XV сессии Комисс. по опр. абс. возраста геол. формаций при ОНЗ АН СССР, 1969.
- Абрамович И.И. Петрохимия элементов группы железа при фациально-формационном анализе магматических комплексов. - Геол. и геофиз., 1966, т. 3.
- Абрамович И.И., Высокоостровская Е.Б. Титан в магматических формациях Алтае-Саянской складчатой области. - В сб. "Химия земной коры", т. I. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Абрамович И.И., Высокоостровская Е.Б., Дорофеева Э.Ф. Марганец в магматических породах Алтае-Саянской складчатой области. - Геохимия, 1963, №7.
- Абрамович И.И., Высокоостровская Е.Б. Титан-железное отношение в породах гетерогенных магм. - Геохимия, 1964, №7.
- Ажгирей Г.Д. История тектонического развития Западного Кавказа в палеозое. - Труды Кавказск. эксп. ВАГТ и МГУ за 1959-1960 г., 1962, т. 3.
- Арустамов А.А., Фишман И.Л. Трансвапоризация или метаморфизм? - Труды Лабор. палеовулканол., 1963, вып. 2.
- Афанасьев Г.Д. Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа. - Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1950, вып. 69, петрограф. серия (№ 38).
- Афанасьев Г.Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 20.
- Афанасьев Г.Д. О некоторых геологических результатах и задачах исследований по проблеме определения абсолютного возраста геологических формаций. - Изв. АН СССР, серия геол., 1963, №7.
- Афанасьев Г.Д. Основные итоги изучения магматизма Большого Кавказа. - Изв. АН СССР, серия геол., 1967, №7.
- Афанасьев Г.Д. Метаморфизм. - В кн. "Геология СССР, т. IX. Северный Кавказ, ч. I. Геологическое описание". М., "Недра", 1968.
- Афанасьев Г.Д. Основные итоги изучения магматизма Большого Кавказа. Труды выездной сессии Отделения Науки о Земле АН СССР. М., Изд-во АН СССР, 1970.
- Афанасьев Г.Д., Абдуллаев Р.Н., Азизбеков Ш.А., Борсук А.М., Воронина-Аникеева Н.Ф., Кашкай М.А., Керимов Г.И., Круть И.В., Кудрявцев В.Т., Лупанова Н.П., Плошко В.В., Руб М.Г. Закономерности развития магматизма складчатых областей на примере Кавказа, Казахстана и Дальнего Востока. М., "Наука", 1968.
- Афанасьев Г.Д., Багдасарян Г.П., Гаррис М.А., Хамрабаев И.Х. Материалы к обоснованию возраста рубежей между некоторыми геологическими системами и эпохами. - Изв. АН СССР, серия геол., 1963, т. II.
- Афанасьев Г.Д., Борсук А.М., Кондаков Л.А., Лупанова Н.П., Плошко В.В. Конкретные магматические формации Северного Кавказа. - Изв. АН СССР, серия геол., 1971, №7.
- Афанасьев Г.Д., Лупанова Н.П. О среднепалеозойских щелочных эффузивах на Северном Кавказе. - Докл. АН СССР, 1961, т. 140, №4.
- Афанасьев Г.Д., Лупанова Н.П., Свиридов В.В. О девонском возрасте филлиговых сланцев бассейна р. Уруп (Северный Кавказ). - Докл. АН СССР, 1963, т. 148, №2.
- Аянов В.М. Петрографические и структурные особенности проявления северокавказского амфибол-асбеста на примере Хацавитского месторождения. - Изв. АН СССР, серия геол., 1962, №5.
- Баранов И.Я., Свиридов В.В. Об интрузивных породах Урупских колчеданных месторождений на Северо-Западном Кавказе. - Изв. Высш. учебн. завед. Геол. и развед., 1959, №8.
- Баранов И.Я., Свиридов В.В. Дайки и колчеданное оруденение на Урупском месторождении Северного Кавказа. - Изв. Высш. учебн. завед. Геол. и развед., 1960, №5.

