



Au Sn Mo Cu Pb Hg Sb F S P Ba

Р.Б. БАРАТОВ

Е.Н. ГОРЕШКАЯ

С.И. ЩУКИН

Даци́т-липа́ритовая форма́ция Южно́го Гисса́ра

ДУШАНБЕ—1973

АКАДЕМИЯ НАУК ТАДЖИКСКОЙ ССР
Институт геологии

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

Всесоюзный ордена Ленина научно-исследовательский геологический институт

Р. Б. БАРАТОВ, Е. Н. ГОРЕЦКАЯ, С. И. ЩУКИН

559.82

ДАЦИТ-ЛИПАРИТОВАЯ
ФОРМАЦИЯ
ЮЖНОГО ГИССАРА

Под редакцией
академика АН Таджикской ССР
Р. Б. БАРАТОВА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ДОНИШ»
ДУШАНБЕ — 1973

439

УДК 552.323.1 (575.3.20)

Монография является первой сводкой по характеристике раннепермской дацит-липаритовой формации и связанной с ней эндогенной минерализации, сформировавшихся в позднегерцинский период орогенного развития Южного Гиссара.

В работе рассмотрены структурно-геологические обстановки размещения пермских вулканогенных образований различных фаций глубинности (поверхностных, жерловых, субвулканических и гипабиссальных); большое внимание уделяется петрографическим и петрохимическим особенностям пород этих групп. Приведены достаточно полные сведения об эндогенной минерализации, проявленной в вулcano-тектонических структурах и представленной, в основном, жильным, метасоматическим и рудным типами. В небольшом объеме даются сведения о распределении некоторых элементов — примесей в вулканитах и изменениях их содержания в ходе эруптивной деятельности.

На основании анализа приведенных петрологических и геологических материалов выяснены основные черты развития вулканического процесса и сделаны выводы о генезисе вулканогенных пород различных составов: субщелочного основного и среднего, умереннокислого и кислого состава.

Книга представит интерес для широкого круга геологов и геохимиков, занимающихся вопросами вулканизма и рудообразования.

Б $\frac{0293-004}{M502-73}$ 11-72



Посвящается светлой памяти
Николая Константиновича
МОРОЗЕНКО

ВВЕДЕНИЕ

Проблема изучения пермского магматизма и связанного с ним гидротермального оруденения Южного Гиссара привлекала внимание многих исследователей. В первую очередь эта проблема связана с именем Николая Константиновича Морозенко. Еще в конце 40-х годов, на основе металлогенического анализа, Н. К. Морозенко положительно оценил перспективы Южного Гиссара, ранее известного своими скарново-редкометалльными месторождениями, в отношении позднегерцинского гидротермального оруденения. В 1949—1957 гг. в Южном Гиссаре по этой проблеме под руководством Н. К. Морозенко проводились крупные тематические исследования Всесоюзного научно-исследовательского геологического института (Е. Н. Горецкая, Е. А. Худобина, К. А. Григорьев, Л. В. Григорьева, С. А. Лесков, А. М. Маслов, С. И. Щукин и др.):

За последние 10—15 лет изучением позднегерцинского магматизма и эндогенного оруденения Южного Гиссара занимались многие научные и геологоразведочные организации: Институт геологии АН Таджикской ССР (Р. Б. Баратов, С. М. Бабаходжаев), Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт (С. И. Щукин, Л. А. Козюренко, А. М. Маслов и др.), Управление геологии Совета Министров Таджикской ССР (В. М. Брейвинская, В. Т. Горбатов, Х. Х. Джалилов, В. Н. Ефименко, Е. А. Космынин, В. А. Кутенец, И. В. Мушкин, Ю. А. Новосельцев, В. И. Тарасов, А. А. Шванц и др.), Таджикский государственный университет (А. Х. Хасанов, М. Мамадвафоев), Министерство геологии Узбекской ССР (С. Я. Ляпидус, Д. А. Рубанов и др.), Институт геологии и геофизики АН Узбекской ССР (Т. Н. Далимов), Ташкентский государственный университет (И. М. Исамухамедов, В. А. Пимшина), Ленинградский горный институт (Н. К. Морозенко, Ю. Н. Капков, В. И. Яковлев) и др. В изучении проблемы в целом и решении отдельных вопросов достигнуты большие успехи, освещенные в многочисленной опубликованной литературе.

Настоящая работа восполняет существующий пробел в характеристике раннепермской дацит-липаритовой формации, с которой парагенетически связана разнообразная гидротермальная минерализация. Дацил-липаритовая формация Южного Гиссара характеризуется сложным сочетанием пород субщелочного основного и среднего, умеренно кислого и кислого состава, четко разделяется по глубинам образования на ряд фациальных групп (поверхностные, жерловые, субвулканические и гипабиссальные), находящихся между собой в определенных возрастных взаимоотношениях. Исследованиями последних лет установлена приуроченность отдельных типов гидротермальной минерализации к некоторым вулкано-тектоническим структурам с преимущественным развитием пород жерловой, субвулканической или гипабиссальной фации.

Всестороннее освещение вопросов геологий, петрологий и металлогении дацит-липаритовой формации в монографии произведено для Южно-Гиссарской зоны, где эта формация (раннепермский лючобский интрузивно-вулканогенный комплекс) имеет широкое распространение. Труднодоступные и плохо изученные, развитые на незначительных площадях вулканогенные образования западной части Южно-Гиссарской зоны (бассейн р. Тупаланг, р. Тамшуш), стратиграфическое положение которых неясно, а принадлежность к ранней перми спорна, нами не рассматриваются. Такое же исключение сделано для вулканогенных образований Байсунской зоны, прежде условно относимых к ранней перми; в настоящее время многочисленными исследователями (А. В. Покровский, С. Я. Лапидус, В. М. Венутченко, Т. Н. Далимов и др.) для большинства из них доказан раннекаменноугольный возраст.

В основу настоящей монографии положены личные материалы авторов, полученные в результате многолетнего (1950—1970 гг.) изучения геологий и магматизма Южного Гиссара. Кроме того авторами учтены материалы большого коллектива геологов ВСЕГЕИ и Управления геологии Совета Министров Таджикской ССР, степень участия которых в различных направлениях исследований указывается ниже в соответствующих разделах работы.

В целом в работе дана всесторонняя характеристика региональных геолого-петрологических и металлогенических особенностей дацит-липаритовой формации Южного Гиссара. Однако отдельные положения, касающиеся вопросов соотношения вулканогенных образований различных фаций глубинности, петрохимии, эндогенной минерализации и др., выходят за рамки региональных исследований и представляют общий интерес при решении проблем вулcano-плутонических (интрузивно-вулканогенных) формаций, их рудоносности, палеовулканических реконструкций, генезиса дацит-липаритовой формации, латит-липаритовой субформации, в частности.

Несмотря на детальные исследования, проведенные в условиях прекрасной обнаженности Южного Гиссара, еще не все вопросы стратиграфии, вещественного состава и генезиса дацит-липаритовой формации могут считаться решенными. Во всех случаях недостаток фактических данных или дискуссионность их интерпретации оговариваются в тексте.

Одним из важнейших направлений в дальнейших исследованиях является проведенное на уровне современных требований геохимическое изучение вулканогенных образований дацит-липаритовой формации Южного Гиссара. Без достаточно достоверных геохимических данных вопросы генезиса формации теоретически и ее рудоносности практически не могут быть разрешены. Именно это геохимическое направление исследований развивал в последние годы жизни Н. К. Морозенко (Морозенко, Квятковский, 1969), будучи твердо уверенным в перспективах рудоносности позднегерцинского магматизма Южного Гиссара.

Глава I

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЮЖНОГО ГИССАРА

В современном регионально-геологическом районировании под Южным Гиссаром понимается область распространения палеозойских геологических формаций на южной окраине герцинского геосинклинально-складчатого пояса Южного Тянь-Шаня. Большинство исследователей к Южному Гиссару относит южный склон и приосевую часть Гиссарского хребта, его юго-западные отроги (хребты Сурхай-Тау, Байсуи-Тау и Чак-Чар) и их продолжение в хребте Кугиганг-Тау и западную часть Каратегинского хребта. На западе и на юге палеозойские структуры Южного Гиссара погребены под эпипалеозойским платформенным чехлом южной части Туранской плиты (Бухаро-Хивинская зона) и мезозойско-кайнозойскими отложениями Южно-Таджикской депрессии.

В пределах Южного Гиссара разносторонние геологические исследования были начаты в конце 20-х годов и в большом объеме выполнялись в последние двадцать лет. Результаты этих исследований изложены в работах Р. Б. Баратова, Ф. Р. Бенш, Б. Ф. Василевского, Е. М. Головина, Е. Н. Горецкой, А. В. Григорьева, Т. Н. Далимова, Т. Н. Ивановой, А. Г. Ивашенцова, И. М. Исамухамедова, П. Д. Купченко, М. М. Кухтикова, В. А. Кутенца, И. Г. Магакьяна, А. П. Марковского, Н. К. Морозенко, И. В. Мушкина, И. К. Никитина, С. К. Овчинникова, В. А. Пимшиной, Е. Д. Поляковой, А. В. Покровского, Д. А. Рубанова, Н. А. Смольянинова, А. Т. Тарасенко, А. Х. Хасанова, Г. С. Чикрызова, П. К. Чихачева, С. Е. Шифрина, С. И. Щукина и многих других. В них исследуются стратиграфия, тектоника, магматизм, а также полезные ископаемые, распространенные в Южном Гиссаре.

Южный Гиссар характеризуется весьма сложным геологическим строением и интенсивной насыщенностью магматическими образованиями. В связи с этим, несмотря на хорошую геологическую изученность, положение Южного Гиссара в структурах Тянь-Шаня до сих пор понимается по-разному. Впервые позиция Южного Гиссара в структурах Тянь-Шаня была определена в 1937 г. В. И. Поповым (1938). Он выделил южную окраинную зону Тянь-Шаня с Гиссарской и Южно-Таджикостанской подзонами. На месте Южно-Таджикостанской депрессии и юго-западных отрогов Гиссарского хребта (Южно-Таджикостанская подзона) он предполагал существование древнейшего Каратегинского поднятия, которое в силуре служило источником обломочного материала для мощных осадочных толщ, накапливавшихся в Зеравшанском хребте и Дарвазе. В среднем девоне это поднятие испытало погружение, а в дальнейшем претерпело ту же сложную смену поднятий и опусканий, которые отражены в палеозое Гиссарской подзоны.

В последующие годы в работах Н. М. Симицына (1957), П. Д. Ви-

ноградова, А. Е. Довжикова, Е. И. Зубцова и В. Н. Огнева (1958), Е. Д. Карповой (1959), С. К. Овчинникова (1959б) территория Южного Гиссара рассматривалась как единая крупная тектоническая единица (Гиссарская или Южно-Гиссарская зона), являющаяся составной частью герцинской геосинклинально-складчатой области Южного Тянь-Шаня. В эти же годы М. М. Кухтиковым (1956), Е. Н. Горенкой и Н. К. Морозенко (1962) было произведено более дробное расчленение Южного Гиссара на ряд самостоятельных тектонических зон или районов. М. М. Кухтиковым (1956, 1969) были выделены Мечетлинская, Сурхантауская, Байсун-Кштутская, Бешнауская, Османталинская и Центрально-Гиссарская зоны.

В настоящее время наряду с отмеченной схемой М. М. Кухтикова существуют и другие схемы районирования Южного Гиссара. Значительная часть исследователей считает целесообразным выделить в составе Южного Гиссара две структурно-формационные зоны — Южно-Гиссарскую (Гиссарскую) и Байсунскую. Именно такая точка зрения отражена на опубликованных тектонической карте Узбекской ССР под редакцией В. Г. Гарьковца (Алферов, Арапов и др., 1967) и на схеме тектонического районирования Тянь-Шаня, составленной А. Е. Довжиковым, Е. И. Зубцовым и др. (1968).¹

При рассмотрении магматизма Южного Гиссара более обоснованным является деление его на Байсунскую и Южно-Гиссарскую структурно-формационные зоны. При этом Байсунская зона понимается как докембрийский срединный массив (Южно-Гаджикский или Байсунский массив), а Южно-Гиссарская зона — как его краевая часть, которые, начиная со среднего палеозоя, были вовлечены в геосинклинальное развитие.

Геологическое строение Байсунской и Южно-Гиссарской зон в различных аспектах геологических наук освещено в многочисленных опубликованных работах. Ниже будет приведена краткая характеристика районов распространения пермских вулканогенных пород дацито-липаритовой формации. Эти районы почти полностью совпадают с Южно-Гиссарской структурно-формационной зоной или соответствующими ей частями тектонических зон по М. М. Кухтикову (Мечетлинской, Османталинской и Центрально-Гиссарской). Отдельные локальные вулканотектонические структуры размещены и на флангах Южно-Гиссарской зоны.

Геологическими границами Южно-Гиссарской зоны являются краевые глубинные разломы — Северо-Гиссарский (или Главный Гиссарский) и Богаинский (рис. 1). Наиболее отчетливо выражена южная тектоническая граница зоны, где Богаинский разлом отделяет ее от Байсунской зоны. Северо-Гиссарский краевой разлом, разделяющий Южно-Гиссарскую и Зеравшано-Алайскую зоны, изучен еще недостаточно, особенно в восточной части. По крупномасштабным геологическим картам и положению осей крупных гравитационных аномалий представляется возможным трассировать этот разлом в восточном направлении вдоль северной границы Гармского блока.

Анализ материалов по стратиграфии, магматизму, а также складчатым и разрывным дислокациям показывает, что формирование современной структуры Южно-Гиссарской зоны происходило при последо-

¹ При делении Южного Гиссара на Байсунскую и Южно-Гиссарскую (Гиссарскую) зоны В. Г. Гарьковец и соавторы относят Южно-Гиссарскую зону к складчатой системе Южного Тянь-Шаня, а А. Е. Довжиков обе зоны объединяет в складчатую систему Юго-Западного Тянь-Шаня.

вательной смене тектонических режимов от геосинклинального (S—C₃) к орогенному или постинверсионному (P—T), а далее к платформенному (T₃—Pg₂) и эпиплатформенному орогенному (Pg₃—Q). Досреднепалеозойский тектонический режим Южного Гиссара еще не вполне установлен. Геологические образования досреднепалеозойского возраста можно рассматривать как структурный комплекс основания, включающий толщи метаморфических пород условно докембрийского-нижнепалеозойского возраста.

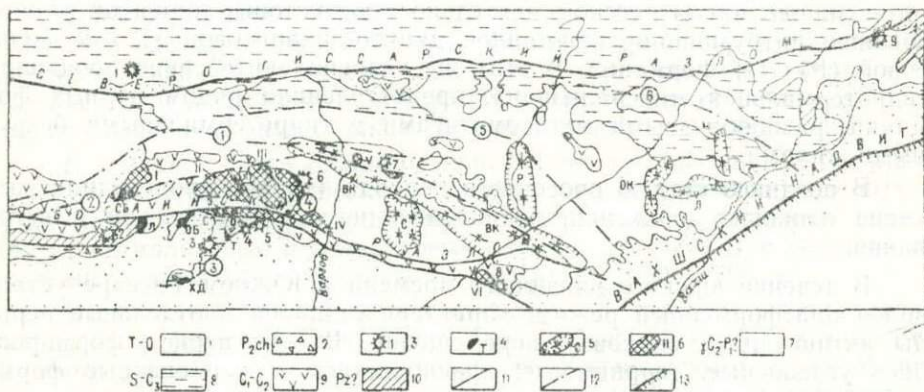


Рис. 1. Схема размещения пермских вулканитов в Южно-Гиссарской зоне: 1 — карбонатно-терригенные и молассоидные отложения (T—Q); 2 — молассовые отложения ханакинской свиты (P₂ch); 3—6 — лючобский интрузивно-вулканогенный комплекс (P₁): 3 — поля распространения даек кислого и умеренно кислого состава в допермских структурных ярусах (ВК—Варзоб-Кафирниганское, С — Семганчское, Р — Рамитское, ОК—Обигарм-Канязское, Л—Лугурское, М—Муджихарфское); 4 — субвулканические интрузии гранодиорит-порфиров, кварцевых латит-порфиров и дацитовых порфиров (Сб—Сарбинская, Л—Лябиджойская, Об — Ойборикская, С — Суффинская, З — Зачауская, О — Овчикуракская, Х — Ханакинская, Т — Трушбогская, Хд — Ходжинская); 5 — экструзии (1 — Қанчоқский, 2 — Ширкентский, 3 — Нилу, 4 — Курмишханский, 5 — Горноханакинский, 6 — Лючобский, 7 — Пчайдарский, 8 — Кульский, 9 — Наскакский некки); 6 — покровы поверхностных фаций (I — Каратагская, II — Ханака-Суффинская, III — Ханака-Лючобская, IV — Чилкакская, V — Диамаликская, VI — Кафирниганская площади); 7 — гранитоиды Гиссарского плутона; 8 — карбонатно-терригенные отложения (S—C₃); 9 — кератофир-спилит-диабазовая и андезитовая толщи (C₁—C₂); 10 — метаморфические толщи Pz₁; 11—13 — разломы: 11 — гипоглубинные, 12 — мезоглубинные (1 — Ходжаобгармский, 2 — Северный, 3 — Предгорный, 4 — Шираталинский, 5 — Османталинский, 6 — Шахандозский), 13 — эпиглубинные разломы.

В геосинклинальном периоде развития Южно-Гиссарской зоны четко выделяются две стадии: собственно геосинклинальная (раннегеосинклинальная) и инверсионная (или позднегеосинклинальная). С первой стадией связано образование группы геосинклинальных формаций: терригенных (S₁), карбонатных (S—D₂ и C_{1v}), вулканогенных кератофир-спилит-диабазовой и андезитовой (C_{1п}—C₂) и вулканогенно-терригенных (C_{2b}—m). В течение силура — нижнего карбона здесь накапливались такие же толщи, как и в смежной с севера Зеравшано-Алайской зоне, однако мощности их были сокращенными (соответственно 3500 и 1500—2500 м). Четкое обособление Южно-Гиссарской зоны наступило в намюрском веке, когда началось накопление мощных толщ эффузивно-пирокластических пород кератофир-спилит-диабазовой и андезитовой формации и внедрение интрузий габбро-плагиогранитовой

формации. В инверсионную стадию происходило накопление флишевой формации (C_2-C_3) и внедрение интрузий гранитоидов.

Период орогенного развития Южно-Гиссарской зоны охватывает отрезок геологического времени от ранней перми до позднего триаса. Структуры и геологические формации орогенного периода отражают специфический тектонический режим, наступивший после завершения складчатости и внедрения крупных батолитоподобных интрузий гранитоидов. Начальная стадия этого периода (пермь—ранний триас) характеризуется высокой активностью блоковых тектонических движений, интенсивной магматической деятельностью, которые привели к образованию интрузивно-вулканогенной дацито-липаритовой (P_1) и молассовой (P_2-T_1) формаций. В этих же условиях интенсивно проявилась гидротермальная минерализация, представленная рядом рудных формаций, разнообразными метасоматитами и гидротермальными безрудными жилами.

В позднюю стадию орогенного периода (триас) происходили затухание блоковых движений, пепеленизация и развитие кор выветривания.

В течение юрского-эоценового времени в Южном Гиссаре установился платформенный режим, характеризующийся в отдельные периоды активизацией блоковых перемещений. В этот период формировались угленосные, терригенные, красноцветные и карбонатные формации платформенного типа.

В раннем олигоцене начинается активизация тектонических движений и новейший орогенический процесс, продолжающийся и в настоящее время. В этот период происходили контрастные складчато-глыбовые движения и образование современного высокогорного рельефа. В начале движения были слабыми и постепенно нарастали, достигая максимальных амплитуд в плиоцене и в четвертичное время. Новейшие орогенические движения обусловили вертикальные глыбовые перемещения блоков, суммарная амплитуда которых достигает 10 км на расстоянии 50 км (от северной границы Южно-Гиссарской зоны до Южно-Таджикской депрессии). В предгорных и межгорных впадинах отлагались аллювиально-пролювиальные осадки молассоидной формации.