- Белов А.А., Кизевальтер Д.С. Основные черты строения и история позднегерцинского структурного этажа центральной части Северного Кавказа (средний карбон - нижний триас). Геология центрального и западного Кавказа. - Труды Кавказск. эксп. ВАГТ и МГУ за 1959-1960 гг., 1962, т. 3.
- Белянкин Д.С., Лапин В.В., Горюнов Н.А. Физико-химические системы силикатной технологии. М., Гос. изд-во лит-ры по стройматериалам, 1954.
- Бессонов И.И. Геолого-петрографический очерк областей верховьев Большого и Малого Зеленчука в Карачае. - Труды по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа, 1938а, вып. 1. Ростов-на-Дону.
- Бессонов И.И. Геологическое строение области верховьев р. Б. Лабы - (Западный Карачай). - Труды по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа, 1938б, вып. 2. Ростов-на-Дону.
- Борнеман-Старынкевич И.Д. Руководство по расчету формул минералов. М., "Наука", 1964.
- Бочковой Ю.Д. Геолого-петрографическая характеристика метаморфических сланцев рек Уруп и Лабы на Северном Кавказе. Автореф. канд. дисс. РГУ, 1954.
- Бочковой Ю.Д. Зеленокаменные породы бассейна р. Уруп на Северном Кавказе. - Труды Донецк. политехн. ин-та, т. 64, серия геол., 1962, вып. 4.
- Бочковой Ю.Д. Вулканогенные породы бассейна р. Лабы (Северный Кавказ). - Труды по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа, 1964, вып. 11.
- Бочковой Ю.Д. О возрасте метаморфической толщи бассейна р. Лабы (Северный Кавказ). - Сов. геол., 1965, т. 10.
- Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. - Геохимия, 1962, №7.
- Гончарова Т.Я. Стратиграфо-петрографический очерк Бескесского медно-колчеданного месторождения на Западном Кавказе. - Изв. Высш. учебн. завед. Геол. и развед., 1959, №2.
- Горшков Г.С. Явления вулканизма и верхняя мантия. Труды Геохим. конф., посвящ. столетию со дня рождения акад. В.И. Вернадского, т. 2. М., 1964.
- Греков И.И., Лунев А.Л., Михеев Г.А., Потапенко Ю.Я., Снежко Е.А., Срабонян М.Х. Унифицированные схемы стратиграфии и магматизма доальпийских образований Северного Кавказа. - Изв. АН СССР, серия геол., 1969, №6.
- Гуревич Г.М., Кац Г., Овчинников И.М., Сауков А.А. Материалы к геохимической характеристике природных газов рудных месторождений Кавказа. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 46.
- Гуревич М.Г., Овчинников И.М. О гелии в природных газовых струях Урупского медно-колчеданного месторождения. - Докл. АН СССР, 1958, т. 118, №4.
- Гуревич Г.М., Овчинников И.М. Изучение окклюдированных газов, связанных с эндогенными процессами. Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1960 г. М., 1961.
- Демин А.М., Кропачев С.М., Круть И.В. Девонский вулканогенный комплекс Северного Кавказа. - Изв. АН СССР, серия геол., 1965, №11.
- Дыса Ф.М. Новые данные о силурийских отложениях Северного Кавказа. - Изв. АН СССР, серия геол., 1972, №6.
- Дьяконова-Савельева Е.Н. Петрографический очерк района развития красноцветной толщи по среднему течению Большой Лабы и верховьям Урупа на Северном Кавказе. Северокавказск. петрогр. эксп. 1933 г. СОПС и ПетрИН. Серия северокавказск., 1936, вып. 1.
- Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Л., Изд-во АН СССР, 1950.
- Игнатъев Н.А. Геолого-петрографический очерк района р. Малой Лабы и ее притоков Маркопиджа и Уруштена (Черной) на Северном Кавказе. Северокавказск. петрогр. эксп. 1933 г. СОПС и ПетрИН. Серия северокавказск., 1936, вып. 1.
- Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М., "Мир", 1965.
- Каденский А.А. Магматическая геология Передового хребта Северо-Западного Кавказа. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1956.
- Кизевальтер Д.С. Новая стратиграфическая схема среднепалеозойских отложений Северного Кавказа. - Изв. Высш. учебн. завед. Геол. и развед., 1963, №1.
- Коптев-Дворников В.С., Емельяненко П.Ф., Петрова М.А. Эффузивные и интрузивные комплексы западной части Сырысу-Тенизского водораздела. - Сов. геол., 1963, №7.
- Коржинский Д.С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. - Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 68, серия рудных месторождений (№10).
- Коржинский Д.С. Проблема спилитов и гипотеза трансвапоризации в свете новых океанологических и вулканологических данных. - Изв. АН СССР, серия геол., 1962, №9.