В результате современного орогенеза в Южном Гиссаре почти полностью уничтожены эрозией мезозойско-кайнозойские отложения, большая часть ряда палеозойских формаций. На уровнях современного эрозионного среза в Южном Гиссаре наиболее широким распространением пользуются гранитоиды, занимающие около 40% его территории. Породы осадочных и вулканогенных формаций в современных структурах сохранились большей частью в пространственно разобщенных блоках, что затрудняет их сопоставление, особенно при наличии фациальных изменений.

Ниже остановимся на краткой характеристике докембрийских (?) и палеозойских метаморфических, осадочных и вулканогенно-осадочных образований Южно-Гиссарской зоны. Формационный тип их установлен только для флишевой и молассовой формаций.

Комплексы метаморфических пород докембрийского (?) — нижнепалеозойского возраста слагают фундамент Южного Гиссара, на котором с резким угловым несогласием, отличаясь по степени метаморфизма, залегают отложения среднего и верхнего палеозоя. Этот комплекс широко распространен в юго-западных отрогах, в западном окончании и вдоль южного подножия Гиссарского хребта и в Восточном Каратегине. С. К. Овчинников (1959б) и А. Т. Тарасенко (1959а) выделяют в

нем две серии пород: к первой относятся гнейсы, мигматиты, кристаллические сланцы и мраморы, для которых большинство исследователей признает докембрийский возраст, ко второй — кристаллические сланцы более низкой ступени метаморфизма и филлиты, предполагаемый нижекембрийский возраст которых подтвержден во многих местах находками спор. В толщах пород первой серии развиты гранитоидные породы в виде послонных инъекций и отдельных небольших тел. Видимая мощность метаморфического комплекса в Восточном Каратегине превышает 2,5 км.

Терригенно-карбонатные толщи нижнего силура установлены в небольших блоках в бассейнах рек Каяз, Муджихарф и Хакими. Они сложены кварц-биотитовыми сланцами, чередующимися с серыми тонкослоистыми песчаниками; в верхней части толщи встречаются пласты мраморизованных известняков. Видимая мощность толщи 210 м.

В западной части Южно-Гиссарской зоны в бассейне р. Тупаланг и в горах Мечетли силурийские отложения образуют разобщенные выходы. Они представлены преимущественно терригенными породами (алевролиты, аргиллитовые и алевролитовые сланцы, песчаники) с редкими прослоями известняков. Мощность их достигает 1650—1700 м.

Карбонатные толщи верхнего силура — нижнего девона распространены в бассейнах рек Каяз, Муджихарф, Хакими и в зоне Богаинского разлома в междуречье Варзоб—Кафиригац, в горах Мечетли и в бассейне р. Чош. Они представлены разнообразными известняками и доломитами, иногда битуминозными и мраморизованными. Текстура их массивная и тонкополосчатая. Мощность толщи 1000—1500 м в восточной части зоны, 100—300 м в западной.

Кремнисто-известняковые и известняковые толщи среднего девона слагают ряд небольших тектонических блоков, встречающихся на тех же площадях, что и отложения верхнего силура — нижнего девона. В восточной части зоны эти толщи состоят из переслаивающихся пачек черных кремнистых известняков, доломитистых и алевролитистых известняков общей мощностью 180—500 м. В горах Мечетли и в бассейне р. Чош известняки толстослоистые массивные и имеют мощность 500 м.

Карбонатно-сланцевые толщи среднего девона — турне обнажены в междуречье Тагикамар—Муджихарф. Для этих толщ характерно четко выраженное изменение их состава по разрезу. В нижней части толщ преобладают кремнистые породы и известняки, в верхней — серицит-хлорит-кварцевые сланцы. Видимые мощности толщ до 200 м.

В западной части Южно-Гиссарской зоны, в бассейне р. Тупаланг выделяются условно турнейские отложения. К ним отнесены метаморфизованные породы терригенно-вулканогенного состава, образующие толщу мощностью 2000—2100 м. Не исключено, что в составе толщ присутствуют также верхнедевонские и нижневизейские отложения.

Карбонатные толщи нижнего карбона (визейский ярус) встречаются в тектонических блоках, приуроченных к зонам Богаинского и Предгорного разломов. Они сложены грубослоистыми известняками с прослоями известковистых конгломератов, песчаников и аргиллитов; мощность 100—400 м.

Вулканогенно-осадочные толщи среднего карбона (башкирский ярус и нижнемосковский подъярус), известные под названием сагдорской свиты, широко распространены в западной части Южного Гиссара и в полосе, тяготеющей к Богаинскому разлому. Отложения этих толщ представлены туфогенными и полимиктовыми песчаниками, алевропелитами, алевролитами, известняками, туфами и туфобрекчиями кис-

логс состава, иногда андезитовыми и дацит-андезитовыми порфиритами и их аггломератовыми лавами, а также альбитофирами. Они образуют тонкое чередование слоев и покровов мощностью от долей метра до 20—40 м, сочетающихся в более мощные (50—150 м) пачки. Общая мощность толщ колеблется в пределах 570—850 м.

Флишевая толща среднего — верхнего карбона, или мубаракская свита, значительно распространена в междуречье Ханака—Варзоб. Возраст нижней части толщи датируется как московский ярус среднего карбона, верхней — как верхнекаменноугольный. В нижней части флишевой толщи преобладают мелкозернистые песчаники и алевролиты при подчиненном значении крупнозернистых песчаников и микроконгломератов. Верхняя ее часть сложена в основном среднезернистыми полимиктовыми песчаниками и отдельными пластами конгломератов. Отложения флишевой толщи смяты в синклинальную складку с углами падения крыльев до 50°. Мощность толщи 700—1200 м.

В флишевой толще обнаруживаются все главные признаки флишевой формации (Горецкая, 1961). По распределению фаций грубого и нормального флиша устанавливается бассейн средне-позднекаменноугольного осадконакопления, открытый и мигрирующий во времени к югу, а на севере отделенный поднятием (кордильерой) от узкого флишевого бассейна, протягивавшегося вдоль границы Южно-Гиссарской и Зеравшано-Алайской зон.

Молассовые толщи верхней перми — нижнего триаса, выделяемые как ханакинская свита, развиты в зоне Богаинского разлома (в междуречье Ширкент—Лючоб) и в среднем течении р. Каратаг. В составе ханакинской свиты выделяются следующие пять толщ (снизу вверх): 1) песчаниково-конгломератовая мощностью около 600 м; 2) конгломерато-алевролитно-песчаниковая — 400 м; 3) брекчиевая — 30 м; 4) известняковая — 60 м и 5) алевролитно-известняково-песчаниковая — до 80 м. Общая мощность свиты 1100—1250 м. Литолого-стратиграфические особенности нижних трех толщ определяют принадлежность ханакинской свиты к красноцветной молассовой формации.

Как уже отмечалось выше, характерной чертой Южного Гиссара является широкое развитие магматических образований средне-позднепалеозойского и триасового возраста. В настоящее время здесь выделяется ряд комплексов, краткие сведения о которых приводятся по данным Р. Б. Баратова и др. (1956, 1966, 1969), А. Т. Тарасенко (1959б), Е. Н. Горедкой и Н. К. Морозенко (1962), И. В. Мушкина (1968).

1. Комплекс докембрийских (?) гнейсогранитов развит в юго-западных отрогах Гиссарского хребта.

2. Девонские комплексы габбро-гипербазитов, ультраметаморфических высокоглиноземистых гранитов и кварцевых диоритов выделены в последние годы (Баратов, Кутенец и др., 1970) в Восточном Каратегине (Гармский массив).

3. Кератофир-спилит-диабазовый, комагматичный ему габбро-плагиогранитовый и андезитовый комплексы раннего—среднего карбона широко проявлены на южном склоне Гиссарского хребта. Магматические породы вулканогенных комплексов относятся к образованиям нескольких фациальных групп: поверхностных, жерловых и субвулканических. Поверхностные фации представлены тремя толщами: спилитовой, альбитофировой и андезитовой. Наибольшее распространение из них имеет спилитовая толща (мощность 1500—2000 м), содержащая местами маломощные прослои и линзы известняков с фауной гониатитов намира. Альбитофировая толща (мощностью 100—600 м) залегает со-

гласно на спилитовой толще и с небольшим несогласием перекрывается вышележащей среднекарбоновой андезитовой толщей мощностью 500—800 м. Жерловые фации среди поверхностных образований этих комплексов выделяются с трудом и установлены лишь местами в зоне Богаинского разлома, где они представлены телами эксплозивных брекчий андезитовых порфиритов и альбитофиров. К субвулканическим фациям относятся дайки и линзовидные тела кварцевых альбитофиров, диабазов, диабазовых порфиритов, габбро и габбро-диабазов.

Габбро-плагногранитовый комплекс представлен рядом небольших интрузий габбро, кварцевых диоритов и кварцево-диоритовых порфиритов, плагногранитов (Ханакинская, Ходжабитская, интрузии бассейна р. Ширкент). К этому же комплексу С. И. Щукин относит и Харангонскую интрузию плагногранитов.

4. Среднекарбоновый комплекс гранодиоритов—кварцевых диоритов распространен широко. Гранодиориты и кварцевые диориты этого комплекса слагают тела, большей частью пространственно размещенные в теле Гиссарского плутона. Возраст гранитоидов, по радиологическим определениям, 297—320 млн. лет.

5. Позднекарбоновый комплекс гранодиоритов — гранитов Р. Б. Баратовым (1966) подразделяется на две группы: 1) порфириовидных гранитов — гранодиоритов и 2) аплитовидных гранитов. Порфириовидные гранодиориты — граниты слагают большую часть Гиссарского плутона; абсолютный возраст их 290—322 млн. лет. И. В. Мушкиным и В. А. Кутенном среди них выделены более молодые раннепермские или позднекарбоновые—раннепермские граниты повышенной щелочности (Южно-варзобский комплекс).

Аплитовидные граниты встречаются в виде пластообразных залежей, штокообразных тел и даек в массивах порфириовидных гранитов.

6. Раннепермский лючобский интрузивно-вулканогенный комплекс, соответствующий дацит-липаритовой формации, является одним из широко проявленных образований поздних стадий развития магматизма. Разносторонней характеристике этой формации посвящена настоящая монография.

7. Ранне-среднетриасовый (?) комплекс молодых интрузий щелочно-габброидного и щелочно-базальтоидного составов. Этот комплекс включает монзониты, мончикиты, лимбургиты, пикритовые порфириты, анальцимовые базальты, камптониты, одиниты и др., слагающие преимущественно дайковые тела, реже трубки взрыва. Формированием пород этого комплекса завершается магматическая деятельность в Южном Гиссаре. В последнее время отдельные исследователи предполагают более молодой (триасово-ювский) возраст ряда пород этого комплекса (Баратов, Кутенец и др., 1970).

Размещение геологических формаций Южного Гиссара определяется главным образом глубинными разломами, которые, в соответствии с классификацией А. И. Суворова (1968), подразделены нами на группы гипоглубинных и мезоглубинных (см. рис. 1).

Гипоглубинные разломы проникают до верхней мантии и являются долгоживущими (палеозой-кайнозой) структурами. К ним относятся краевые глубинные разломы — Богаинский и Северо-Гиссарский, входящие в систему Гиссаро-Бухарских глубинных разломов протяженностью более 1000 км (Гарасенко, 1970; Щукин, 1970). Большая часть этих разломов скрыта под осадочным чехлом Туранской плиты, а в пределах Южного Гиссара они прослеживаются в субширотном направлении на расстоянии более 300 км.

Мезоглубинные разломы представляют внутрикоровые глубинные шовные зоны, вероятно, не проникающие ниже поверхности Конрада. Они лишь изредка фиксируются смещениями дополнительных сейсмических горизонтов кристаллического фундамента или же совпадают с осями гравитационных аномальных полей. Мезоглубинные разломы определяют размещение дайковых полей, вулкано-тектонических структур и малых интрузий. В качестве мезоглубинных разломов выделяются Северный, Ходжаобигармский, Османталинский, Ингоракский, Хакиминский, Шахандозский и ряд других.

Кроме того, в Южном Гиссаре интенсивно развиты многочисленные разломы более мелких масштабов, к которым приурочены дайковые тела и проявления гидротермальной минерализации.

Глава II

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ ЛЮЧОБСКОГО ИНТРУЗИВНО-ВУЛКАНОГЕННОГО КОМПЛЕКСА

Раннепермский лючобский интрузивно-вулканогенный комплекс объединяет вулканогенные толщи лючобской свиты трахиандезитового, дацитового и липаритового состава, экструзивные липаритовые порфиры, субвулканические и гипабиссальные интрузии, представленные штоками и дайками кварцевых латит-порфиров, гранодиорит- и гранит-порфиров, дацитовых и кварцевых порфиров. В центральной части Южно-Гиссарской зоны, на южном склоне Гиссарского хребта в междуречье Ширкент—Иляк, лючобский комплекс представлен вулканогенными образованиями всех фаций: поверхностной, жерловой и субвулканической (см. рис. 1). В восточной части Южно-Гиссарской зоны, на южном склоне Гиссарского хребта к востоку от р. Иос и в Каратегинском хребте, широкое развитие имеют пермские дайки, генетическая связь которых с раннепермским вулканизмом, а следовательно, их близость или принадлежность к лючобскому комплексу не вызывает сомнений. На небольших участках в западной части Южно-Гиссарской зоны, а также на ее северном и восточном флангах известны толщи вулканогенных пород и экструзии липаритового и дацитового состава, условно относимые к лючобскому комплексу. Прежде предполагалось, что вулканогенные образования лючобского комплекса имеют широкое развитие и в Байсунской зоне, в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, но по мере проведения детальных геологосъемочных и тематических работ установлен раннекарбонный возраст этих образований, и в настоящее время под сомнением находятся только некоторые выходы вулканогенных пород (Покровский, 1965; Далимов, Шарипов и др., 1969).

Представления о лючобском интрузивно-вулканогенном комплексе стали складываться лишь в последние годы, в результате обобщения фактического материала, накопившегося в течение почти четырех десятилетий (Горецкая, Морозенко, 1962; Баратов, 1964; Щукин, 1968; Тарасенко, 1968). Первые сведения о присутствии мало измененных кислых эффузивов в разрезе палеозойских отложений Гиссарского хребта были получены во время маршрутных исследований Таджикско-Памирской экспедиции (Марковский, 1937 и др.). Однако более подробные данные об их распространении, возрасте, характере разреза и мощности появились только в 40-х годах при проведении геологосъемочных работ средних масштабов. С. К. Овчинников и А. Т. Тарасенко в центральной части южного склона Гиссарского хребта закартировали почти все площади выхода кислых эффузивов и их туфов, выделенных под названием сначала верхней вулканогенной толщи, позднее переименованной в лючобскую свиту (Решения совещания, 1959). Они (Овчинников, 1946, 1959а; Тарасенко, 1959б) установили характерные

особенности верхней вулканогенной толщи: 1) трансгрессивное залегание с угловым несогласием на размытой поверхности средне- и верхнекарбонových толщ и гранитоидов Гиссарского баголита; 2) трансгрессивное налегание на верхнюю вулканогенную толщу ханакинской свиты, для которой С. К. Овчинниковым был принят позднепермский возраст; 3) условно раннепермский возраст верхней вулканогенной толщи; 4) состав ее: кислые эффузивы, туфолавы и туфы в частном чередовании между собой; 5) наличие горизонта базальных конгломератов в основании толщи; 6) мощность, равная 800—1000 м в бассейнах рек Ханака и Лючоб и более 1000 м в бассейне р. Каратаг; 7) слабая дислоцированность в сравнении с подстилающими карбонowymi толщами и преобладание нарушений сбросового типа. Схематический стратиграфический разрез верхней вулканогенной толщи был составлен С. К. Овчинниковым и А. Т. Тарасенко только в правобережье р. Каратаг. Однако ими было высказано правильное предположение о принадлежности отдельных площадей верхней вулканогенной толщи к некогда единому мощному покрову.

Приведенные геологические данные С. К. Овчинникова и А. Т. Тарасенко явились исходными для дальнейшего более детального изучения вулканогенных образований ранней перми. В результате исследований, проведенных на южном склоне Гиссарского хребта в 50-х годах Е. Н. Горечкой, Н. К. Морозенко, Е. А. Худобиной, С. И. Щукиным, В. В. Андреевым, М. А. Биленским, В. Т. Горбатком, К. А. Григорьевым, Л. В. Григорьевой, С. А. Лесковым, А. М. Масловым, А. В. Рабиновичем, С. П. Садоковым и др., были получены новые данные по стратиграфии и петрологии вулканогенных толщ ранней перми, выявлены и изучены связанные с ними экструзивные и субвулканические образования. Эти материалы, дополненные последними наблюдениями Р. Б. Баратова, С. И. Щукина, Л. А. Козюренка, Е. А. Космынина, В. А. Кутенца, И. В. Мушкина, М. Мамадвафоева, Г. А. Русакова, В. И. Тарасова, А. А. Шванца и др., положены в основу настоящей работы.

Породы различных фациальных групп лючобского интрузивно-вулканогенного комплекса близки между собой по возрасту. Как предполагалось С. К. Овчинниковым и А. Т. Тарасенко, лючобская свита по-прежнему датируется ранней пермью. Уточнение ее нижней возрастной границы, по мнению Ф. Р. Бенш (Стратиграфия УзССР, 1965), будет возможно только после установления возраста наиболее верхних горизонтов подстилающих флишевых толщ, которые, по данным Д. А. Рубанова (1968), кроме средне-верхнекарбонových отложений включают отложения карачатырского века ранней перми. Не дают возможности уточнить возраст и остатки флоры, обнаруженной С. П. Садоковым в черных алевролитах базальной толщи на левом склоне долины р. Ханака, а Е. Н. Горечкой — в спекшихся туфах фельзитовой толщи в долине р. Ходжа-Мафрач. В первом случае это, по определению Т. А. Сикстель, — *Phyllothesa deliquescens* Goerp., *Calamites gigas* Brongn и *Cordaites* sp., характеризующие возраст заключающих их осадков как верхний карбон с вероятным переходом в нижнюю пермь, во втором случае — *Phyllothesa* sp. (определение Н. Г. Вербицкой), существовавшая в интервале времени от позднего карбона до поздней перми. А. Д. Миклухо-Маклай (1966) считал возможным относить лючобскую свиту к дарвазскому веку ранней перми. Субвулканические интрузии лючобского комплекса, прорывающие лючобскую свиту, являются относительно более молодыми. Вместе с последней они перекрыты ханакинской свитой, нижняя часть которой датируется Т. А. Сикстель (1960) поздней пермью, а верхняя — ранним триасом. Красноцветы ханакин-

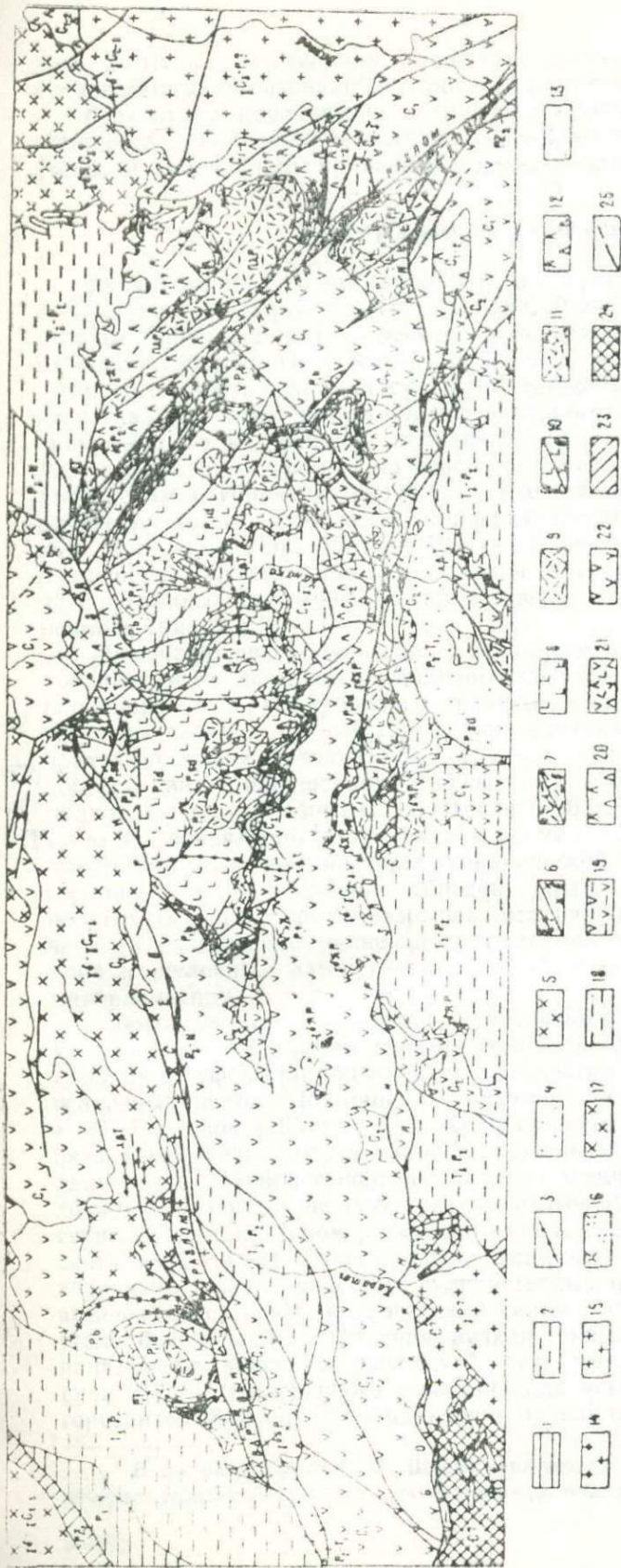


Рис. 2. Схема геологического строения южного склона Гиссарского хр-ста в районе распространения люобского интрузивно-вулканогенного комплекса.

Составлена Е. Н. Горечкой по материалам Р. Б. Баратова, Е. Н. Горечкой, Л. В. Григорьевой, В. Н. Ефименко, Е. А. Космынина, С. А. Лескова, Н. К. Морозенко, С. П. Салокова, Е. А. Худобитой, С. И. Щукина и др. 1969. 1 — олигоцен-неогеновые отложения (Pg_3-N); 2 — рэт-эоценовые отложения (T_3-Pg_2); 3 — триасовые дайки целочных базальтоидов (ZBT); 4 — ханакинская свита поздней перми — раннего триаса (P_2-T_1); 5 — позднерпермские (?) моноклинты ($v\delta P_2?$); 6—13 — пермский люобский интрузивно-вулканогенный комплекс; 6 — а) дайки гранит-порфиров и кварцевых порфиритов (vtP); б) субвулканические интрузии гранодиорит-порфиров и кварцевых дацитовых порфиров (vtP); 7 — экструзивные (vtP); а) лавобрекчии липаритовых порфиров, б) кварцевые порфиры; 8 — верхняя дацитовая толща (P_3, δ); 9 — липаритовая толща (P_{11}); 10 — нижняя дацитовая толща (P_{11d}); а) покровы дацитовых порфиров и их широколастовидов, б) слелы дацитовых порфиров; 11 — фельзитовая толща (P_{11}); 12 — трахиандезитовая толща (P_{11}); 13 — базальная толща (P_{11}); 14 — раннепермские (?) лейкокраговые граниты лядбиджойского типа ($vtP_1?$); 15 — позднекаменноугольные — раннепермские (?) аллиты и биотитовые граниты южно-варзобского типа ($vtC_2-P_1?$); 16 — позднекаменноугольные (?) гранодиорит-порфиры ($vtC_2?$); 17 — средне-позднекаменноугольные гранодиориты и граниты северо-варзобского типа ($vtC_2-P_1?$); 18 — флишевые отложения мубаракской свиты среднего-позднего карбона (C_{2-3}); 19 — среднекаменноугольные вулканогенно-осадочные отложения (C_2); 20 — андезитовая свита раннего-среднего карбона (C_{1-2}); 21 — ранне-среднекаменноугольные субвулканические (?) интрузии кварцевых альбитофиров, платиогранитов, диоритовых порфиритов (vtC_{1-2}); 22 — каратагская свита (спилит-диабазовая и альбитофировая толща раннего карбона — (C_1); 23 — среднепалеозойские (силур-девонские) отложения (PZ_2); 24 — кембрийские (?) отложения ($C_1?$); 25 — разломы.

ской свиты в значительном количестве содержат продукты размыва вулканогенных образований лючобского комплекса.

Результаты определения абсолютного возраста пород лючобского комплекса в большинстве случаев указывают на их пермский возраст (табл. 1). Все таблицы приведены в конце работы.

Поверхностные фации

Вулканогенные толщи, входящие в состав лючобской свиты, слагают водоразделы рек Каратаг, Ханака, Лючоб, Варзоб, а также отдельные блоки в широтной депрессии Богаинского разлома в предгорьях южного склона Гиссарского хребта и в западном окончании Каратегинского хребта, занимая суммарно площадь около 200 кв. км. Они представляют собою остатки некогда единого вулканического покрова, приуроченного к обширной вулканической впадине площадью около 1400 кв. км, ограниченной на севере системой нарушений, связанной с Гиссарским глубинным разломом (Ходжаобигармский, Северный и другие разломы), а на юге Богаинским глубинным разломом (Горецкая, Морозенко, 1962; Шукин, 1964). Эти же разломы контролировали размещение экструзивных образований и субвулканических интрузий, расположенных преимущественно к северу и к югу от вулканического покрова (рис. 2 и 3).

Лючобская свита полого залегает на размытой поверхности дислоцированных вулканогенных и осадочных свит карбона и прорывающих их карбоновых и пермокарбоновых гранитоидных интрузий (рис. 4). Пологие углы падения (20—30°), в редких случаях достигающие 35—40°, и брахиклиальная складчатость характеризуют условия залегания лючобской свиты, нарушенной, главным образом, разрывами разных порядков. Среди последних С. И. Шукин (1964) наиболее важными считает, кроме обновленных в альпийское время субширотных глубинных разломов, определяющих контуры вулканической впадины, систему позднегерцинских меридиональных сбросов, диагональных сбросо-сдвигов и пологих (межпластовых) разрывов. Эти нарушения имели важное значение в размещении ранне-среднетриасовых даек щелочных базальтоидов и щелочных лампрофиров и позднегерцинской гидротермальной минерализации.

Лючобская свита хорошо стратифицирована и состоит из перемежающихся горизонтов игнимбритов, игнимбритовых порфиров, лав, туфолав и туфов при подчиненном количестве вулканогенно-осадочных и осадочных пород. Постоянство разреза лючобской свиты позволило Е. Н. Горецкой (1957) и Е. А. Худобиной расчленить ее на пять толщ: базальтовую, фельзитовую, нижнюю дацитовую, липаритовую и верхнюю дацитовую¹. Наиболее полные разрезы лючобской свиты, включающие локально развитую шестую, трахиандезитовую, толщу, находятся в бассейне правых притоков р. Ханака и в ее среднем течении. Лючобская свита имеет здесь максимальную мощность и представлена наиболее типичными разновидностями вулканогенных пород. К западу и востоку выдержанность разреза лючобской свиты несколько нарушается вследствие фациального изменения вулканогенных образований. В южном направлении мощность лючобской свиты уменьшается почти в полтора раза за счет постепенного выклинивания некоторых толщ и отдельных горизонтов. Закономерное изменение вулканогенных образований в про-

¹ В последнее время С. И. Шукин верхнюю дацитовую толщу подразделяет на липарито-дацитовую и андезит-трахиандезитовую толщи.

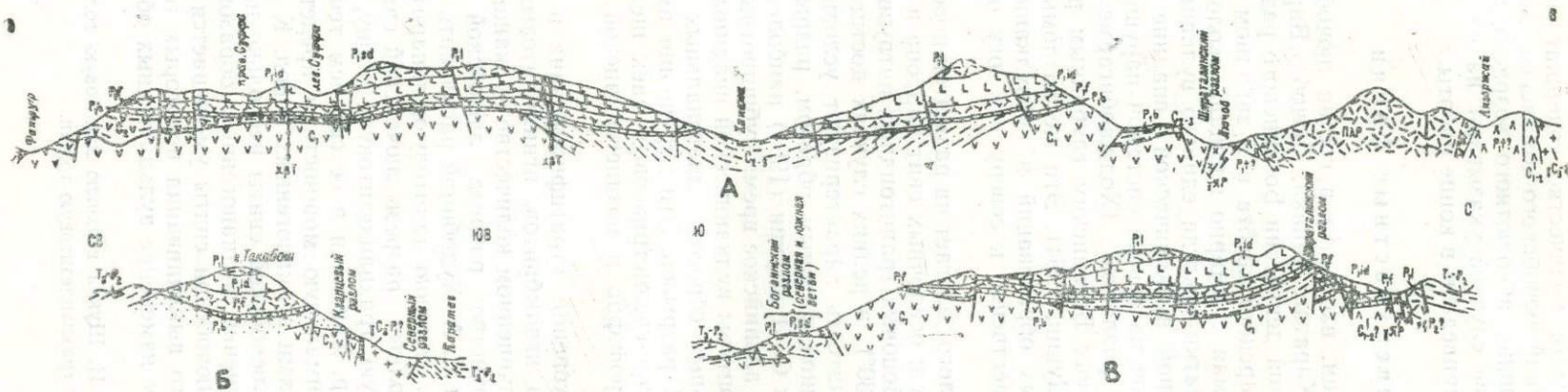


Рис. 3. Строение раннепермского вулканического покрова и интрузивно-вулканогенного комплекса в центральной части южного склона Гиссарского хребта (по Горьцкой, 1969). Геологические разрезы: А — близширотный от левого водораздела р. Каратаг до правого водораздела р. Варзоб; Б—В близмеридиональные: Б — правый склон долины р. Каратаг, В — правый водораздел р. Лючоб. Условные обозначения приведены на рис. 2.

странстве позволяет для междуречья Каратаг—Варзоб рассматривать «северные», «южные» и промежуточные между ними типы разрезов лючобской свиты (рис. 5).

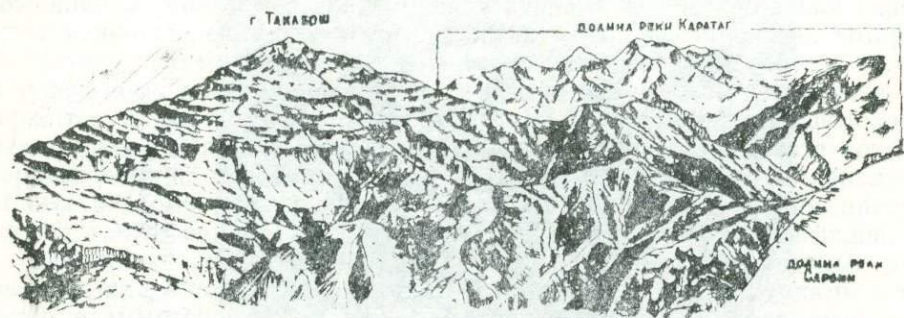


Рис. 4. Характер залегания вулканических покровов лючобской свиты. Долина р. Каратаг, гора Такабош. Рис. Е. Н. Горещкой.

Базальная толща

В состав ее входят конгломераты и песчаники, туфогенные конгломераты и туфогенные песчаники, содержащие невыдержанные прослойки фельзитовых туфов и туффитов, приуроченных преимущественно к верхней части толщи (рис. 6). Кроме того, в разрезе спорадически прослеживаются тонкие прослойки алевролитов и алевропелитов.

Разрез базальной толщи непостоянен и испытывает изменения в составе и мощности. Мощность ее уменьшается в направлении с запада на восток от 300 до 40 м и с севера на юг — от 40 до 10 м вплоть до полного выклинивания. При этом в менее мощных «южных» разрезах базальная толща сложена почти исключительно конгломератами. В «северных» разрезах в составе ее, особенно в верхних частях, наряду с конгломератами большое значение имеют песчаники. Вероятно, это изменение состава и мощности базальной толщи определялось неровностями рельефа, на котором она отлагалась, и некоторым, хотя и незначительным, углублением бассейна осадконакопления в северной части. Эти же причины, по-видимому, объясняют увеличение мощности базальной толщи в западном направлении, причем возможно, что появление туфогенного материала в осадочных породах и прослоев туфов среди конгломератов верхней части разреза горы Такабош (бассейн р. Каратаг) связано с тем, что накопление этой толщи продолжалось еще тогда, когда в более восточных районах уже началась вулканическая деятельность.

Для отложений базальной толщи обычны лиловато-бурые и малиновые тона, благодаря которым они хорошо отличаются от подстилающих зеленовато-серых вулканогенных и осадочных пород каменноугольного возраста.

Конгломераты представлены в большинстве случаев крупногалечными и валунными плохо сортированными разностями. В составе галек существенное место занимают породы, распространенные в пределах Южно-Гиссарской зоны и подстилающие раннепермский вулканогенный покров. Это — спилиты, миндалекаменные спилитовые, андезитовые, диабазовые, андезито-дацитовые порфириты и их туфы, альбитофиры, полимиктовые и туфогенные песчаники, кремнистые породы, известняки, плагиограниты, аплитовидные и биотитовые граниты, кварцевые диориты; в мелко- и среднегалечных конгломератах часты гальки

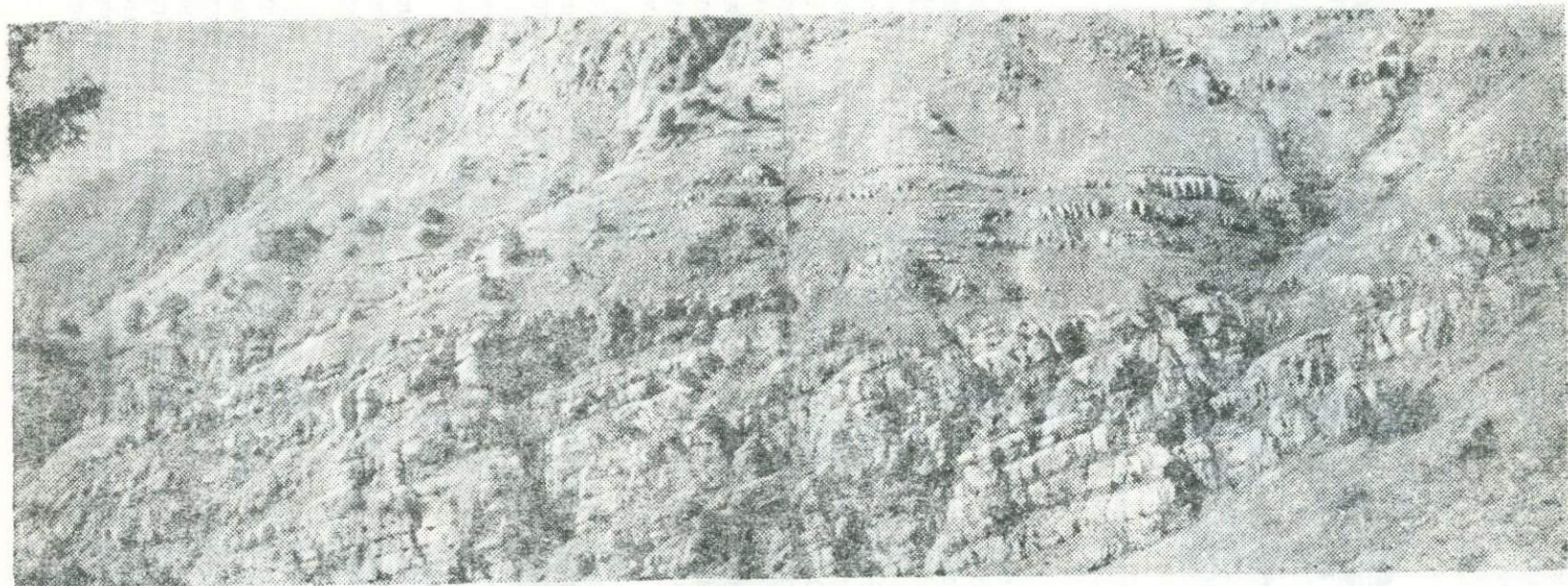


Рис. 6. Несогласное налегание базальной толщи лучобской свиты на отложениях флишевой толщи карбона на правом склоне долины р. Хапака.
На заднем плане скальные уступы игнимбритов фельзитовых порфиров. Фото А. М. Маслова.

и обломки молочно-белого кварца. Встречающиеся более окатанные гальки в большинстве случаев чужды подстилающему комплексу пород; часть их, по-видимому, принесена издалека, а часть является переотложенной из конгломератов каменноугольного возраста. Гальки скреплены мелко- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками, которые по составу псаммитовых частиц почти не отличаются от состава галек. В туфогенных конгломератах в выполяющем веществе песчаников содержится примесь пирокластического материала: обломки сферолитовых туфолов, пепловых туфов и пепловые частицы. В цементе конгломератов обычны вторичный кварц и карбонаты, а вблизи минерализованных разломов (Кварцевого, Шираталинского и др.) в нем присутствуют также эпидот, хлорит, флюорит, вкрапленность сульфидов.

Песчаники представлены крупно-, средне- и мелкозернистыми разностями, плохо сортированными, со слабо окатанными обломками и типично псаммитовой структурой. Состав обломков полимиктовый и в общем аналогичен составу обломочного материала конгломератов, отличаясь большим количеством обломков полевых шпатов и кварца, а также различных гранитоидов. Для туфогенных песчаников характерно присутствие обломков лапилли, фельзитов, вулканического пепла. Цемент песчаников — глинисто-известковый, известково-железистый, глинисто-железистый.

Алевролиты и алевропелиты присутствуют в виде линзовидных прослоев от 0,1 до 0,5 м, редко до 1,5—2,0 м мощности почти исключительно в северных разрезах базальной толщи. Это плотные темно-серые породы, нередко содержащие обугленные растительные остатки. Они состоят из мельчайших частиц бурого глинистого вещества, засоренного остроугольными обломками кварца и полевых шпатов. При возрастании количества обломков этих минералов и появлении пепловых частиц алевролиты и алевропелиты переходят в туффиты.

Туфы фельзитов и фельзитовых порфиров образуют среди конгломератов и песчаников базальной толщи линзовидные прослои мощностью от 1—2 до 3—5 м и протяженностью от 150 до 300 м. Положение их более выдержано в западных разрезах лючобской свиты. По составу и структуре туфы фельзитов и фельзитовых порфиров аналогичны туфам нижней части фельзитовой толщи.

Трахиандезитовая толща

Имеет локальное развитие в междуречье Каратаг—Ханака в виде двух изолированных залежей, известных под названием Восточной и Кульджуазакской. В состав лючобской свиты трахиандезитовая толща включена только в последние годы, после исследований С. И. Щукина (1969), доказавшего покровную форму залегания Восточной залежи. Ранее Восточная залежь, приуроченная к контакту базальной и фельзитовой толщ, и Кульджуазакская залежь, находящаяся среди спилитов верхней части разреза каратагской свиты, рассматривались в качестве приповерхностных интрузий позднепермского, пермо-триасового (Баратов, 1966) или раннемезозойского комплекса малых интрузий (Мушкин, Кутенец, Брейвинская, 1963; Баратов, 1967).