- Краткая объяснительная записка к карте магматических формаций СССР м-ба 1:2 500 000. Л., ВСЕГЕИ, 1971.
- Кропачев С.М. К стратиграфии среднего палеозоя зоны Передового хребта между реками Даут и Малая Лаба. - Труды Кавказск. эксп. ВАГТ и МГУ за 1959-1960 г., 1962, т. 3.
- Кропачев С.М., Круть И.В. Стратиграфия среднепалеозойских отложений Северного Кавказа. - Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 1.
- Круглов С.С. О псевдоконгломератах в метаморфических толщах палеозоя Северного Кавказа. - Сб. трудов. Геол. ин-та АН Грузинской ССР. Тбилиси, 1959.
- Круглов С.С., Робинсон В.Н. Верхняя пермь Большого Кавказа. - В кн. "Геология СССР, т. IX. Северный Кавказ, ч. I. Геологическое описание". М., "Недра", 1968.
- Круть И.В. О среднепалеозойских вулканогенно-осадочных формациях Передового хребта Большого Кавказа. - Литол. и полезн. ископ., 1965, №3.
- Круть И.В., Яковлев Л.И. К вопросу о стратиграфии среднепалеозойских толщ между-речья Даута и Малки (Северный Кавказ) и о месте колчеданного оруденения в их раз-резе. - Труды ЦНИГРИ, 1963, вып. 53.
- Круть И.В., Ляшенко А.И., Яковлев Л.И. О девонском возрасте карачаевской серии Северного Кавказа. - Докл. АН СССР, 1963, т. 153, №5.
- Круть И.В., Яковлев Л.И., Кропачев С.М., Ляшенко А.И., Шаркова Т.Т. Стра-тиграфическое положение и строение карачаевской серии Северного Кавказа. - Изв. АН СССР, серия геол., 1963, №10.
- Кудряшова В.И. К вопросу об образовании шаровых лав среднего течения р. Нижней Тунгуски. - Изв. АН СССР, серия геол., 1958, №2.
- Кузнецов С.С. Геологическое строение средней части Северного Кавказа в связи с не-которыми вопросами ее металлогении. СОПС, Северо-Кавказская экспедиция. Л., 1956.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964.
- Курбанов А.Ш. Геология, минералогия и возраст рудных тел Урупского колчеданного месторождения. - Сб. материалов по геол. цветных, редких и благородных металлов, 1958, вып. 2.
- Курбанов А.Ш., Озеров Ю.К. Новые данные о геологическом строении Урупского руд-ного поля (Северный Кавказ). - Труды ЦНИГРИ, 1963, вып. 53.
- Куцев Ю.С. О некоторых сторонах петрогенетической роли отношений  $Fe_2O_3:FeO$  в маг-матических горных породах. - Изв. АН СССР, серия геол., 1964, №11.
- Лебединский В.И. Новые данные о генезисе спилито-кератофировой формации Горного Крыма. - В сб. "Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород". М., Изд-во АН СССР, 1963а.
- Лебединский В.И. Некоторые общие вопросы генезиса спилито-кератофировых формаций на примере вулканогенных толщ Горного Крыма. - В сб. "Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала", т. II. Свердловск, 1963.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Петрография. Л., Гос. н.-т. изд-во, 1931.
- Ломизе М.Г. Дифференциация расплава или разные магматические очаги? - Сов. геол., 1967, №3.
- Лупанова Н.П. О палеозойских конгломератах балки Никитиной. - Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 11.
- Лупанова Н.П. Эффузивные и дайковые породы верхнего палеозоя Северо-Западного Кав-каза. - В кн. "Вопросы магматической геологии", М., 1969.
- Лупанова Н.П., Кудрявцев В.Т. О формуле пумпеллиита. - Докл. АН СССР, 1961, т. 141, №6.
- Лупанова Н.П., Кудрявцев В.Т. Пумпеллиит Северного Кавказа. - Изв. АН СССР, 1962а, серия геол., №6.
- Лупанова Н.П., Кудрявцев В.Т. Щелочные порфириды среднего палеозоя бассейна р. Лабы (Северный Кавказ). - Труды ИГЕМ АН СССР, 1962б, вып. 77.
- Лупанова Н.П., Маркин В.В. Зеленокаменные толщи Собско-Войкарского синклинория. Л., "Наука", 1964.
- Мельников В.А. Новые данные о палеозое Северо-Западного Кавказа. Бюлл. научно-техн. информации, 1959, №4 (21).
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. - В кн. "Очерки ре-гиональной геологии СССР", вып. 8. Изд-во МГУ, 1963.
- Набоко С.И. Случай газового фтор-метасоматоза при активном вулканизме. - Геохимия, 1957, №5.
- Овчинников Л.И., Меттих Л.И. О химическом и минералогическом составе серицитго-вых пород колчеданных месторождений. - Труды Первого Уральского петрогр. совещ., 1963, т. II.

- Плошко В.В. Геологические соотношения изверженных пород сел. Нижне-Тебердинского (Северный Кавказ). - Труды ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 27.
- Плошко В.В. Уруштенский комплекс Северного Кавказа. М., 1965.
- Плошко В.В., Лупанова Н.П. Миграция железа, магния, кальция и некоторых других элементов в процессе гранитизации зеленокаменных пород нижнего палеозоя бассейна р. Малой Лабы. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 99.
- Потапенко Ю.Я., Момот С.П. Новые данные о кембрийских отложениях Северного Кавказа. - Докл. АН СССР, 1965, т. 164, №3.
- Робинсон В.Н. Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейнов рек Лабы и Белой на Северном Кавказе. - Труды Всес. геол.-разв. объедин., 1932, вып. 226.
- Робинсон В.Н. Геологический очерк района средних течений рек Аксаута и Марухи. - Труды по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа, 1937, вып. 1.
- Ротман В. Вулканогенно-моцассовая формация (на примере Тихоокеанского подвижного пояса). Проблемы палеовулканологии. - Труды Лабор. палеовулканол., 1963, вып. LVI (1). Алма-Ата.
- Самохин А.А. Вопросы геологии метаморфического комплекса зоны Передового хребта в бассейне р. Лабы. Геология Центрального и Западного Кавказа. - Труды Кавказск. эксп. ВАГТ и МГУ за 1959-1960 гг., 1962, т. 3.
- Сауков А.А. Геохимия. М., Изд-во геол. лит.-ры, 1951.
- Сердюченко Д.Н. Граниты Бескеса и Мошевой и их контакты со змеевиками. Северо-кавказск. петрогр. эксп. 1933 г. СОПС и ПетРИН. Серия Северокавказская, 1936, вып. 1.
- Скрипченко Н.С. К вопросу о закономерностях размещения медно-колчеданных месторождений на Северном Кавказе. - Геол. рудных м-ний, 1960, №2.
- Соболев Н.Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. М., Госгеолгиздат, 1952.
- Срабонян М.Х. Строение кристаллической толщи междуречья Теберда - Большой Зеленчук. - Труды по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа, 1967, вып. XII.
- Судецки-Кардош Е.О. О влиянии вмещающих пород на распределение элементов в магматитах. В кн.: "Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса". М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Тернер Ф. Дж. Эволюция метаморфических пород. М., ИЛ, 1951.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.
- Тихомиров С.Н. О пиррофилите в породах нижнего палеозоя и докембрия (?) в бассейне рек Малки и Хасаута (Северный Кавказ). - Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1961, №43.
- Фремд Г.М. Значение актуалистических методов при решении некоторых вопросов палеовулканизма. - Труды Лабор. вулканол. 1963, вып. LVI (1). Алма-Ата.
- Фридман А.И. Геология и геохимия природных газов Урупских медно-колчеданных месторождений (Северный Кавказ). - Изв. Высш. учебн. завед. Геол. и развед., 1959, №9.
- Фролова Т.И. Родоначальные магмы вулканогенных формаций восточного склона Южного Урала, роль дифференциации и ассимиляции в их формировании. - Сов. геол., 1968, №11.
- Хильтов Ю.Н. Геология и петрология Архызского интрузивного комплекса (Северный Кавказ). М.-Л., Изд-во АН СССР, 1959.
- Шейнманн Ю.М. Новые данные о базальтах океана и значение их для общей геологии. - Сов. геол., 1965, №8.
- Шилов В.Н., Калишевич О.К. К вопросу об условиях образования пород спилито-кератофировых формаций. - Докл. АН СССР, 1958, т. 122, №5.
- Шоу Д.С. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. Л., "Недра", 1969.
- Штейнберг Д.С. О химической классификации эффузивных горных пород. - Труды Ин-та геол. Уральск. фил. АН СССР, 1964, вып. 72.
- Kuno H. Origin of kenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. - Bull. volcanol., 1959, ser. II, t. XX.
- Kuno H. Origin of andesite and its Bearing on the Island Arc Structure. - Bull. volcanol., 1968, v. XXXII, N 1.
- Nockolds S.R., Allen R. The geochemistry of some igneous rock series. - G.C.A., 1953, v. 4.
- Osborn E.F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. - Amer. J. Sci., 1959, v. 257.
- Peacock M.A. Classification of igneous rocks series. - J. Geol., 1931, v. 39.
- Yamasaki M. Petrogenetic Significance of the  $K_2O/Na_2O$  Ratios of Volcanic Rocks of Fuji and Nasu Volcanic Zones in Japan. - J. Geol. Soc., 1956, Japan, v. 62, N 732.