Восточная залежь представляет собою линзовидно выклинивающийся покров протяженностью около 4 км при максимальной мощности 150 м. По данным С. И. Щукина (1969), он имеет неоднородное строение и состоит из нескольких горизонтов: 1) туфобрекчии трахидацитовых порфиров мощностью до 1 м, залегающие на базальной толще (долина р. Суффа); 2) туфоловы трахидацитовых порфиров мощностью

1—2 м; 3) трахиандезитовые и трахибазальтовые порфиры мощностью до 100—150 м; 4) туфолавы трахидацитовых порфиров мощностью 15—20 м. В кровле покрова С. И. Щукиным были обнаружены туфобрекчии, состоящие из обломков трахиандезитовых порфиритов в фельзитовом туфовом цементе, свидетельствующие о более древнем возрасте трахиандезитовых порфиритов по сравнению с породами фельзитовой толщи (рис. 7). Трахиандезитовые и трахибазальтовые пор-

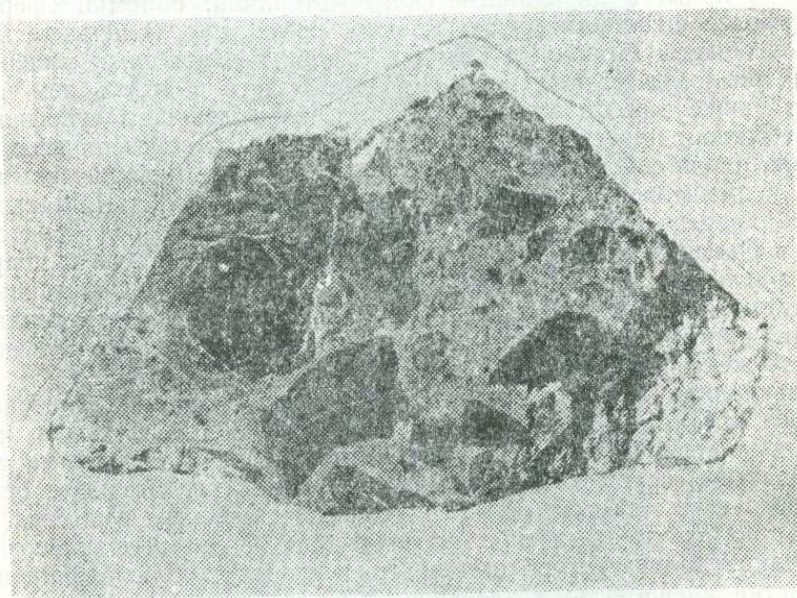


Рис. 7. Туфобрекчия фельзитового порфира с обломками трахиандезитовых порфиритов. Натуральная величина.

фиры, являющиеся наиболее характерными породами трахиандезитовой толщи, образуют слабо дифференцированный поток, в нижней части и в местах выклинивания которого, по данным Е. Н. Горецкой и С. А. Лескова, располагаются трахибазальтовые порфиры, постепенно сменяющиеся кверху трахиандезитовыми порфиритами.

Трахиандезитовые порфиры представляют собою породы афанитового сложения темно-серого цвета с коричневым или фиолетовым оттенком. Структура порфирная, сериально-порфирная с пилотакситовой или гиалопилитовой структурами основной массы. В порфирных выделениях находятся пироксен (авгит, реже диопсид) и опациitized биотит и роговая обманка. Основная масса состоит из мелких зерен пироксена, микролитов полевых шпатов и серицитизированного и карбонатизированного, пропитанного рудной пылью вулканического стекла (рис. 8 и 9).

Туфолавы трахидацитовых порфиритов — темно-серые плотные породы с кристалловитрокластической структурой. Обломки кристаллов полевых шпатов и опациitized биотита скреплены в них буроватым разложившимся стеклом, содержащим тонкую вкрапленность рудного минерала.

Кульджуазакская залежь, по данным Л. В. Григорьевой, также имеет дифференцированное строение и сложена трахибазальтовыми и трахиандезитовыми порфиритами. От описанных пород они отличаются

несколько более хорошей раскристаллизацией и меньшей опацизацией роговой обманки и биотита. С. И. Щукин (1969), учитывая положение Кульджуазакской залежи в каратагской свите, рассматривает ее как жерловую фацию трахиандезитовой толщи.

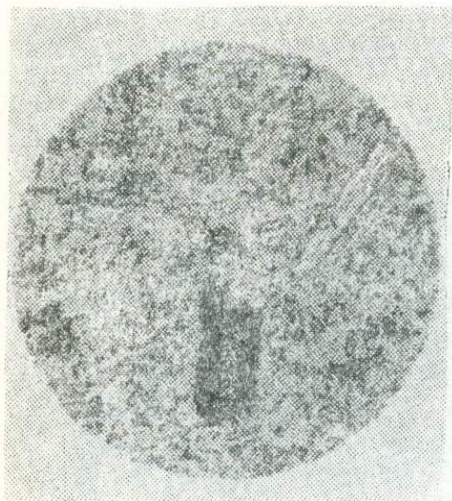


Рис. 8. Трахиандезит с пилотакситовой структурой основной массы. Без анализатора, 25 \times . Уменьшено на $\frac{1}{4}$.

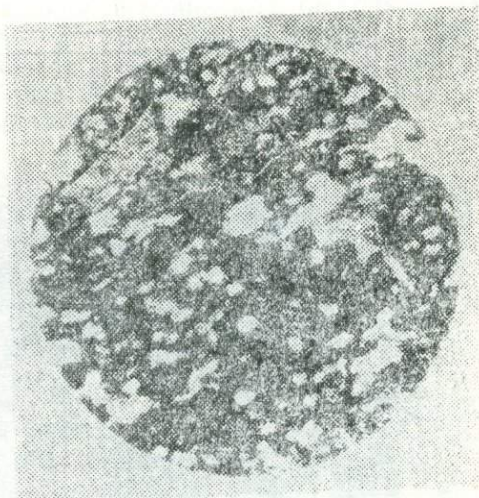


Рис. 9. Трахиандезит с гнаупилитовой структурой основной массы (из кровли покрова). Без анализатора, 25 \times . Уменьшено на $\frac{1}{4}$.

Химические составы пород трахиандезитовой толщи приведены в табл. 2.

Трахибазальтовые порфириды из нижних частей Кульджуазакской и Восточной залежей по химическому составу близки между собою. На петрохимической диаграмме (рис. 10) они занимают промежуточное положение между средними типами трахидолерита и кварцевого базальта. Трахиандезитовые порфириды менее постоянны по составу; они отличаются между собою по величине основных числовых характеристик, находясь в поле составов трахиандезит-андезит-кварцевый базальт (табл. 3).

Признание покровной формы залегания трахибазальтовых и трахиандезитовых порфиритов Восточной залежи приводит к пересмотру стратиграфического положения некоторых других вулканогенных толщ, относимых к лючобской свите. С трахиандезитовой толщей С. И. Щукин (1969) сопоставляет толщу трахиандезитовых, трахидацит-андезитовых и андезитовых порфиритов мощностью более 400 м, развитую в верховьях долины р. Лючоб и в междуречье Лючоб—Варзоб к северу от Шираталинского разлома. Ранее она выделялась Е. А. Худобиной как «северный» тип разреза нижней дацитовой толщи. Взаимоотношения ее с базальтной и фельзитовой толщами точно не установлены.

По наблюдениям Е. А. Худобиной и С. И. Щукина, описываемая толща отчетливо подразделяется на четыре горизонта. Первый — нижний горизонт мощностью около 100 м сложен трахиандезитовыми, часто

миндалекаменными порфиритами. Второй горизонт состоит из нескольких чередующихся покровов туфобрекчий и лавобрекчий трахидацито-андезитовых порфиритов суммарной мощностью 100—150 м.

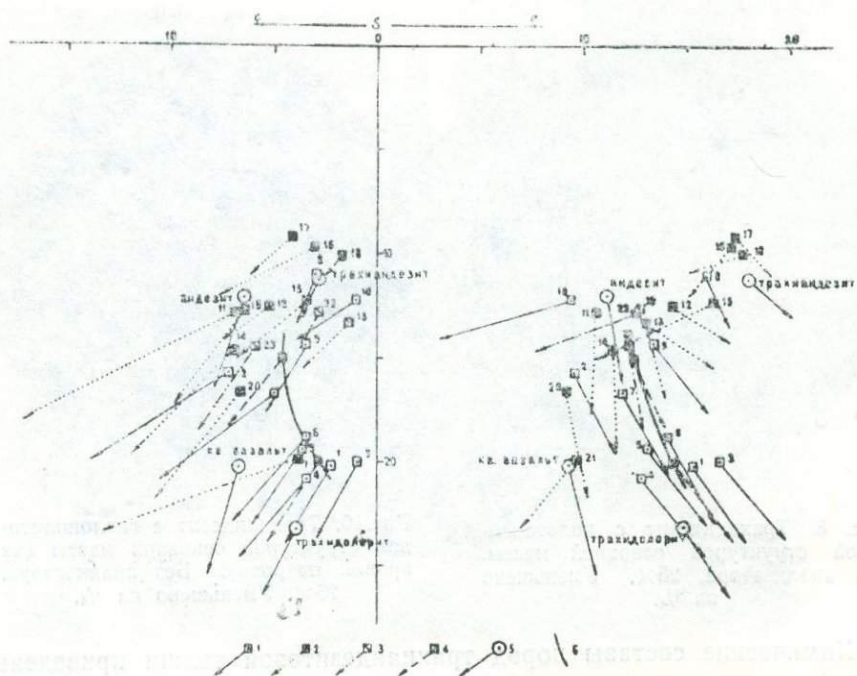


Рис. 10. Диаграмма химических составов пород трахиандезитовой толщи: 1 — породы трахиандезитовой толщи Ханака-Суффинской площади; 2 — породы трахиандезитовой (?) толщи Лючобской площади; 3 — породы трахиандезитовой (?) толщи горы Такабош; 4 — средние составы пород трахиандезитовой толщи Ханака-Суффинской площади; 5 — средние типы пород по Дэли; 6 — линия дифференциации в Восточной и Кульджуазакской залежах (по средним составам).

В составе обломков туфобрекчий и лавобрекчий преобладают андезитовые порфириты, альбитофиры, зерна плагиоклаза и пироксена, реже встречаются спилиты, кварц. Связующая масса — обычно микрофельзитовая.

Третий горизонт мощностью от 50 до 150 м сложен трахидацито-андезитовыми порфиритами и трахидацитовыми порфирами и является характерным маркирующим горизонтом толщи. Трахидацито-андезитовые порфириты и трахидацитовые порфиры связаны между собою постепенными переходами. Они представляют коричневые, зеленовато-коричневые массивные породы с крупными (до 1,0 см) порфировыми выделениями плагиоклаза (рис. 11). Основная масса (40—70% объема породы) имеет пилотакситовую структуру и состоит на 80% из микролитов плагиоклаза и калневого полевого шпата, в промежутках меж-

ду которыми находятся зерна пироксена и биотита, полностью замещенные хлоритом и карбонатом, рудного минерала и изредка кварца. Микролиты полевого шпата обычно прощитаны тонкодисперсным рудным веществом. Среди порфировых выделений резко преобладает плагиоклаз (андезин с 39—42% Ap), количество которого достигает 30—50%, в меньшей степени содержится пироксен, полностью замещенный хлоритом и рудным минералом, и лишь в единичных табличках отмечается сильно хлоритизированный и карбонатизированный биотит. Порфировые выделения плагиоклаза в различной степени серицитизированы и карбонатизированы, вблизи Лючобского нека по ним развиваются хорошо индивидуализированные таблички мусковита.

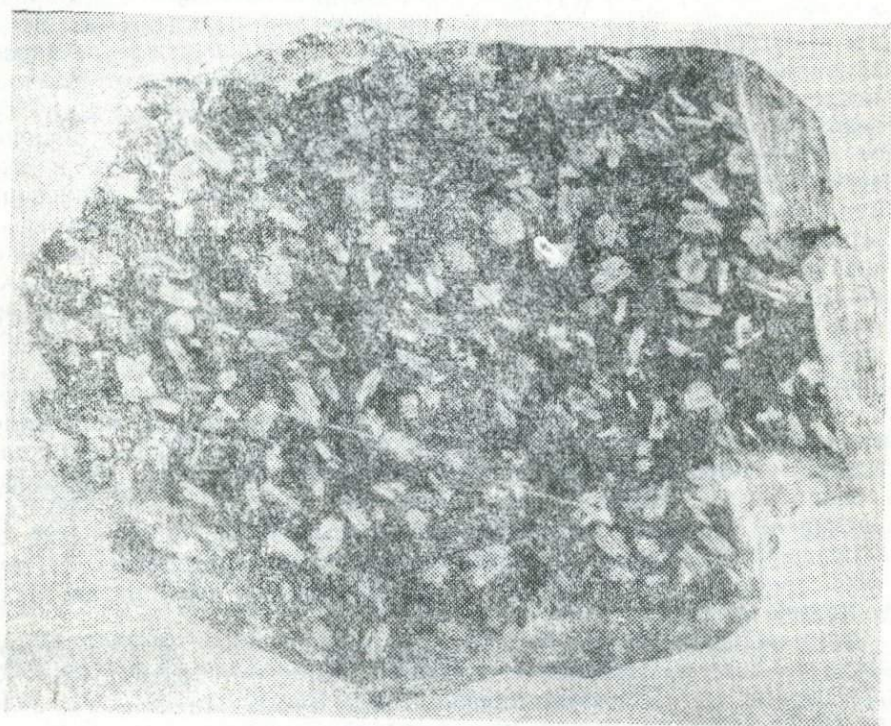


Рис. 11. Трахиандезитовый порфир с пилотакситовой структурой основной массы. Натуральная величина.

Четвертый горизонт имеет сложное строение и состоит из нескольких переслаивающихся покровов туфолов, туфобрекчий и лав дацитов-андезитовых порфиритов и дацитовых порфиров общей мощностью 30—80 м. Кластический материал представлен обломками трахиданит-андезитового и андезитового порфиритов, дацитового порфира, зернами серицитизированного плагиоклаза, опациитизированного биотита и разложенного пироксена, а также пепловыми частицами. В пирокластических породах связующая масса имеет микрофельзитовую структуру. Для пород четвертого горизонта, в отличие от нижележащих, характерно значительное содержание опациитизированного биотита.

Химические составы трахиандезитовых, трахиданит-андезитовых и андезитовых порфиритов (табл. 2, 3) варьируют между составами средних типов андезита и трахиандезита, лишь в одном случае достигая состава кварцевого базальта (рис. 10). По сравнению с составами

трахиандезитовых порфиритов Восточной и Кульджуазакской залежей они характеризуются меньшей стабильностью состава: в них резко изменяется содержание полевошпатовой извести и щелочей, а среди последних колеблется соотношение натрия и калия. При этом породы являются более глиноземистыми.

При общем сходстве пород трахиандезитовых толщ междуречья Каратаг—Ханака и Лючоб—Варзоб, помимо неустойчивых петрохимических критериев, имеются важные геологические данные, указывающие на их различие. Абсолютный возраст дацитового порфира из трахиандезитовой толщи междуречья Лючоб—Варзоб равен 336 млн. лет (табл. 1), тогда как все остальные определения абсолютного возраста пород лючобской свиты указывают на пермский период. Отмечаются факты прорывания трахиандезитовой толщи в правобережье р. Варзоб аплитовидными гранитами Южно-Варзобского массива, которые всеми исследователями (Баратов, 1966; Авдзейко, Атрашенок и др., 1966) считаются более древними, чем лючобский комплекс. Таким образом, вопрос о возрасте трахиандезитовой толщи верховьев р. Лючоб и междуречья Лючоб—Варзоб не может считаться решенным. К раннепермскому лючобскому комплексу эта толща отнесена только условно.

Интересные результаты получаются при сопоставлении трахиандезитовой толщи с нижней частью лючобской свиты правобережья р. Каратаг (рис. 5). Там, на южном склоне горы Такабош, под фельзитовой толщей залегает горизонт темно-серых порфиритовых туфов с прослоями туффитов, общей мощностью около 55 м. Туфы псаммитовые литокристаллокластические состоят из обломков плагиоклазовых порфиритов с микролитовой и гиалопилитовой основной массой, кристаллов плагиоклазов, основной массы средних эффузивов, в небольшом количестве латит-порфиров, кремнистых туффитов, кварцевых альбитофиров, спилитов (?). Местами туфы заключают крупные (до 50—60 см в поперечнике) вулканические бомбы основного состава. Химический состав порфиритовых туфов и туффитов (табл. 2) характеризуется теми же особенностями, что и составы трахиандезитовых порфиритов трахиандезитовой толщи (рис. 10).

Таким образом, порфиритовые туфы такабошского разреза обнаруживают по составу большое сходство с породами трахиандезитовой толщи. Кроме того, горизонт порфиритовых туфов занимает такое же стратиграфическое положение, как и трахиандезитовая толща. Он подстилается горизонтом туфолав и игнимбритов кератофиров и фельзитовых порфиров, лежащих на туфоконгломератах базальной толщи, так же, как и под трахибазальтовыми порфиритами трахиандезитовой толщи находятся туфолавы и туфобрекчии трахидацитовых порфиров, тоже лежащие на конгломератах базальной толщи. И горизонт порфиритовых туфов и трахиандезитовая толща покрываются «бомбовым» горизонтом фельзитовой толщи.

Эти данные свидетельствуют о необходимости дальнейшего изучения пространственного распространения трахиандезитовой толщи и ее фациального выклинивания. Возможно, что в строении лючобского комплекса она играет большую роль.

Фельзитовая толща

Имеет широкое распространение. За исключением левобережья р. Варзоб, она встречается во всех останцах раннепермского вулканического покрова, где обнажаются его нижние части, и залегает на базальной или трахиандезитовой толщах, а в случае их выклинивания

—непосредственно на каменноугольных породах. Повсеместно фельзитовая толща покрывается нижней дацитовой толщей (рис. 2, 3 и 5).

В строении фельзитовой толщи главное значение имеют игнимбритовые порфиры, игнимбриты, туфолавы и туфы фельзитовых порфиров и фельзитов,¹ занимающие в разрезе ее вполне определенное положение.

В основании толщи находятся слоистые пепловые туфы мощностью 2—3 м. Местами они переполнены вулканическими бомбами и образуют так называемый бомбовый горизонт, мощность которого достигает 10—12 м, а в отдельных случаях—40—60 м. Если фельзитовая толща ложится непосредственно на каменноугольные отложения, то часто она начинается фельзитами, представляющими собою спекшиеся пепловые туфы, реже игнимбритами фельзитовых порфиров, сливающимися с более высокими частями толщи. И в фельзитах и в игнимбригах тогда также включены вулканические бомбы.

В долине р. Ханака в игнимбригах нижней части толщи встречаются линзы туфоконгломератов длиной 100—150 м и мощностью 8—10 м. В отличие от конгломератов базальной толщи эти конгломераты переполнены обломками фельзитовых порфиров. Прослойки и линзы туфогенных песчаников, конгломератов и известняков мощностью 2—5 м и протяженностью 100—300 м среди туфов базального горизонта отмечаются также С. И. Шукным в междуречье Арджанак—Суффа.

Выше туфов или бомбового горизонта разрез фельзитовой толщи сложен игнимбритами или игнимбритовыми порфирами, постепенно сменяемыми игнимбритами и туфолавами фельзитовых порфиров. Эти породы образуют горизонты общей мощностью от 60—75 до 200—225 м, составляющие главную часть разреза фельзитовой толщи. Местами среди них устанавливается несколько хорошо стратифицированных покровов.

В правобережье р. Ханака выделяются три покрова: 1) массивные игнимбритовые фельзитовые порфиры мощностью 20—30 м; 2) игнимбриты фельзитовых порфиров с пузыристой текстурой мощностью 30—60 м; 3) игнимбритовые фельзитовые порфиры и игнимбриты мощностью 60—80 м. В кровле верхнего покрова почти повсеместно встречаются караваевидные образования диаметром до 10—20 см, изредка отдельные округлые бомбы. Единичные бомбы отмечались также в средних частях покровов игнимбригов. Границы покровов маркируются небольшими линзами туфов с обломками подстилающих пород.

На восточном склоне горы Чиликак (бассейн р. Гусхарф) в этой части фельзитовой толщи выделяются два покрова игнимбригов фельзитовых порфиров: 1) игнимбриты с черными «фьямме» мощностью 15—30 м и 2) игнимбриты с неравномерным распределением обломков пород, по количеству которых они подразделены на три разновидности: а) буровато-коричневые игнимбриты с большим количеством (до 40%) обломков андезитовых порфиритов — 20 м, б) игнимбриты с незначительным (до 20%) содержанием обломков пород — 50 м, в) светло-розовые игнимбриты с единичными обломками пород—50 м.

¹ По своему петрографическому и химическому составу породы фельзитовой толщи принадлежат к группе липаритовых (риолитовых) порфиров. В отличие от последних они содержат порфирующие выделения только полевых шпатов, а кварц входит лишь в состав раскристаллизованной фельзитовой или микрофельзитовой основной массы (Заварицкий, 1961, стр. 302, 305). Некоторые петрографы называют их базокварцевыми (или кварцсодержащими) липаритовыми порфирами.

В игнимбритах фельзитовых порфиров бассейна р. Гусхарф встречаются мелкие ($<2-3$ мм) обломки трахидацит-андезитовых порфиров, весьма сходных с аналогичными породами трахиандезитовой (?) толщи междуручья Лючоб—Варзоб.

В более полных северных разрезах фельзитовая толща заканчивается литокристаллолитрокластическими туфами или туфобрекчиями, покрываемыми игнимбритами или туфолавами фельзитовых порфиров с суммарной мощностью горизонтов 5—25 м. Общая мощность фельзитовой толщи при колебании мощности отдельных горизонтов внутри ее равняется 140—160 м в южных и 220—260 м в северных разрезах.

Наиболее распространенными породами фельзитовой толщи являются игнимбриты и игнимбритовые порфиры. Это породы буровато-малинового, малинового, мясо-красного, кирпично-красного, розового цвета массивного сложения, образующие в рельефе скалистые уступы с хорошо выраженной вертикальной или столбчатой отдельностью. Макроскопически они характеризуются присутствием ориентированно расположенных включений стекла — «фьямме», имеющих в плоскости покрова вид линз или лепешек от 2 до 5 см в поперечнике, в разрезе линзовидную, пламенивидную, волокнистую форму (рис. 12 и 13).

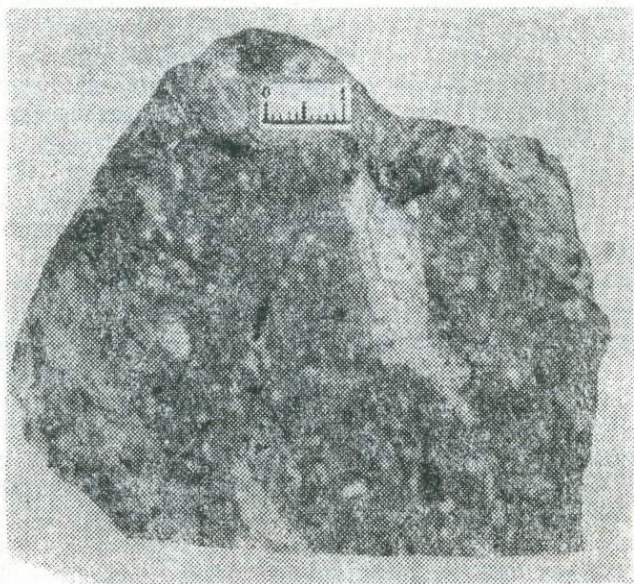


Рис. 12. Игнимбрит фельзитового порфира с фьямме.

В верхних частях игнимбритовых горизонтов количество фьямме довольно велико и породы легко диагностируются как игнимбриты; в нижних частях их меньше, игнимбриты переходят в игнимбритовые порфиры, имеющие облик фельзитовых порфиров и фельзитов.

Под микроскопом игнимбриты обнаруживают литокристаллолитрокластическую структуру и псевдофлюидальную текстуру (рис. 14). Количество обломков пород и минералов невелико и всегда уступает пепловой основной массе. Обломки пород от 1 до 3—4 мм, редко до 1—1,5 см и более, имеют угловатую, неправильно извилистую форму, иногда оплавлены и представлены фельзитами, порфиритами, пемзой, неопределенными эффузивами с ожелезненным стеклом, изредка сери-

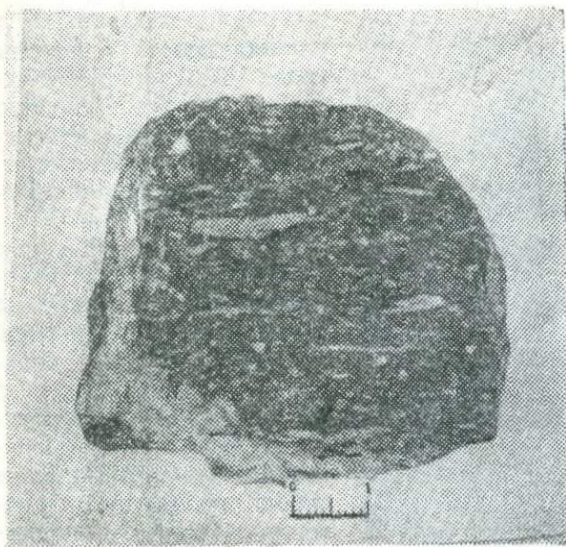


Рис. 13. Игнимбрит фельзитового порфира с фьямме.

ложения стекла, неоднородности основной массы. По направлению псевдофлюидалности, реже беспорядочно, в основной массе встречаются мелкие зернышки кварца, иногда они образуют линзочки, в края которых вросли пластинки сильно пелитизированного калиевого полевого шпата. Линзовидные включения стекла (фьямме) раскристаллизованы в псевдосферолиты и гребенчатые срастания калиевого полевого шпата и кварца, заместившего тримит (рис. 16).

Игнимбритовые фельзитовые порфиры характеризуются порфировой структурой с флюидалной микрофельзитовой или неоднородной по структуре основной массой.¹ Редкие порфировые выделения полевых шпатов с преобладанием калиевого полевого шпата над кислым плагиоклазом обычно имеют форму обломков, почти всегда оплавлен-

цитизированными и лимонитизированными алевролитами. В обломках кристаллов или в целых оплавленных кристаллах находятся сильно пелитизированный калиевый полевой шпат — микропертит и кислый обычно слабо серицитизированный плагиоклаз. Основная масса — полевошпатовая кварцевая, неоднородная по структуре: фельзитовая, псевдосферолитовая, метельчатая. Первоначальная пепловая структура в одних случаях видна весьма отчетливо (рис. 15), в других обнаруживается по расположению продуктов раз-

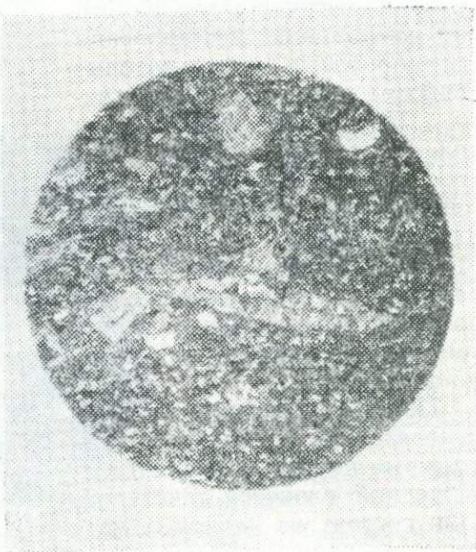


Рис. 14. Игнимбрит фельзитового порфира с раскристаллизованными расплюснутыми кусками стекла (фьямме) и псевдофлюидалной текстурой. Николи +; 12×.
Уменьшено на 1/4.

¹ Игнимбритовыми порфирами, в соответствии с определением А. Н. Заварицкого (1961, стр. 310), называются палеотипные игнимбриты, в которых первоначальная пирокластическая структура, вследствие раскристаллизации, почти или совсем исчезла и может быть открыта только в некоторых благоприятных случаях. Такие порфиры трудно отличимы или неотличимы от богатых кремнеземом порфиров, липаритовых, дацитовых и др.

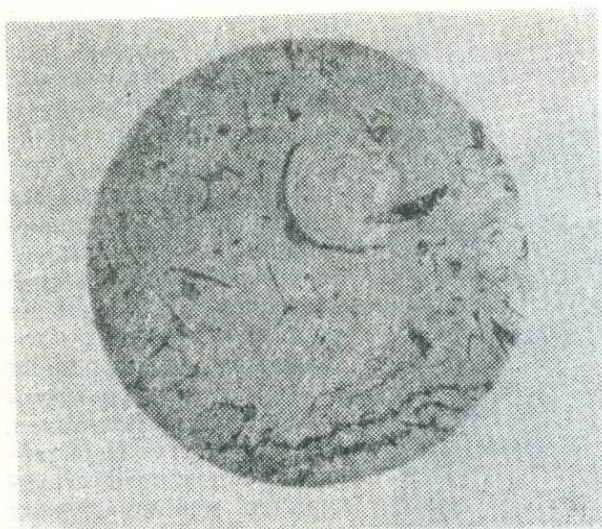


Рис. 15. Пепловая основная игнимбрита фельзитового порфира. Без анализатора; 50×. Уменьшено на 1/4.

лений полевых шпатов вплоть до их полного исчезновения игнимбритовые фельзитовые порфиры переходят в фельзиты. Последние представлены полево-шпато-кварцевой микрофельзитовой основной массой, нередко обнаруживающей бластопепловую структуру. Макроскопически для них характерны светло-красные и розовые цвета, неясно слоистое сложение и меньшая плотность пород.

Пепловые туфы — светлые розовато-серые или зеленовато-серые породы с хорошо выраженной слоистой текстурой. Они состоят из пепловых частиц, раскристаллизованных в микрофельзит, но сохранивших типичные рогульчатые, серповидные формы, и небольшо-

го количества обломков кристаллов калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза. В литокристалловитрокластических туфах количество обломков кристаллов несколько возрастает по сравнению с пепловыми туфами и, кроме того, содержатся мелкие обломки пород, представленные пемзой, фельзитами, порфиритами, дацитовыми порфирами, алевролитами и др. Пепловая основная масса туфов и некоторые обломки пород обычно в слабой степени карбонатизированы, иногда окварцованы и серицитизированы.

Нередко пепловые туфы заключают в себе большое количество

ны, ориентированы по флюиальности породы (рис. 16). Единичные чешуйки биотита полностью опацифицированы и обесцвечены. Микрофельзитовая полевошпато-кварцевая основная масса содержит многочисленные зернышки кварца, группирующиеся в согласные флюиальности линзочки, и скопления зерен кварца и калиевого полевого шпата в псевдосферолитовом и гребенчатом сростании, напоминающие собою линзовидные включения фьямме в игнимбритах.

При уменьшении количества порфирированных выде-

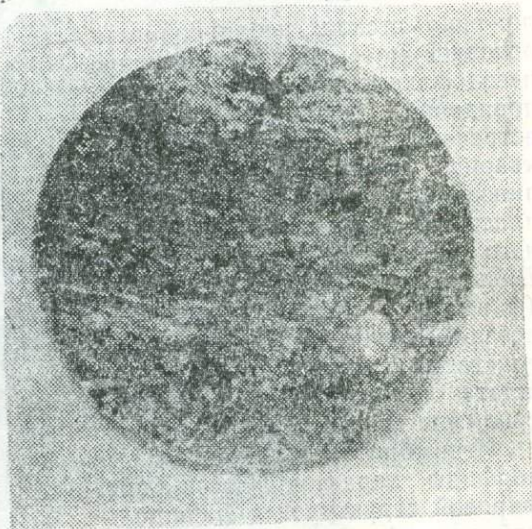


Рис. 16. Пепловая псевдофлюиальная основная масса игнимбрита фельзитового порфира. Николи +; 20×. Уменьшено на 1/4.

вулканических бомб, лапилли и вулканического песка (рис. 17 и 18), причем более крупные бомбы чаще сцементированы спекшимися туфами. Вулканические бомбы имеют шарообразную, сплюсненно-шарообразную форму, величина их 3—5 см, нередко до 8—10 см в диаметре (рис. 19 и 20). Состав бомб — фельзитовый, текстура пузырчатая, часто с хорошо развитыми перлитовыми трещинками. Для крупных бомб характерно наличие каймы закалки шириною до 1,5 см. Внутри бомб обычны полости, выполненные кварцем, халцедоном, иногда баритом, хлоритом, флюоритом, кальцитом.

Даже краткая петрографическая характеристика главных разновидностей пород фельзитовой толщи показывает, что все они как по минералогическому составу, так и по структуре близки между собой. Фельзиты и игнимбриды структурно почти тождественны: первые — пепловым, вторые — пепловым и литокристалловитрокластическим туфам и отличаются от них «спеканием» пепловых частиц, появлением линз

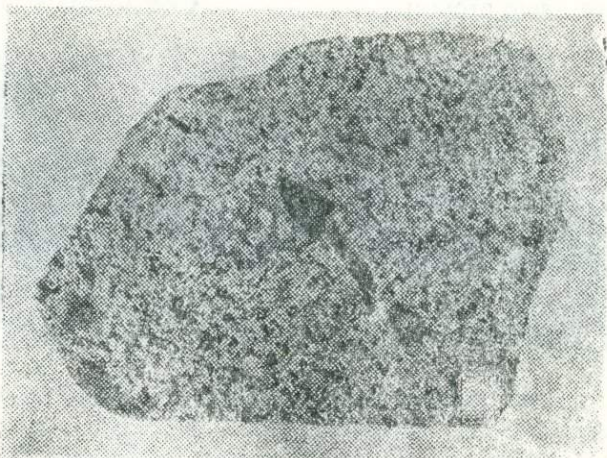


Рис. 17. Пепловый туф с лапилли из фельзитовой толщи.

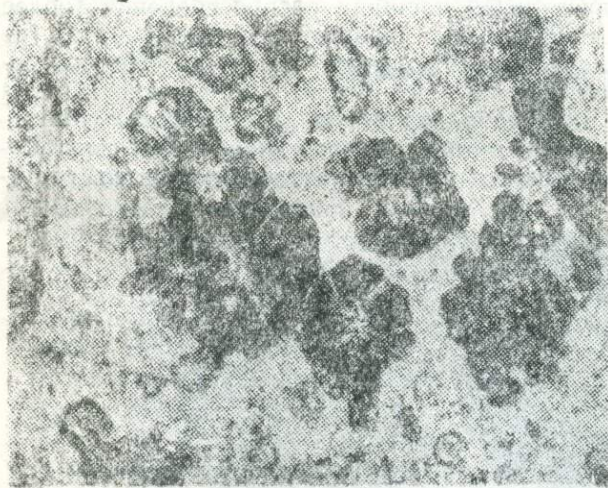


Рис. 18. Сферолитовый туф из фельзитовой толщи. Никולי +, 25*.

расплющенного стекла. С игнимбридами постепенными неувимыми по структуре переходами связаны игнимбридовые фельзитовые порфиры. Большое сходство породы фельзитовой толщи имеют также по химическому составу (табл. 4, 5). Они относятся к классам пересыщенных и сильно пересыщенных кремнекислотою, к группам богатых и умеренно богатых щелочами пород (Заварицкий, 1960). Для них характерна пересыщенность глиноземом и малое содержание полево-шпатовой извести. На петрохимической диаграмме, однако, хорошо видно, что, несмотря на сходство общих признаков состава, фигуративные точки пород сгущены в двух местах (рис. 21). Составы игнимбридов и игнимбридовых фельзитовых порфиров близки к среднему типу липарита. Пепловые туфы, пепловые туфы с лапилли, вулканические бомбы и цементирующие их спекшиеся туфы, фельзиты и другие породы

из нижней части фельзитовой толщи при сравнении с ними обнаруживают пониженное содержание щелочей при большем избытке глинозема (рис. 49). Они отличаются также от первой группы пород более высоким содержанием свободной кремнекислоты и меньшей степенью окисленности железа. Разница составов этих двух групп пород, вероятно, связана с различными условиями их образования: свариванием пепловых частиц в раскаленном газово-пирокластическом потоке в первом случае и свободным выпадением пепловых частиц из воздуха — во втором.

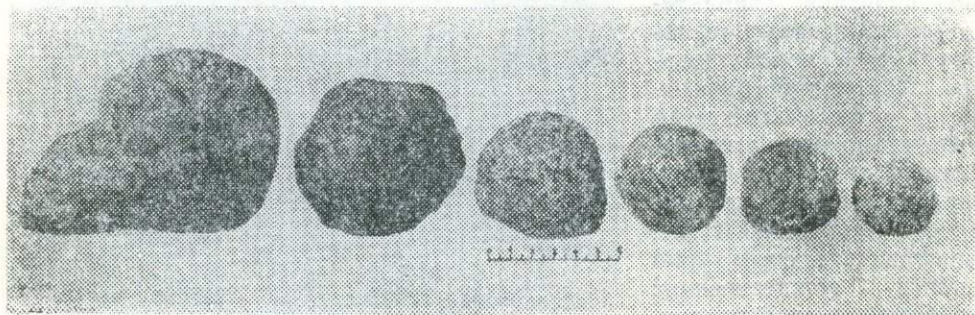


Рис. 19. Вулканические бомбы из бомбового горизонта фельзитовой толщи.

Характер разреза, условия залегания и особенности пород фельзитовой толщи обнаруживают в ней типичные признаки игнимбритовых покровов (Marshall, 1935; Заварицкий, 1947, 1948 и др.; Влодавец—ред., 1961 и др.). При значительной площади распространения (более 650 кв. км) фельзитовая толща имеет сравнительно небольшую (не более 260 м), но закономерно изменяющуюся мощность. По-видимому, она представляла собой огромный игнимбритовый покров, некогда имевший горизонтальную или слабо волнистую поверхность. Максимальная мощность фельзитовой толщи, выдержанная вдоль зоны Северного разлома и уменьшающаяся по мере удаления от него, отсут-

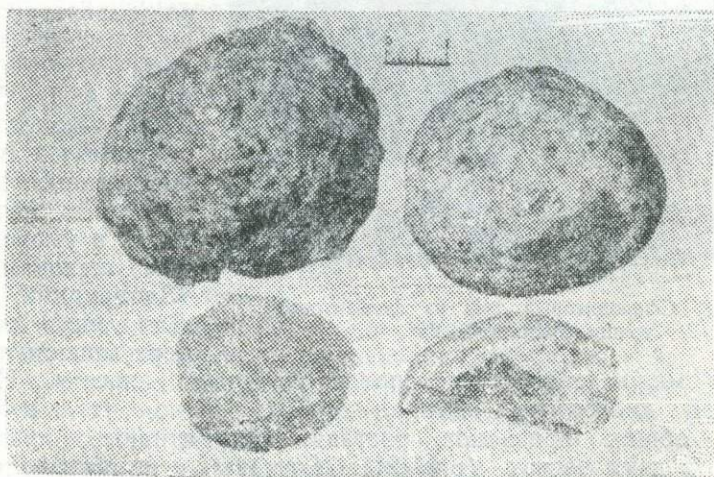


Рис. 20. Вулканические бомбы из бомбового горизонта фельзитовой толщи.

ствие признаков вулканического центра, позволяют связывать образование игнимбритового покрова с трещинным типом извержения или множественностью выходов в зоне разлома. Игнимбритовая природа пород фельзитовой толщи указывает на огромное количество летучих, сопровождавших образование покрова.