Таблица I

Чернореченская свита

- а. Порфиroidный микродиабаз, обр. 15/57, увел. 46, без анализатора; р. Уруштен, вблизи устья.
- б. Хлорит-эпидотовый ортосланец, обр. 647/58, увел. 9, николи скрещены; р. Уруштен.
- в. Кварцевый кератофир. Видно волнистое погасание вкрапленников кварца. Обр. 5, увел. 20, с анализатором; р. Уруштен.
- г. Кварцевый кератофир. Раздробленный вкрапленник плагиоклаза. Обр. 55, увел. 46, с анализатором; р. Уруштен.
- д. Алевролит, обр. 221, увел. 46, без анализатора; р. Уруштен.
- е. Карбонатно-хлоритовый сланец, обр. 24, увел. 20, без анализатора; р. Уруштен.
- ж. Хлорит-эпидотовый парасланец, обр. 478, увел. 10, без анализатора; руч. Буруны.
- з. Базальтовый порфирит, обр. 47, увел. 20, с анализатором, р. Уруштен

Таблица II

Кутанская свита

- а. Диабазовый порфирит, обр. 62, увел. 46, с анализатором; р. Малая Лаба.
- б. Уралитизированный пироксен-плагиоклазовый порфирит, обр. 2747, увел. 20, с анализатором; хр. Дженту.
- в. Туф плагиоклазового порфирита, обр. 70, увел. 20 с анализатором; р. Малая Лаба.
- г. Туф кварц-плагиоклазового порфирита. Метаморфизованный обломок кварца. Обр. 587, увел. 10, с анализатором; р. Малая Лаба.
- д. Порфириобласт кварца в туфе плагиоклазового порфирита, обр. 584, увел. 10, с анализатором; р. Малая Лаба.
- е. Хлорит-эпидотовый сланец с актинолитом, обр. 2769, увел. 46, с анализатором; хр. Дженту

Таблица III

Андрюкская свита

- а. Обломки хромита, обр. 1243, увел. 30, с одним николем.
- б. Обломки известняка с отпечатками иглокожих, обр. 1248, увел. 30, с одним николем.
- в. Ортофир, обр. 2541, увел. 46, николи скрещены; правый приток р. Андрюк.
- г. Минетта, обр. 1403, увел. 30, без анализатора; р. Власинчиха.
- д. Натровая минетта, пойкилитовая структура, обр. 2228, увел. 20, без анализатора; р. Бескес.
- е. Альбитит, обр. 2547, увел. 30, николи скрещены; р. Бескес

Таблица IV

Сосновская свита

- а. Порфиroidный диабаз, обр. 302, увел. 20, с анализатором; р. Малая Лаба.
- б. Порфиroidный диабаз (дайка), обр. 335, увел. 46, с анализатором; р. Большая Лаба.
- в. Порфиroidный микродиабаз (андезит), обр. 1238, увел. 20, с анализатором; р. Уруп.
- г. Микродиабазовый мандельштейн, обр. 311, увел. 20, без анализатора; р. Большая Лаба.
- д. Гиалопилитовая основная масса микродиабазового мандельштейна, обр. 307, увел. 90, без анализатора; р. Большая Лаба.
- е. Кварцевый кератофир. Вкрапленник кварца, окруженный зоной из хлорита и серишита. Обр. 1393, увел. 46, с анализатором; р. Уруп.
- ж. Кварцевый кератофир. Перлитовая текстура основной массы, обр. 1361, увел. 30, без анализатора; р. Власинчиха
- з. Кварцевый кератофир, обр. 338, увел. 20, с анализатором; р. Большая Лаба

Таблица V

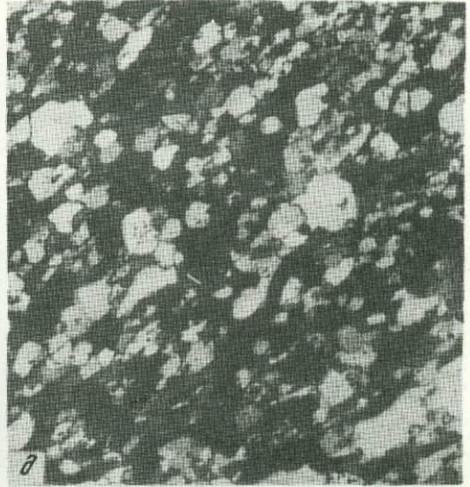
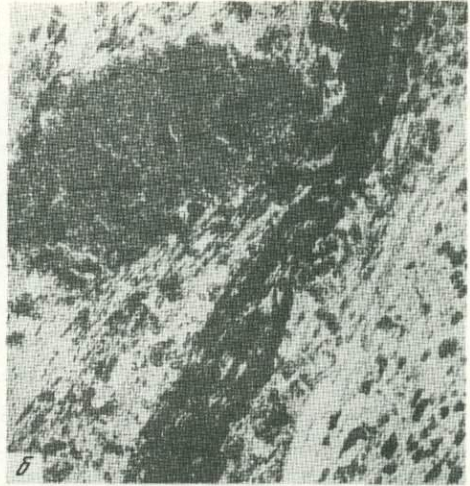
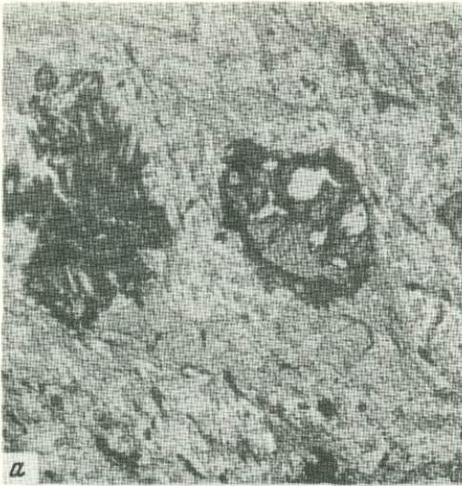
Кызылкольская свита

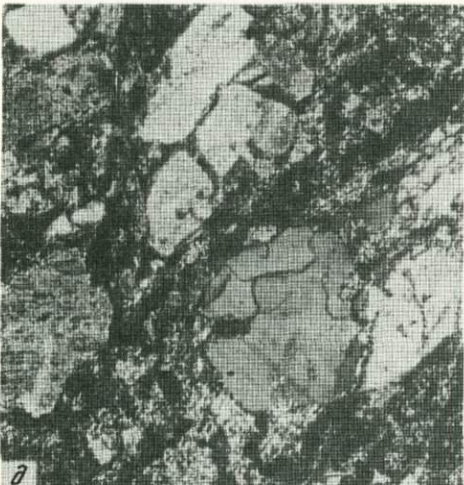
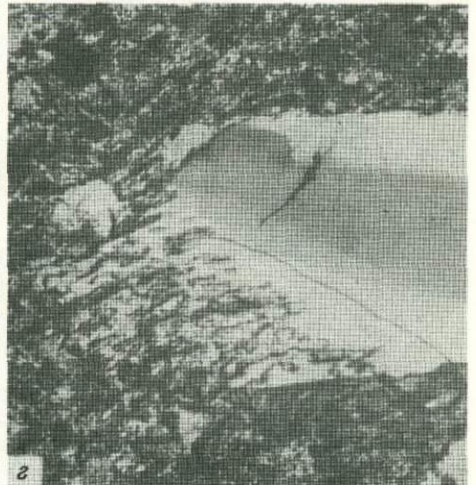
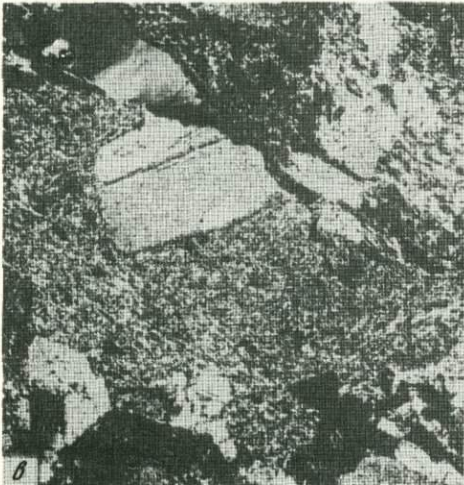
- а. Сплит из шара (поперечник около 1,0 м), обр. 2124/60, увел. 30, без анализатора; верховья р. Худес, выше устья руч. Кислого.
- б. Манделштейн сплита из шара подушечной лавы, обр. 259/68, увел. 30, николи скрещены; р. Даут, в 13 км от устья.
- в. Вариолит, подушечная лава, обр. 2123/60, увел. 30, николи параллельны; верховья р. Худес, выше устья руч. Кислого