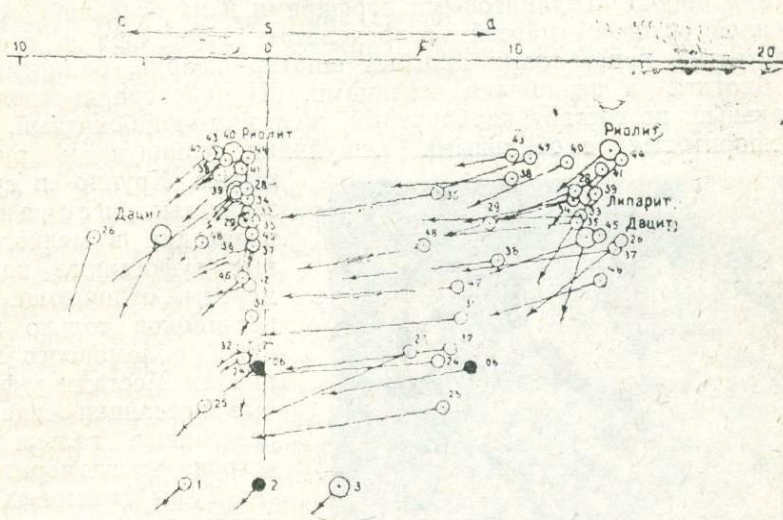


Рис. 21. Диаграмма химических составов пород фельзитовой толщи: 1—породы фельзитовой толщи; 2—породы Кульской экструзии; 3—средние типы пород по Дэли.

Нижняя дацитовая толща

Распространена почти также широко, как и фельзитовая. Согласно, но со следами размыва, она залегает на фельзитовой толще и в полных сохранившихся от эрозии разрезах лючобской свиты, перекрывается липаритовой толщей (рис. 5). Характерной особенностью нижней дацитовой толщи является довольно выдержанное строение разреза при больших колебаниях мощностей. Изменение мощности толщи от 600—650 м на водоразделах р. Ханака вблизи Северного разлома до 5—30 м в разрезах гор Сурхку и Чиликак и зоны Богаинского разлома отражает то же закономерное выклинивание вулканического покрова в южном направлении, как и фельзитовой толщи. Уменьшение мощности нижней дацитовой толщи почти вдвое (до 325 м) к северу от Северного разлома наблюдается по долине р. Ходжа-Мафрач — правой составляющей р. Ханака.

В бассейне р. Ханака и на правом водоразделе р. Лючоб нижняя дацитовая толща отчетливо подразделяется на три горизонта. Нижний горизонт всюду залегает на поверхности размыва фельзитовой толщи и благодаря выдержанности литологического состава является маркирующим для нижней дацитовой толщи и лючобской свиты в целом. Мощность нижнего горизонта колеблется от 10—15 до 90 м, чаще равняясь 30—50 м. В строении его главное участие принимают туфогенные песчаники с прослоями и линзами туфогенных конгломератов. Местами среди них содержатся маломощные прослои туффов и покровы дацитовых порфиров и их туфов. Как исключение на правом водоразделе р. Лючоб в ее верховьях среди туфогенных песчаников находится прослой пелитоморфного известняка мощностью 1,5—2 м.

При сохраняющемся преобладании туфогенных песчаников соотношение разновидностей пород внутри горизонта часто меняется.

Туфогенные песчанки серого, зеленовато-серого и буровато-серого цвета относятся к средне- и крупнозернистым, реже мелкозернистым разновидностям. Они характеризуются неравномернозернистой псаммитовой структурой и угловатостью обломков. Последние представлены подстилающими породами, дацитовыми порфирами и их основной массой, ожелезненной основной массой неопределимых эффузивов и, в меньшем количестве, кристаллами полевых шпатов, кварца, опациitizedованного биотита и пепловыми частицами. Цемент соприкосновения или базальный, по составу карбонатный, железисто-карбонатный, карбонатно-хлоритовый с обильными чешуйками серицита и рудной

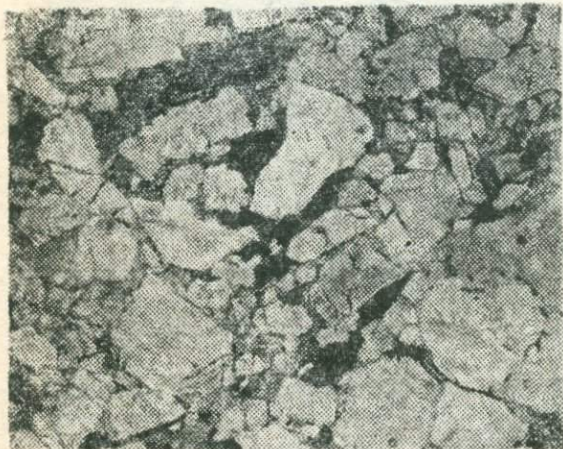


Рис. 22. Кристаллокластический туф дацитового порфира. Без анализатора, 20X. Уменьшено на 1/4.

пылью. Крупно- и грубозернистые песчанки переходят в мелкогалечные туфогенные конгломераты, отличающиеся от песчаников только величиной обломочного материала. Местами туфогенные песчанки содержат рассеянные гальки или «струи» конгломерата.

Туфы дацитовых порфиров представлены псаммитовыми литокристаллокластическими и кристаллокластическими разновидностями (рис. 22). В составе преобладают обломки кристаллов основ-

ного и среднего плагиоклаза; в подчиненном количестве присутствуют кварц, роговая обманка, реже пироксен. В обломках пород находятся дацитовые порфиры. С увеличением размеров и количества обломков пород псаммитовые туфы сменяются псефитовыми туфами и туфобрекчиями, образующими прослой и линзовидные тела. Дацитовые порфиры небольших потоков из нижнего горизонта аналогичны дацитовым порфирам с фельзитопилитовой структурой среднего горизонта.

Средний горизонт нижней дацитовой толщи сложен различными по микроструктуре дацитовыми порфирами, чередующимися в верхней части горизонта с туфолавами дацитовых порфиров. В строении верхнего горизонта участвуют агломератовые лавы, туфолавы и туфы дацитовых порфиров. Граница между средним и верхним горизонтами во многих случаях является условной вследствие чередования однотипных пород в этой части разреза и их непостоянства по простираению. Только на некоторых участках могут быть сопоставлены отдельные покровы дацитовых порфиров, их туфов и туфолав. Так, на водоразделе рек Суффа—Ханака в среднем и верхнем горизонтах нижней дацитовой толщи С. И. Шукин выделяет и коррелирует шесть покровов. Эти покровы сложены снизу вверх по разрезу: 1) туфолавами дацитовых порфиров, включающими небольшие линзы туфобрекчий, общей мощностью 10—40 м; 2) дацитовыми порфирами с микрофельзитовой, фельзитопилитовой и микропильитовой структурами основной массы, мощностью 30—270 м; 3) туфолавами и туфобрекчиями дацитовых порфиров, мощностью 27—80 м; 4) дацитовыми пор-

фирами с микропойкилитовой структурой основной массы, мощностью 135—288 м; 5) туфобрекчиями и туфолавами дацитовых порфиров, мощностью 40—310 м; 6) кристаллокластическими туфолавами дацитовых порфиров, мощностью 5—10 м.

В бассейне р. Каратаг (район горы Такабш) в разрезе нижней дацитовой толщи преобладают пирокластические и вулканомиктовые породы. В основании толщи находится горизонт туфогенных конгломератов мощностью 8 м, который хорошо сопоставляется с горизонтом туфогенных песчаников разрезов бассейна р. Ханака. Среднему горизонту этих разрезов соответствует пачка покровов дацитовых порфиров с микрофельзитовой и гиалопилитовой структурами основной массы, их туфолав и туфов, перемежающихся с туфогенными конгломератами, туфолавами и туфами фельзитовых порфиров, общей мощностью 132 м. Верхний горизонт мощностью 260 м представлен чередованием туфов дацитовых порфиров и туфогенных песчаников.

Наибольшую мощность (свыше 600 м) средний и верхний горизонты нижней дацитовой толщи имеют вблизи Северного разлома на правом водоразделе р. Ханака в районе высоты 3720 м. Резкое увеличение мощности покровов, сложенных туфобрекчиями и туфолавами, позволяет предполагать здесь местоположение вулканического аппарата типа стратовулкана. Жерловая часть его, вероятно, погребена под покровами нижней дацитовой и вышележащих толщ. На близость вулканического центра указывают также межпластовые субвулканические интрузии типа мантиевых жил (Ритман, 1964), прослеживающиеся в среднем горизонте нижней дацитовой толщи на правом склоне долины р. Ханака.

Дацитовые порфиры из мощных покровов среднего горизонта нижней дацитовой толщи представляют собою массивные породы с

многочисленными порфировыми выделениями белого или розоватого плагиоклаза до 4—5 мм длиной и более редкими и мелкими (до 0,5 мм) порфировыми выделениями цветных минералов в микрокристаллической основной массе (рис. 23 и 24). Неизменные дацитовые порфиры имеют общий зеленовато-серый цвет; в результате альбитизации и пелитизации полевых шпатов они приобретают розовато-серую и красновато-бурую окраску.

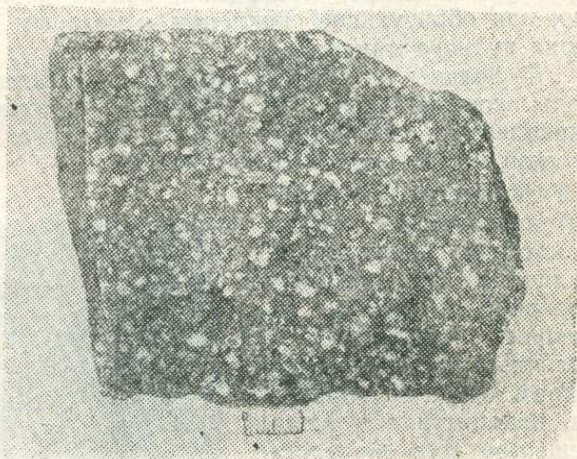


Рис. 23. Дацитовый порфир с микропойкилитовой основной массой.

Под микроскопом дацитовые порфиры характеризуются порфировой (гломеропорфировой) структурой с микропойкилитовой основной массой. Порфировые выделения — плагиоклаз, пироксен и биотит. Плагиоклаз зональный — в центральной части зерен андезин с 38—42% Ap , в периферической — олигоклаз или альбит-олигоклаз, частично, по зонам, замещенный серицитом, хлоритом, кальцитом, сосюритом. Пироксен-авгит ($C:Ng=38-40^\circ$, $2v=+50-60^\circ$), а чаще псевдоморфозы по пироксену, выполненные хлоритом, кальцитом и

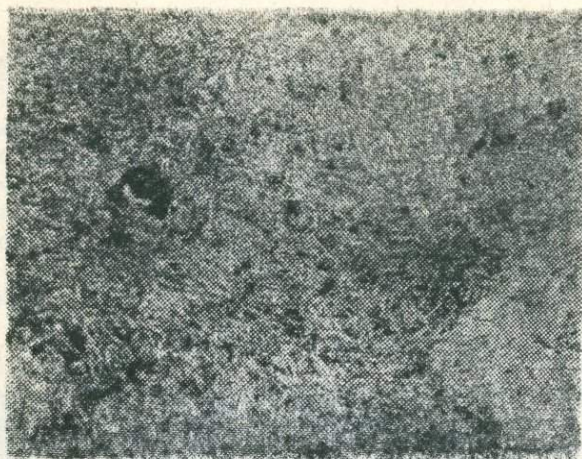


Рис. 24. Дацитовый порфир с микропойкилитовой структурой основной массы. Без анализатора, 50X. Уменьшено на 1/4.

лимонитом, иногда с реликтами вторичной роговой обманки. Биотит опацифицирован и обесцвечен, реже хлоритизирован. Основная масса сложена зернами кварца неопределенных очертаний 0,1—0,2 мм в поперечнике, пойкилитово проросших мелкими пластинками калиевого полевого шпата. Она содержит в переменном, но обычно небольшом количестве мелкие чешуйки хлорита, серицита, зернышки эпидота, карбоната, лейкоксена, рудную пыль, акцессорные минералы —

циркон, апатит, сфен, рудный минерал.

Верхние части мощных покровов или маломощные покровы целиком представлены типичными излившимися дацитовыми порфирами. Это темно-коричневые и бурые породы обычно с флюидальной, иногда ячеистой текстурой и порфировой (серияльно-порфировой) структурой. Порфиновые выделения: плагиоклаз, опацифицированные биотит и роговая обманка. Основная масса полевошпато-кварцевая по составу, микрофельзитовая по структуре, иногда включает лейсточки плагиоклаза второй генерации, ориентированные в одном направлении или образующие скопления, к которым приурочены пластинчатые зерна рудного минерала.

Туфолавы дацитовых порфиров представляют собою плотные породы, составляющие из угловатых обломков дацитовых порфиров, скрепленных дацитовыми порфирами того же состава. Размеры обломков достигают 15—20 см (рис. 25).

Туфобрекчии — сравнительно рыхлые породы, в которых различные по величине (от миллиметров до 1 м) обломки дацитовых порфиров, аналогичных дацитовым порфирам среднего горизонта, находятся в туфовом веществе того же состава. Туфы, цементирующие обломки дацитовых порфиров или образующие самостоятельные горизонты, имеют литокристаллокластическую или кристаллокластическую структуру и состоят из обломков дацитовых порфиров и обломков кри-



Рис. 25. Туфолавы дацитового порфира. Без анализатора, 20X. Уменьшено на 1/4.

сталлов плагиоклаза, реже кварца и калиевого полевого шпата, биотита и роговой обманки, связанных агрегатом чешуек серицита, хлорита и зернышек карбоната.

Несмотря на различное строение разрезов, дацитовые порфиры и пирокластолиты нижней дацитовой толщи даже из удаленных участков вулканического покрова сходны между собой. Дацитовые порфиры по химическому составу принадлежат к классу пересыщенных кремнекислородою, к группе бедных щелочами пород (табл. 6, 7). От среднего типа дацита по Дэли они отличаются меньшим содержанием полевошпатовой извести, большим содержанием железомagneзиальных компонентов и часто значительной пересыщенностью глиноземом. На петрохимической диаграмме (рис. 26) фигуративные точки дацитовых порфиров располагаются в поле дацит-андезит-кварцевый латит, группируясь около последнего.

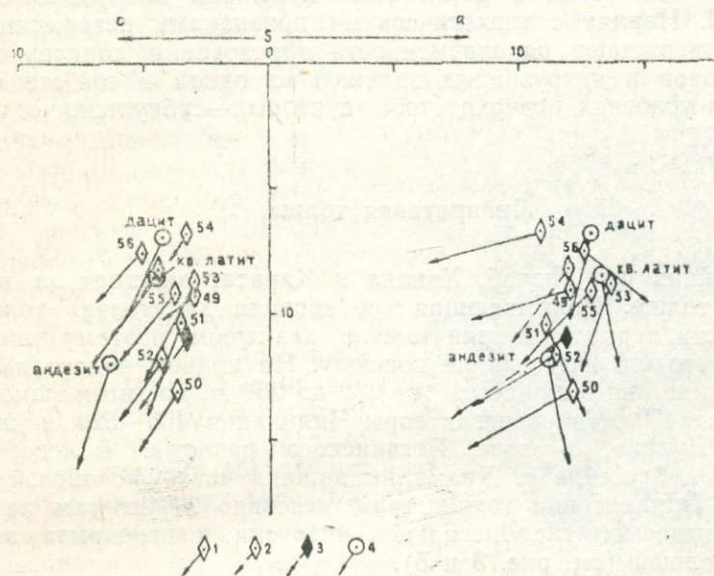


Рис. 26. Диаграмма химических составов пород нижней дацитовой толщи: 1 — породы нижней дацитовой толщи; 2 — средний состав пород нижней дацитовой толщи; 3 — средний состав пород синхронных субвулканических Ханакинской и Такабошской интрузий; 4 — средние типы пород по Дэли.

А. Н. Заварицкий (1961, стр. 307) отмечает, что без химического анализа кварцевые латиты не отличимы от дацитов. Пересчитанные по системе $СРW$ (Заварицкий, 1960), химические составы дацитовых порфиров нижней дацитовой толщи обнаруживают постоянное содержание нормативного гиперстена в количестве 5,2—6,2% (fs от 0 до 2,0%, en от 3,9 до 5,8%) при следующей норме состава: or (14,2—24,1%), ab (24,9—30,5%), an (8,8—13,4%), $С$ (0,8—5,9%), Q (22,0—27,6%), mt (2,9—4,7%), il (0,7—0,99%), ap (0,3%), fr (0,2—0,7%), $сс$ (0,2—3,0%), и только в дацитовых порфирах отдельных маломощных покровов количество нормативного гиперстена ($fs=0$, en 1,2—1,6)

уменьшается до 1,2—1,6%, а кварца возрастает до 30,5—36,6% при прежних пределах содержания других нормативных минералов. На близость дацитовых порфиров к кварцевым латитам, кроме химического и виртуального составов, указывают также их петрографические признаки: присутствие плагиоклаза (андезина) и темноцветных минералов, среди которых преобладают пироксен и биотит, в порфировых выделениях, а калиевого полевого шпата — только в основной массе породы.

Дацитовые порфиры интрузивных залежей, находящихся в среднем горизонте нижней дацитовой толщи, характеризуются теми же петрохимическими особенностями, как и дацитовые порфиры покровов (рис. 26). Главное различие между ними заключается в степени окисленности железа при близком суммарном его содержании. По данным С. И. Щукина (1963), коэффициент окисленности железа в излившихся дацитовых порфирах равен 0,60, в туфолавах дацитовых порфиров — 0,65—0,66, в дацитовых порфирах интрузивных залежей — 0,40. Наряду с геологическими признаками петрохимические данные подтверждают одновременность образования дацитовых порфиров покровов и интрузивных залежей из одной и той же магмы, но первых в условиях поверхностной, а вторых — субвулканической фаций.

Липаритовая толща

В бассейнах рек Лючоб, Ханака и Каратаг залегает на нижней дацитовой толще. Покрывающая ее верхняя дацитовая толща на большей части территории уничтожена размывом, поэтому мощность липаритовой толщи известна не повсюду. На правом водоразделе долины р. Ханака она изменяется от 230 до 280 м, достигая максимальной величины 400 м в разрезах горы Чиликак и 450—520 м, по данным С. И. Щукина, в зоне Богаинского разлома. В левобережье р. Варзоб и в бассейне р. Диамалик нижняя часть лючобской свиты отсутствует. Липаритовая толща трансгрессивно лежит там на породах так называемой гиабиссальной интрузии и перекрыта верхней дацитовой толщей (см. рис. 3 и 5).

В составе липаритовой толщи главное значение имеют игнимбриды липаритовых порфиров и игнимбритовые липаритовые порфиры; в меньшем количестве присутствуют туфолавы, туфы и туфобрекчии того же состава.

Распределение пород в разрезе липаритовой толщи в бассейнах рек Ханака и Лючоб в общем довольно закономерно. Липаритовая толща здесь может быть разделена на три горизонта, различающихся характером пирокластического материала. Нижний горизонт сложен туфами и туфобрекчиями липаритовых порфиров, в основании которых местами находится слой мелкозернистого туфогенного песчаника или туффита. Мощность горизонта изменяется от 15—20 м в «северных» разрезах до 50—80 м — в «южных».

Средний горизонт представлен одним или двумя покровами игнимбритовых липаритовых порфиров и игнимбритов общей мощностью 80—300 м. Характерной особенностью среднего горизонта является наличие маркирующего покрова сургучно-красных игнимбритовых липаритовых порфиров с редкими, но довольно крупными эллипсо-

идальными обломками дацитовых порфиров. Этот покров прослеживается на всех площадях развития липаритовой толщи; мощность его 80—170 м. На покрове игнимбритовых липаритовых порфиров залегают игнимбриты, нередко постепенно переходящие по простиранию в туфобрекчии.

Верхний горизонт липаритовой толщи состоит из нескольких (2—4) покровов игнимбритов липаритовых порфиров, туфобрекчий и туфов мощностью 6—50 м при общей мощности горизонта 26—110 м.

Резкая фациальная изменчивость характеризует разрез липаритовой толщи в бассейне р. Арджанак. На правом склоне долины р. Арджанак составлен следующий разрез липаритовой толщи: 1) туфогенные конгломераты, песчаники, туффиты мощностью более 60 м; 2) туфы липаритовых порфиров — 6 м; 3) туфогенные конгломераты — 6 м; 4) туфобрекчии липаритовых порфиров — 10 м; 5) туффиты — 4 м; 6) туфобрекчии липаритовых порфиров — 160 м; 7) сургучно-красные игнимбритовые липаритовые порфиры — 170 м; 8) туфогенные конгломерато-брекчии и туфы — 12 м; 9) игнимбриты липаритовых порфиров с лепешками стекла (фьямме) зеленоватого цвета—110 м; 10) туфолавы липаритовых порфиров — 20 м; 11) туфобрекчии липаритовых порфиров—6 м.

Из них покровы 1—6 относятся к нижнему, 7—9 — к среднему и 10—11—к верхнему горизонтам липаритовой толщи.

В верхней части липаритовой толщи (верхья р. Ходжа-Мастон) в кровле отдельных покровов в игнимбритах липаритовых порфиров встречаются обугленные остатки древесины (рис. 27).

В бассейне р. Диамалик липаритовая толща имеет мощность порядка 50 м и сложена туфолавами (игнимбритами) и лавобрекчиями липаритовых порфиров, среди которых встречаются липаритовые (игнимбритовые?) порфиры и их туфобрекчии (Мушкин, Стульников, Тарасов, 1964).

Широкое распространение игнимбритов и игнимбритовых порфиров в составе липаритовой толщи позволяет предполагать для нее те же условия образования, что и для фельзитовой толщи. Однако изменение строения покрова липаритовой толщи в латеральных направлениях говорит о связи его с рядом центров извержения. Наибольшую мощность (до 400 м) липаритовая толща имеет на правом водоразделе р. Лючоб и в районе горы Чиликак в окружении Лючобского нека. Большие мощности (450—520 м) и резкая фациальная изменчивость характерны для полосы липаритовой толщи в зоне Богаинского разлома, к югу от которой С. И. Шукиным установлено несколько мелких вулканических центров. Небольшой вулканический центр на-

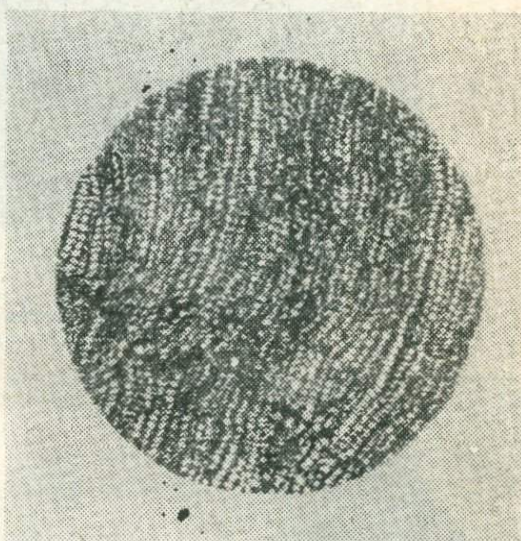


Рис. 27. Обугленная древесина из игнимбритов липаритовой толщи. Без анализа тора, 25X.

мечается в бассейне р. Диамалик по расположению Пчацдарского некка.

Игнимбриты и игнимбритовые порфиры липаритовой толщи отличаются от аналогичных пород фельзитовой толщи присутствием кварца в виде порфировых выделений или их обломков.



Рис. 28. Игнимбрит липаритового порфира с обломками дацитового порфира. Натуральная величина.

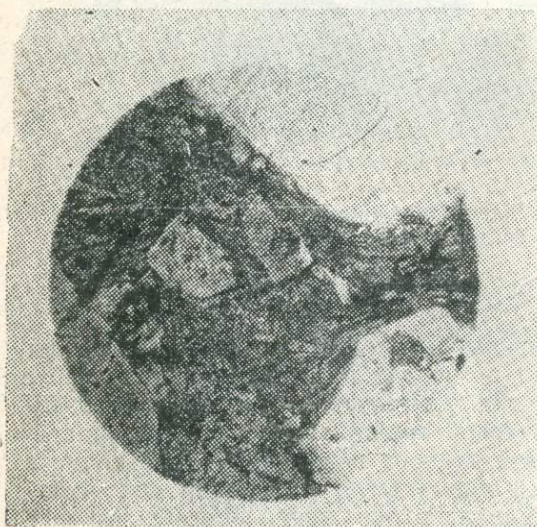


Рис. 29. Игнимбрит липаритового порфира с псевдофлюидальной текстурой. Без анализа, 25X. Уменьшена на 1/4.

Игнимбритовые липаритовые порфиры, нередко называемые просто липаритовыми порфирами, представляют собою плотные массивные породы сургучно-красного или кирпично-красного цвета, в афанитовой основной массе которых различимы редкие зерна кварца и полевых шпатов (рис. 28, 29). Для игнимбритовых липаритовых порфиров гор Сурхку и зоны Богаинского разлома характерны включения эллипсоидальных обломков дацитовых порфиров. Структура игнимбритовых порфиров литокристалловитрокластическая и кристалловитрокла-

стическая, текстура псевдофлюидальная. Обломки пород и минералов имеют величину от 0,3 до 3—4 мм и редко до 1—4 см или больше. Обломки кристаллов всегда оплавлены; обломки пород округлые, угловатые, а иногда ключевидной, извилистой формы, местами сливаются с основной массой. Количество обломков уступает связующей их пепловой основной массе, но, в общем, их больше, чем в игнимбритовых порфирах фельзитовой толщи. В обломках находятся кварц, калиевый полевой шпат, кислый плагиоклаз, редкие опацизированные и обесцвеченные листочки биотита, дацитовые порфиры и их основная масса, липаритовые порфиры, измененные эффузивы. Пепловая основная масса раскристаллизована в микрофельзит, обычно сильно пелитизирована, засорена мельчайшей разложенной рудной пылью, серицитизирована и карбонатизирована, местами содержит скопления мелких зернышек кварца, с которыми ассоциирует вторичный альбит.

Игнимбриты липаритовых порфиров близки игнимбритовым порфирам (рис. 30, 31). Они отличаются от последних большим количеством обломков пород и кристаллов, расплюснутых фьяме и являются менее плотными породами, нередко с хорошо выраженной слоистой текстурой; обычно имеют светло-красный, розовый и

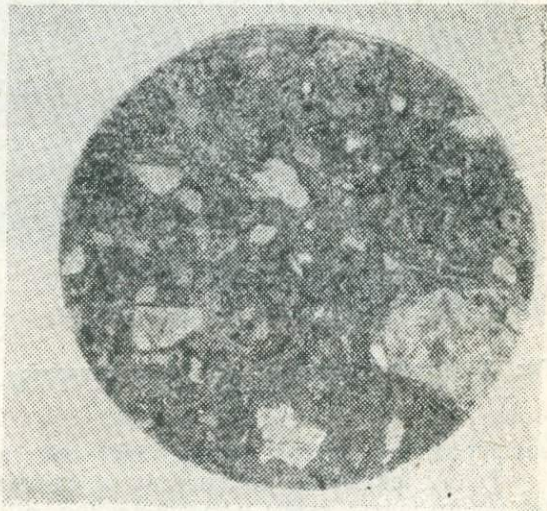


Рис. 30. Игнимбрит липаритового порфира. Николи +; 20×. Уменьшено на 1/4.

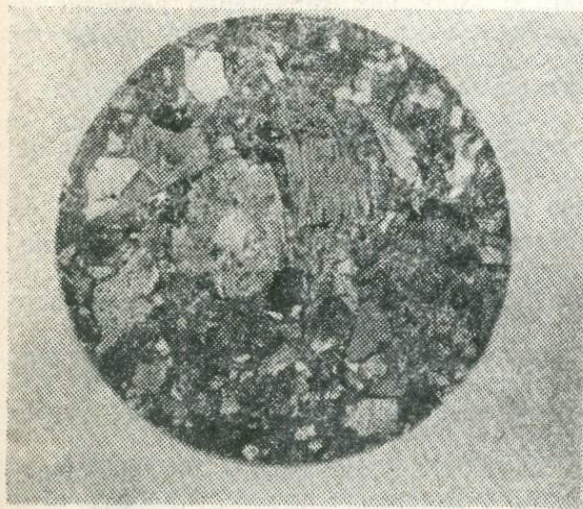


Рис. 31. Игнимбрит липаритового порфира. Николи +; 20×. Уменьшено на 1/4.

сиреневый цвет. С игнимбритовыми липаритовыми порфирами они связаны постепенными переходами.

Туфы и туфобрекчии липаритовых порфиров разделяются по крупности обломочного материала, но резкой границы между ними провести нельзя, так как в туфах наряду с равновеликими обломками присутствуют более крупные обломки пород, а в туфобрекчиях обломочный материал разнообразен по величине. Грубообломочные ту-

фы и туфобрекчии имеют массивное сложение, мелкообломочные туфы более или менее отчетливо слоисты (рис. 32).

Туфобрекчии и туфы обладают соответственно псефитовой и псаммитовой литокристаллокластической, литокристалловитрокластической и кристалловитрокластической структурами. По характеру и составу обломочного материала они близки между собою и образованы обломками кварца, кислого плагиоклаза, калиевого полевого шпата,

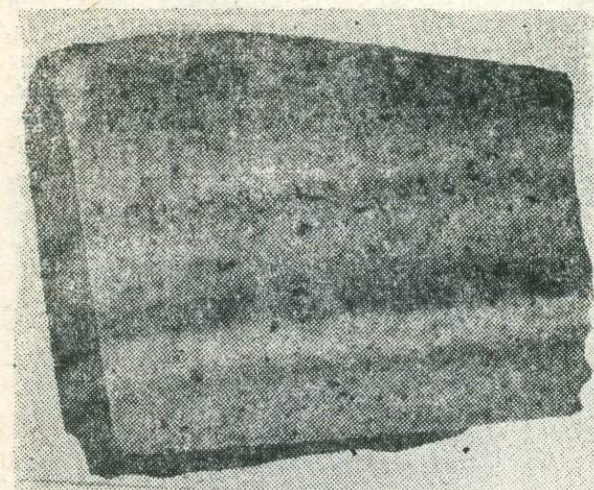


Рис. 32. Слоистый туф из основания липаритовой толщи.

сферолитов калиевого полевого шпата, листочками опацизированного биотита, фельзитов, флюидальных липаритовых лав, липаритовых и фельзитовых порфиров, микрофельзита, пузыристой лавы с перлитовой текстурой, дацитовых порфиров. Пепловые частицы всегда раскристаллизованы в микрофельзит. Избирательная альбитизация иногда захватывает некоторые обломки пород и минералов. Между мелкообломочными кристалловитрокластическими туфами, с одной стороны, и игнимбритами и игнимбритовыми

порфирами, с другой, существуют постепенные переходы.

Таким образом, по составу и структурам игнимбритовые порфиры, игнимбриты, туфы и туфобрекчии липаритовой толщи близки между собой. Такое же сходство они обнаруживают и по химическому составу (табл. 8). Они принадлежат к классам сильно пересыщенных и пересыщенных кремнекислотою, к группам богатых и умеренно богатых щелочами пород (табл. 9). Для них характерно незначительное содержание полевошпатовой извести, почти равные количества натрия и калия или некоторый избыток последнего, высокая пересыщенность глиноземом, относительно высокое содержание железа с преобладанием окисного соединения над закисным (рис. 33). Они несколько более богаты кремнекислотою, чем аналогичные породы фельзитовой толщи, и по составу близки к среднему типу риолита.

Верхняя дацитовая толща

Венчает разрез лючобской свиты, сохранилась от размыва в большинстве случаев в опущенных блоках зоны Богаинского (в междуречье Лючоб—Суффа, в левобережье р. Кафирниган) и Северного (правый борт долины р. Ходжа-Мафрач) разломов, а также на отдельных участках на левом водоразделе долины р. Лючоб в районе горы Чиликак и в долине р. Диамалик, ручей Кассон (рис. 2). Повидимому, некогда она была распространена также широко, как и остальные вулканогенные толщи лючобской свиты.

В первые годы изучения лючобского комплекса к верхней дацитовой толще относилась толща переслаивания туфов, туфобрекчий и туфов дацитовых, липарито-дацитовых и липаритовых порфиров с туфогенными конгломератами в основании и туфогенными песчаниками в

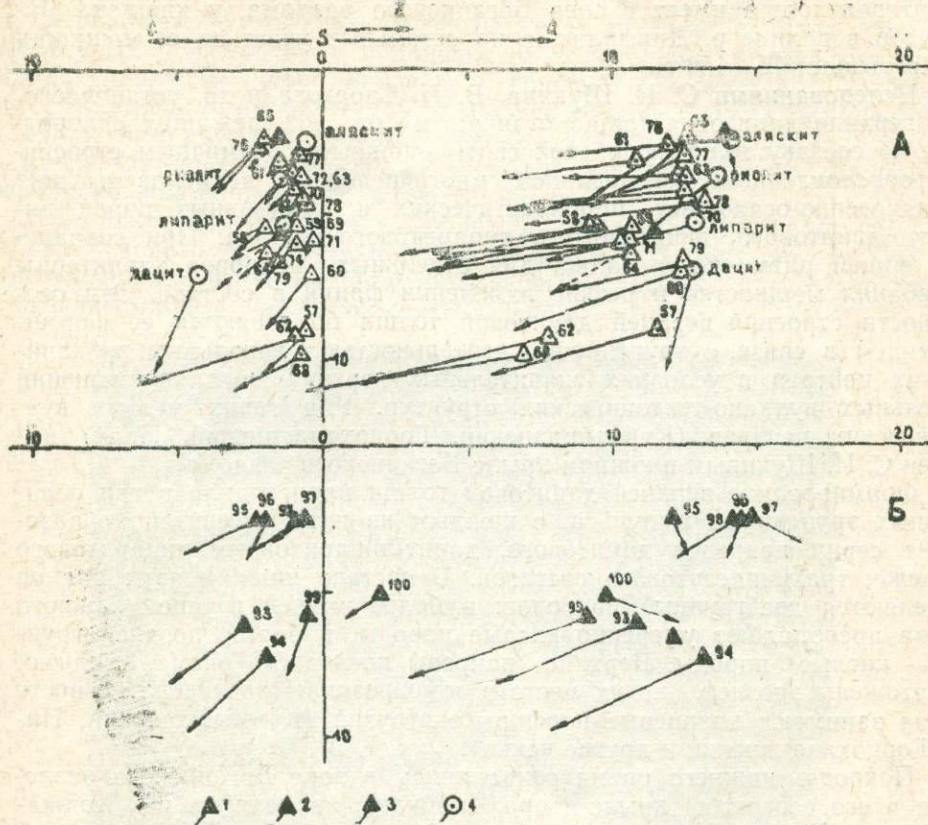


Рис. 33. Диаграмма химических составов пород липаритовой толщи (А) и Лючобского нека (Б): 1 — породы липаритовой толщи; 2 — средние составы пород Лючобского нека; 3 — породы Лючобского нека; 4 — средние типы пород по Дэли.

верху разреза, которая на горе Чиликак, в долинах рек Ходжа-Маф-рач и Кассон и других местах с видимым согласием залегает на липаритовой толще. В последнее время С. И. Шукин, Л. А. Козюренко, В. И. Тарасов и др. включают в верхнюю дацитовую толщу вулканогенные и осадочно-вулканогенные породы, ранее выделявшиеся в виде подсвиты в составе верхнепермской—нижнетриасовой ханакинской свиты. К югу от главной ветви Богдаинского разлома эти породы большей частью лежат на поверхности размыва среднекарбонных отложений с выпадением более чем 400-метрового покрова липаритовой толщи.¹ Здесь же они несогласно перекрыты красноцветными моласовыми отложениями верхнепермской — нижнетриасовой ханакинской свиты, содержащей в обломочном материале почти все породы лючобского комплекса. Наибольшую мощность (200—260 м) верхняя

¹ По мнению Е. Н. Горещкой, отнесение осадочно-вулканогенной толщи ханакинской свиты к верхней дацитовой толще лючобской свиты пока может считаться условным. При хорошей соизоставности разрезов обеих толщ из отдельных блоков, легкой в основу такого предположения, некоторые геологические факты не находят удовлетворительного объяснения, в частности, выпадение из разреза к югу от Богдаинского разлома всей нижележащей части лючобской свиты, мощностью более 400 м, без всяких переходных фаций; налегание осадочно-вулканогенной толщи ханакинской свиты, ныне отнесенной к верхней дацитовой толще на левом склоне долины р. Суффа (вблизи устья р. Зачау) и в долине р. Арджанак, на характерные известняково-сланцевые конгломераты, в других местах включенных в разрез собственно ханакинской свиты, и др.

дацитовая толща имеет в зоне Богаинского разлома, у кишлака Яккатут и в долине р. Диамалик, а на остальных участках ее мощность не превышает 75—150 м.

Исследованиями С. И. Щукина, В. И. Тарасова и др. установлено, что верхняя дацитовая толща отличается от нижележащих однородных по составу толщ лючобской свиты сложным ритмичным строением, обусловленным чередованием многочисленных покровов и линз вулканогенно-осадочных, пирокластических и эффузивных пород андезито-дацитового, дацитового и липаритового состава. При сохранении общей ритмичности толщи для отдельных покровов характерны колебания мощностей и резкие изменения фаций и состава. Эти особенности строения верхней дацитовой толщи объясняются ее формированием в связи с эруптивной деятельностью локальных вулканических центров в условиях значительных вертикальных перемещений отдельных вулканотектонических структур. Ряд таких мелких вулканических центров (Курмышханский, Горноханакинский, Нилу) выявлен С. И. Щукиным в южном крыле Богаинского разлома.

Формирование верхней дацитовой толщи происходило в три сближенных эруптивных импульса, с каждым из которых связано образование серии покровов дацитового, дацит-липаритового, липаритового и, реже, трахиандезитового составов. В составе нижних двух ритмов выделяются две группы покровов: в более ранней группе каждого ритма преобладают умеренно кислые породы, в более поздней группе — кислые породы. Верхние покровы последнего ритма, видимо, уничтожены эрозией, но их место в гомодромной последовательности ритма занимают кварцевые порфиры экструзий (Курмышханский, Нилу, Горноханакинский и другие неки).

Покровы нижнего ритма сохранились в зоне Богаинского разлома и в его северном крыле (гора Чиликак), в долинах рек Ходжа-Мафрач и Кассон. Именно они выделялись раньше в качестве верхней дацитовой толщи. Эти покровы сложены туфами, туфолавами и туфобрекчиями дацитовых порфиров при резко подчиненном количестве туфов дацит-липаритовых и липаритовых порфиров. Мощность отдельных покровов изменяется от 3 до 50 м при суммарной их мощности 30—150 м.

На горе Чиликак С. И. Щукиным выделены пять покровов нижнего ритма, сложенных следующими породами (снизу вверх): 1) туфами дацитовых порфиров, мощностью 5—10 м; 2) флюидальными туфолавами дацитовых порфиров — 40—50 м; 3) туфобрекчиями дацитовых порфиров — 35—40 м; 4) туфолавами дацитовых порфиров — 22—30 м; 5) туфобрекчиями дацитовых порфиров — 5—11 м и 6) сиреневыми биотитсодержащими туфами и туфобрекчиями дацит-липаритовых порфиров. Среди них встречаются линзы туфобрекчий дацитовых порфиров и туфов фельзитовых порфиров. Суммарная мощность покровов колеблется от 10 до 90 м. Покровы флюидальной туфолавы дацитовых порфиров и сиреневых туфов туфобрекчий выделяются как маркирующие горизонты в составе нижнего ритма, они встречаются во всех разрезах и хорошо выдержаны по простиранию.