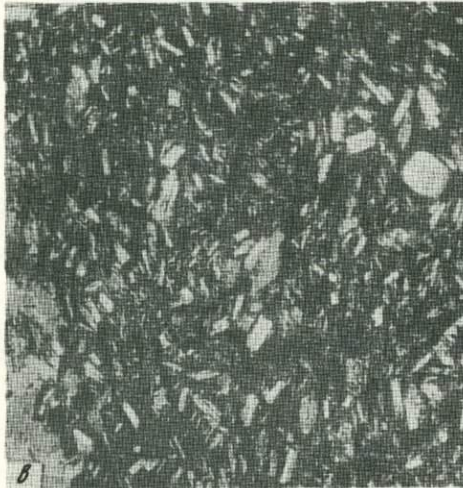
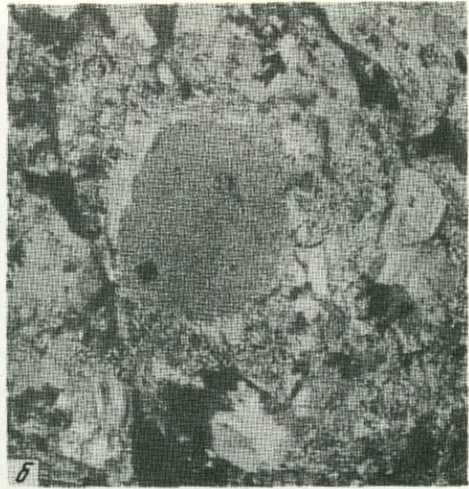
Таблица VI

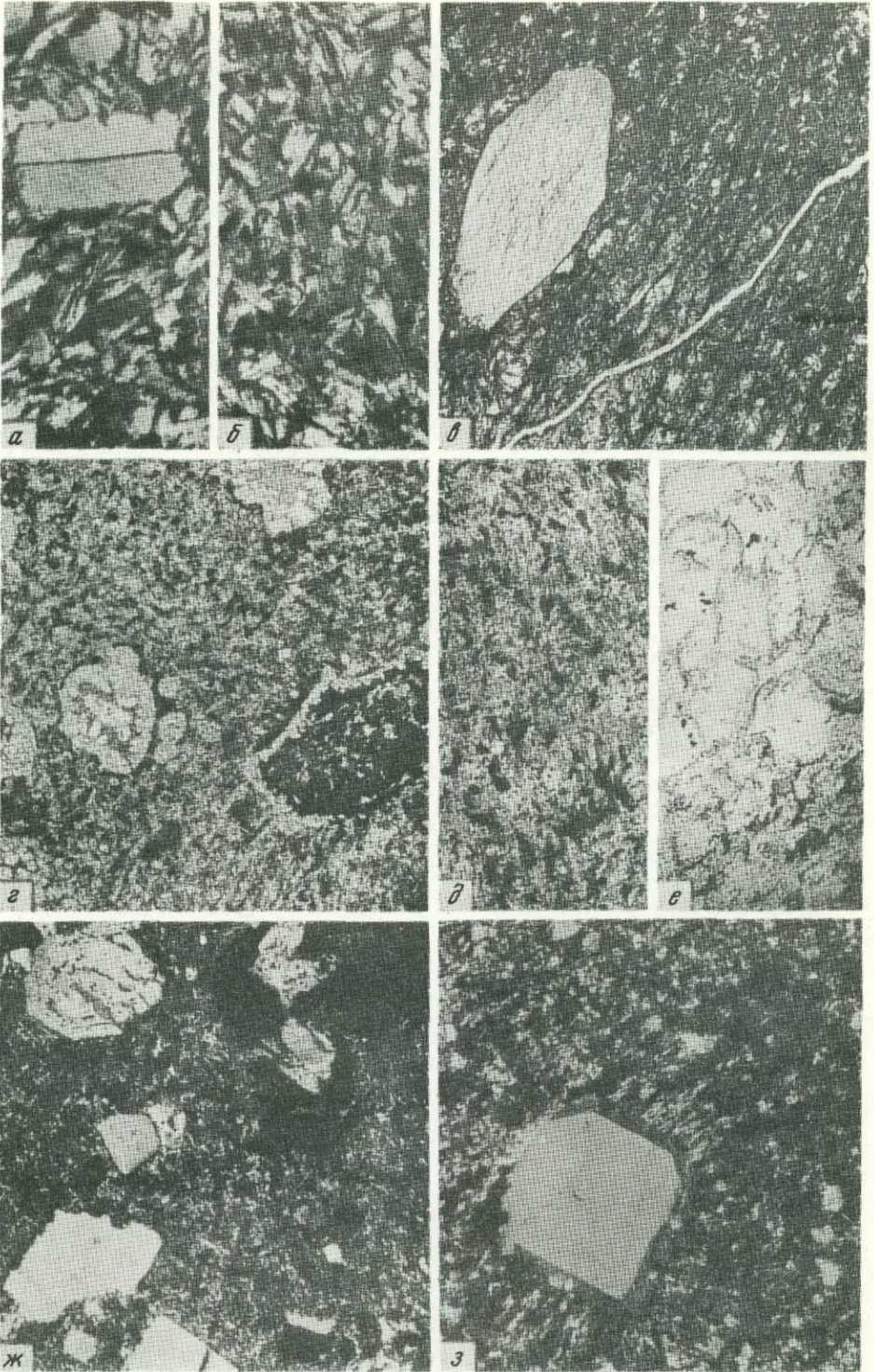
Семиродниковская свита

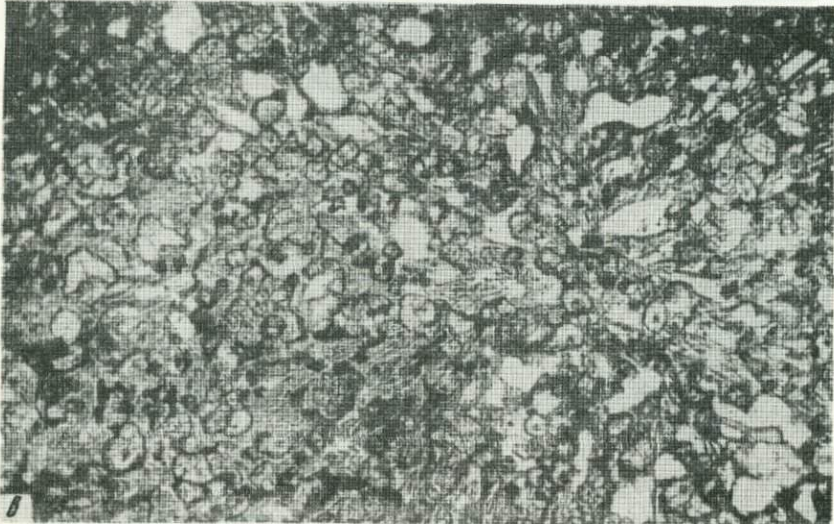
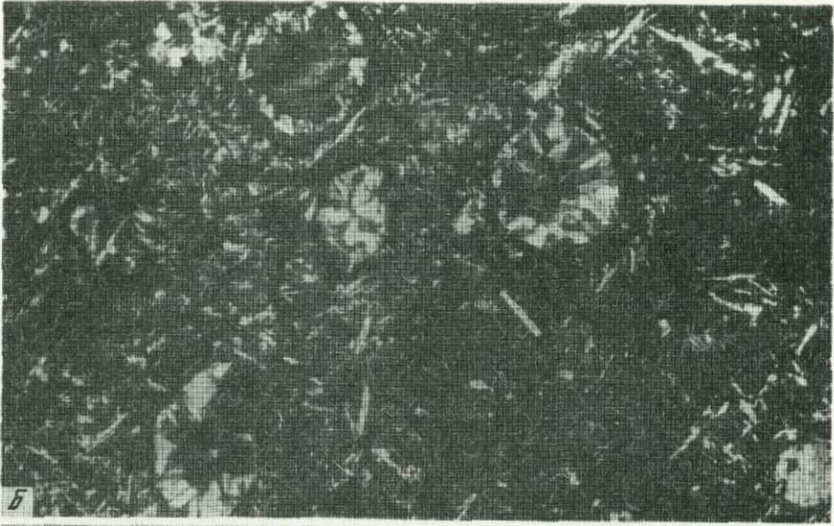
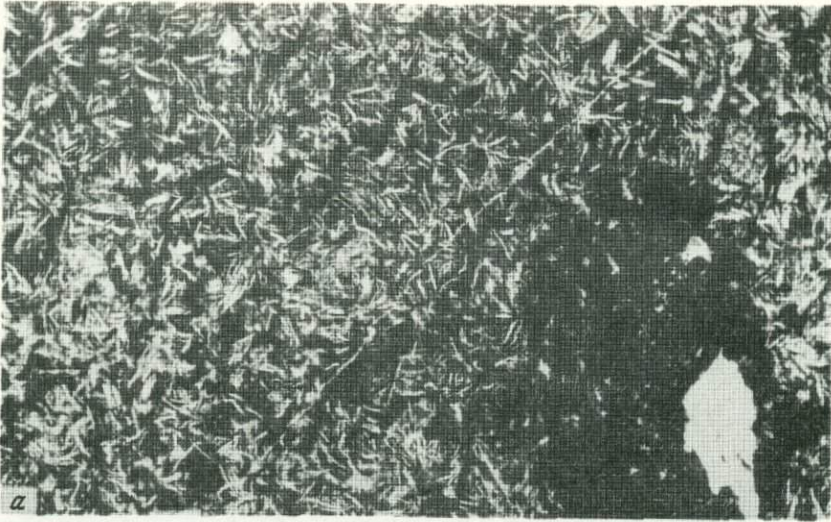
- а. Трахибазальтовый порфирит, обр. 1945, увел. 30, с анализатором; р. Большая Лаба.
- б. То же, обр. 2082, увел. 20, без анализатора; р. Андрюк.
- в. Нацело измененный трахибазальтовый порфирит, обр. 1948, увел. 20, без анализатора, р. Большая Лаба.
- г. Манделштейн трахибазальтового порфирита, обр. 2068, увел. 30, без анализатора; р. Андрюк.
- д. Туф трахибазальтового порфирита, обр. 2074, увел. 10, без анализатора; р. Андрюк.
- е. Сильно измененный (пумпеллитизированный) трахидацитовый плагиоклазовый порфирит, обр. 1784, увел. 30, с анализатором; р. Большая Лаба

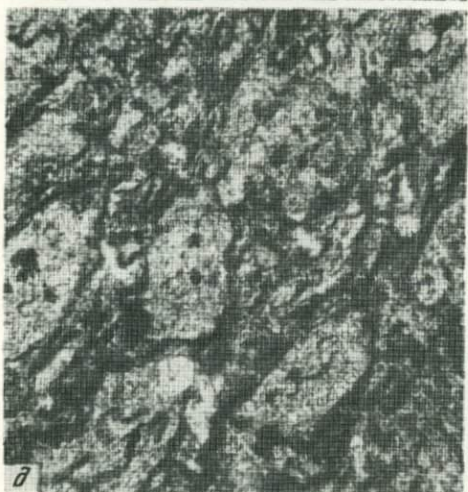
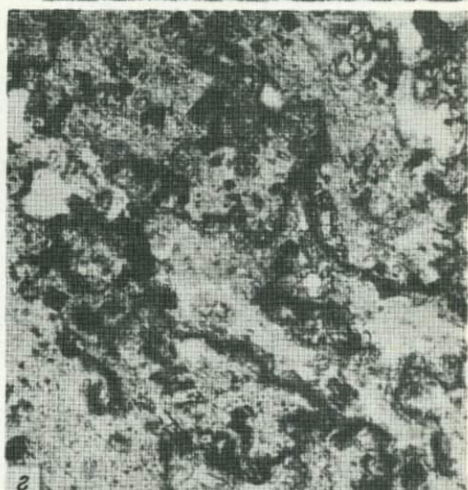
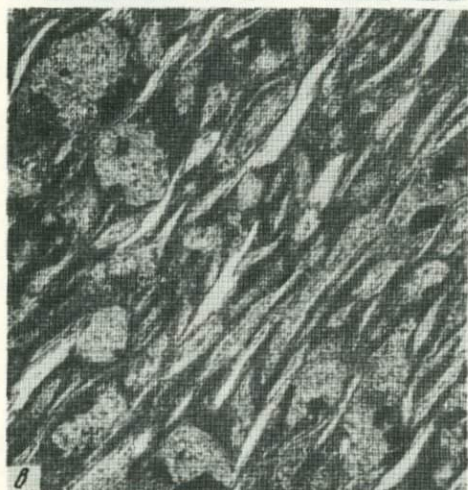












## ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ . . . . .	3
Глава I. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ТЕКТОНИКА НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА . . . . .	8
Глава II. СТРАТИГРАФО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ . . . . .	34
Нижний палеозой . . . . .	34
Чернореченская свита . . . . .	34
Кутанская свита . . . . .	42
Нижняя осадочно-вулканогенная подсвита . . . . .	42
Верхняя осадочная подсвита . . . . .	47
Средний палеозой . . . . .	52
Андрюкская свита . . . . .	52
Сосновская свита . . . . .	59
Кызылкольская свита . . . . .	62
Семиродниковская свита . . . . .	64
Нижняя осадочно-вулканогенная подсвита . . . . .	64
Верхняя осадочная подсвита . . . . .	73
Пастуховская свита . . . . .	78
Кыркольская свита . . . . .	79
Глава III. ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭФФУЗИВНЫХ, ГИПАБИССАЛЬНЫХ И ДАЙКОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ И ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА В ПАЛЕОЗОЕ . . . . .	81
Нижний палеозой . . . . .	81
Чернореченская свита . . . . .	82
Кутанская свита . . . . .	96
Средний палеозой . . . . .	105
Сосновская свита . . . . .	105
Кызылкольская свита . . . . .	113
Семиродниковская свита . . . . .	133
Кыркольская свита . . . . .	162
Глава IV. МЕТАМОРФИЗМ . . . . .	164
Глава V. ДАННЫЕ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА . . . . .	172
ЗАКЛЮЧЕНИЕ . . . . .	174
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	179
ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ . . . . .	183

*Надежда Петровна Лупанова*

ФОРМАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД НИЖНЕГО  
И СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ (СЕВЕРНЫЙ КAVKAZ)

Утверждено к печати  
Институтом геологии рудных месторождений,  
минералогии и геохимии Академии наук СССР

Редактор Т.Ю. Маренина  
Редактор издательства Н.М. Митяшова  
Художественный редактор В.А. Чернецов  
Технический редактор Е.К. Полукарова и  
Г.В. Лазарева

---

Подписано к печати 31/XII-74 г. Т - 13487  
Усл. печ. л. 16,8. Уч.-изд. л. 16,3  
Формат 70×108 I/16. Бумага офсетная № 1  
Тираж 600 экз. Тип. зак. 1581.  
Цена 1р. 63к.

---

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62,  
Подсосенский пер., 21

1-я типография издательства "Наука".

199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

## Исправления

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
26	1 стр.	на	, на основании чего отложе-
46	28 св.	$\text{Cr}_2\text{O}$	$\text{Cs}_2\text{O}$
51	21 стр.	5	4
60	14 стр.	IV, е	IV, з
183	5 стр.	е.	з.
183	3 стр.	ж.	е.
183	1 стр.	з.	ж.

Н.П. Лупанова. Формации магматических пород...

1 р. 63 к.

1615



**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»**