Покровы среднего ритма в количестве 3—7 общей мощностью 20—280 м встречаются во всех выходах верхней дацитовой толщи, за исключением горы Чиликак, и ранее, как и покровы верхнего ритма, включались в состав ханакинской свиты. К наиболее ранним продуктам этого ритма относят туфогенные конгломераты, туфобрекчии и туфы дацит-липаритовых и дацитовых порфиров, слагающие горизонты мощностью 5—35 м. Местами эти горизонты перемежаются со сло-

ями туффитов и туфогенных песчаников, причем суммарная мощность их увеличивается до 100 м и более. Выше их залегают покровы дацит-андезитовых порфиритов с подчиненным количеством туфов того же состава; мощность этих покровов у кишлака Яккатут и в левобережье р. Кафирниган более 150 м. Разрез среднего ритма завершается одним или двумя покровами туфов и туфобрекчий липаритовых, дацит-липаритовых порфиров, в некоторых местах — туфов фельзитовых порфиров общей мощностью 10—80 м.

Три покрыва туфолав и туфобрекчий дацитовых порфиров и туфогенных конгломератов мощностью 4—16 м в долине ручья Сарина относятся к верхнему ритму и завершают собою разрез верхней дацитовой толщи и лючобской свиты в целом.

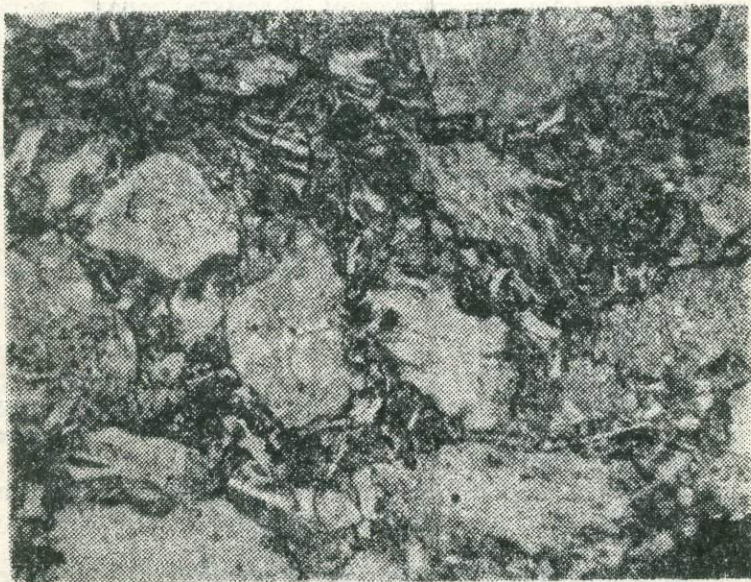


Рис. 34. Туфолава дацитового порфира из верхней дацитовой толщи. Без анализатора, 25X.

Некоторые породы верхней дацитовой толщи имеют характерные отличия от аналогичных по составу пород нижней дацитовой и липаритовой толщ.

Туфолавы дацитовых и дацит-липаритовых порфиров — массивные породы коричневатого-серого цвета, в отдельных покровах второго ритма флюидальные, состоящие из обломков и преобладающей по объему связующей массы. В составе обломков Е. А. Худобина указывает туфолавы липарито-дацитовых порфиров, андезито-дацитовые, андезитовые и трахиандезитовые порфириты, кислое слабо раскристаллизованное стекло, иногда игнимбриты липаритовых порфиров из подстилающей липаритовой толщи. Обломки пород имеют размеры от нескольких миллиметров до 3—5 см, редко — до 20 см. Обломки кристаллов кислых плагиоклазов и кварца — остроугольные, реже оплавленные, величиною от 0,1 до 2—4 мм. Встречаются таблички биотита с плеохронизмом от непрозрачного темно-бурого по Ng до светло-желтовато-зеленого по Nr. Основная масса микрофельзитовой и псевдосферолитовой структуры имеет полевошпато-кварцевый состав, обычно содержит большое количество рудной пыли, пелитизирована, местами серицитизирована (рис. 34).

Для верхних частей покровов туфолав дацитовых порфиров характерно микробрекчиевое строение, обусловленное наличием тонких разорванных потоков.

Туфы дацитовых порфиров — массивные породы с литокристаллокластической структурой с соотношением связующей массы и обломочного материала от 1:10 до 1:3. Состав обломочного материала разнообразен: дацитовые порфиры с микрофельзитовой и микрогранитовой структурами основной массы, игнимбриты липаритовых порфиров, спилитовые и андезитовые порфириты, зерна плагиоклаза, реже калиевого полевого шпата, кварца и биотита. Связующая масса раскристаллизована в микрофельзит, но содержит реликты пепловых частиц. Туфобрекчии дацитовых порфиров сходны по составу с туфами, но отличаются большим размером обломков пород, достигающих 5 см.

Туфы дацит-липаритовых порфиров первого ритма, или так называемые сиреневые туфы — литокристаллокластические породы с резким преобладанием обломков (70—90%) над связующей массой. В качестве обломков присутствуют дацитовые порфиры с микрофельзитовой основной массой, зерна кварца, плагиоклаза и опациitized биотита, последний в виде хорошо ограненных табличек и в значительном количестве (до 15%). Связующая масса туфов — микрофельзитовая с реликтами пепловых частиц, сильно пропитанных тонкодисперсным рудным веществом.

Андезитовые порфириты второго ритма имеют массивную текстуру и темный зеленовато-коричневый цвет. Структура — сериальнопорфировая, структура основной массы — пилотакситовая и гялопилитовая с постепенными переходами между ними. Порфировые выделения представлены плагиоклазом (андезином) и пироксеном, почти всегда замещенным агрегатом хлорита, карбоната и халцедона. В стекловатой основной массе в переменном количестве находятся микролиты плагиоклаза. Из аксессуарных минералов всегда присутствует апатит.

Туфолавы липаритовых порфиров, ранее относимые к ханакинской свите, — светлые розовато-серые и буровато-малиновые породы.

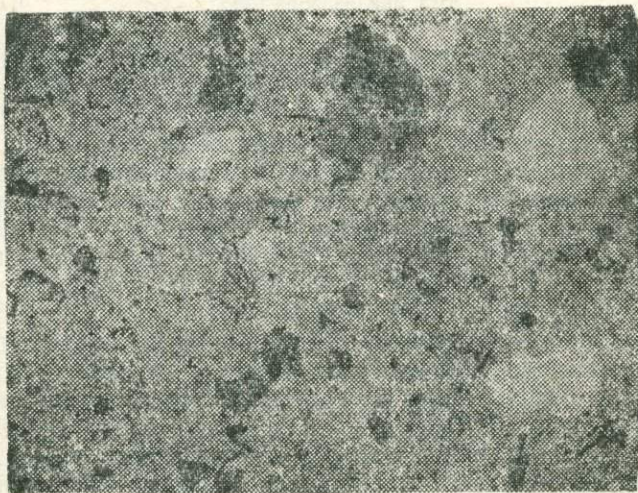


Рис. 35. Измененный туф фельзитового порфира из верхней дацитовой толщи. Без анализатора, 25×.
Уменьшено на 1/4.

Они имеют бластокристалловитрокластическую структуру. Обломочный материал (кварц и полевые шпаты) незначителен по количеству и подчинен blastopelловой основной массе. Породы сильно изменены: каолинизированы, кремнены и монтмориллонитизированы.

Туфы фельзитовых порфиров из пачки пород второго ритма также имеют кристалловитрокластическую структуру с пелловой, blastopelловой и фельзитовой основной массой. Основная масса преобладает над остроугольными и оплавленными обломками калиевого полево-го шпата и редкими мелкими обломками дацитовых порфиров и ту-фолаз липаритовых порфиров. Обломки полевых шпатов и основная масса сильно пелитизированы и засорены комочками гидрокислов железа (рис. 35).

Различные составы пород верхней дацитовой толщи отражены в имеющихся для нее немногочисленных химических анализах (табл. 10, 11). Туфы дацит-липаритовых и дацитовых порфиров (рис. 36) близки к средним типам липарита и дацита, дацитовые пор-фиры имеют промежуточный состав между средними типами дацита и андезита. Химические анализы туфолаз фельзитового и липарито-вого порфиров из верхних покровов верхней дацитовой толщи, ранее относившихся к ханакинской свите, подтверждают их сильную изме-ненность в результате гипергенных процессов, проявленных в зоне Бо-гаинского разлома, — выщелачивание (сумма щелочей от следов до 1,93%) и др.

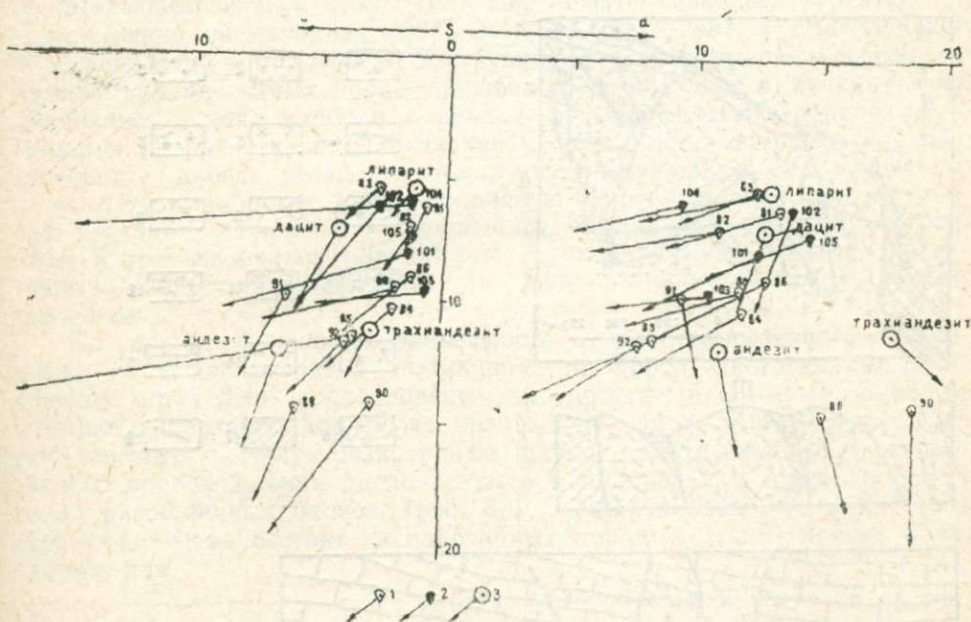
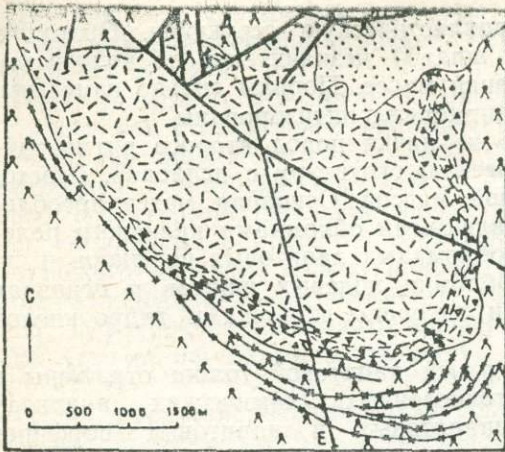


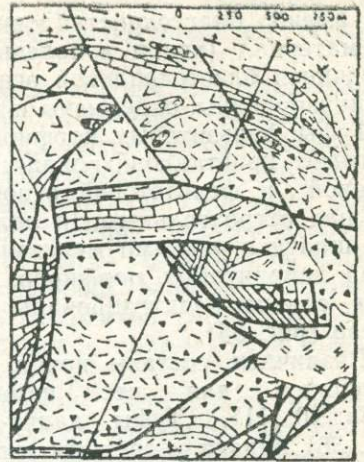
Рис. 36. Диаграмма химических составов пород верхней дацитовой толщи: 1 — поро-ды верхней дацитовой толщи; 2 — породы некков (Курмышханского, Нилу, Ширкент-ского, Пчандарского); 3 — средние типы пород по Дэли.

Жерловые фации

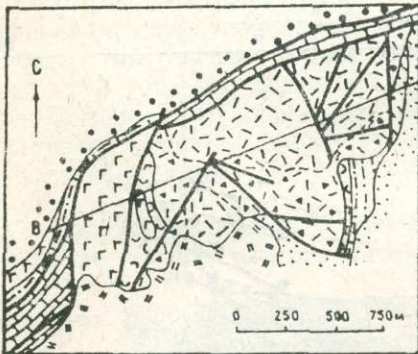
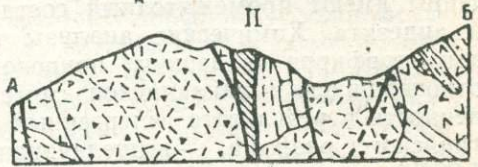
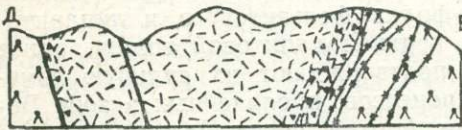
При описании поверхностных фаций лючобского комплекса ука-зывалось, что покровы нижней дацитовой, липаритовой и верхней да-цитовой толщ более или менее достоверно можно связать с опреде-



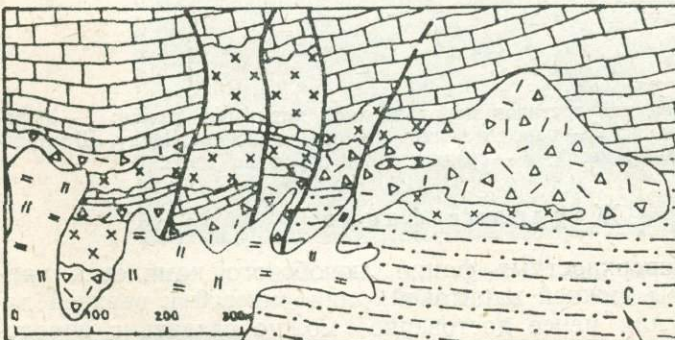
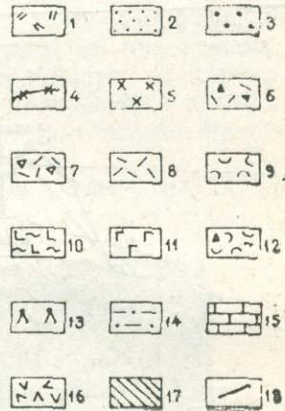
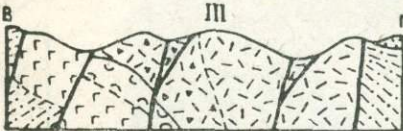
I



II



III



IV

ленными центрами извержений. Жерловые фации нижней дацитовой толщи, по-видимому, полностью перекрыты вышележащими покровами. Установлены только экструзивные тела, синхронные с липаритовой и верхней дацитовой толщами. Экструзивные тела сложены липаритовыми (кварцевыми) порфирами и эксплозивными брекчиями липаритовых, дацит-липаритовых и, изредка, дацитовых порфиров.

Наиболее крупная экструзия, известная под названием Лючобского некка, была выделена среди вулканогенных пород поверхностных фаций в 1950 г. Н. К. Морозенко и Е. Н. Горечкой, а впоследствии изучалась Е. А. Худобиной, Р. Б. Баратовым (1966), С. И. Щукиным и др. Пчандарский некк в бассейне р. Диамалик описан И. В. Мушкиным, А. Р. Ступниковым и В. И. Тарасовым (1964). Большинство же экструзивных тел (Нилу, Курмышханский, Горноханакинский, Кульский, Ширкентский, ряд мелких экструзивных тел в междуречье Кафирниган—Иляк) выявлено С. И. Щукиным детальными работами 1965—1970 гг. Отдельные экструзии в последнее время установлены также на флангах главного вулканического поля: Наскакский некк в бассейне р. Сорбог А. М. Масловым и Ю. И. Нуйсковым и Канчочский некк на северном склоне Гиссарского хребта — Н. А. Гнутенко, В. Н. Куземко и Э. А. Портнягиным (1969). Таким образом, к настоящему времени открыты и с различной степенью детальности изучены девять экструзивных тел (рис. 1). К образованиям жерловых фаций, вероятно, следует отнести также вулканокластические породы дацито-липаритового состава, вскрытые в палеозойском фундаменте Шаамбаринской и Комсомольской нефтегазоносных структур соответственно на глубинах 3007—3015 и 2517—2581 м (Васильчиков, Финкельштейн и др., 1968). Экструзивные тела размещены среди покровов вулканогенных пород лючобского комплекса, в вулканогенно-осадочных толщах карбона и реже в метаморфических породах фундамента (Ширкентский, Наскакский некки). Они имеют в плане изометричные, иногда несколько вытянутые очертания, а на глубине суживаются, приобретая воронкообразную форму. Размеры изометричных сечений составляют в поперечнике обычно первые сотни метров, лишь в трех из некков (Лючобском, Курмышханском и Нилу) достигают 1—3 км; длина линейных тел также незначительна и не превышает 1 км.

По своему строению, в зависимости от пространственного соотношения и от разнообразия слагающих их пород, экструзивные тела (некки) могут быть подразделены на простые и сложные. Сложное строение характерно для более крупных некков — Лючобского, Курмышханского и Нилу: разнотипные породы экструзивного и эксплозивного происхождения располагаются в их пределах зонально или в виде разобщенных блоков (рис. 37). Экструзивные тела простого строения обычно состоят из однотипных пород — эксплозивных брекчий или лав.

Рис. 37. Схема геологического строения некков:

I — Лючобского, *II* — Нилу, *III* — Курмышханского (по Щукину, 1968), *IV* — Канчочского (по Гнутенко, Куземко и Портнягину, 1969).

1 — четвертичные отложения; *2* — юрские и меловые отложения; *3* — конгломераты ханакинской свиты P_2 ; *4, 5* — породы субвулканических фаций: *4* — гранит-порфиры (дайки), *5* — граниты и гранит-порфиры; *6—8* — породы жерловых фаций: *6* — эксплозивные брекчии липаритовых порфиров, *7* — лавобрекчии липаритовых порфиров, *8* — кварцевые порфиры; *9—13* — породы поверхностных фаций: *9* — туфы, *10* — туфолавы дацитовых порфиров, *11* — дацит-андезитовые порфириты, *12* — лахаровые (?) брекчии, *13* — трахидацитовые порфиры; *14* — песчаники и алевролиты C_2 и C_3 ; *15* — известняки $D-C_2$; *16* — габбро-диабазы C_2 ; *17* — вторичные кварциты; *18* — разломы.

Находится на водоразделе рек Лючоб—Варзоб и имеет площадь выхода на поверхность около 9 кв. км; в глубину нект эродирован приблизительно на 800 м. Нект прорывает толщу трахиандезитовых и трахидацит-андезитовых порфиров, условно относимую к трахиандезитовой толще лючобского комплекса, и местами перекрывается красноцветными отложениями нижнего мела (рис. 37). Во вмещающих породах вокруг некта развиты полукольцевые субвулканические дайки гранит-порфиров, а также мелкие изометричные и дайкообразные тела эксплозивных брекчий липаритовых порфиров (рис. 38). Лючобский нект имеет концентрически-зональное строение. Центральная часть его выполнена массивными липаритовыми (кварцевыми)



Рис. 38. Эксплозивная брекчия липаритового порфира из Лючобского некта. Уменьшено на $\frac{1}{4}$.

порфирами, окруженными тремя центриклинально падающими подуглами $50-70^\circ$ зонами брекчий. Брекчиевые зоны сложены различными породами: внутренняя зона шириною 10—15 м — эксплозивными брекчиями липаритовых порфиров, средняя зона шириною 100—150 м — экструзивными лавобрекчиями липаритовых порфиров с флюидалной текстурой и внешняя зона шириною до 200 м — эксплозивными брекчиями липаритовых порфиров. В породах брекчиевого сложения кластический материал представлен обломками фельзитовых и дацитовых порфиров, дацит-андезитовых порфиритов, реже — спилитовых и андезитовых порфиритов. Размер обломков до 1—3 см, реже — до 5 см.

Кварцевые порфиры центральной части некта чрезвычайно однородны по составу и сложению. Это массивные розовато-серые породы с многочисленными порфировыми выделениями кварца и полевых шпатов (ортоклаза и плагиоклаза) в плотной основной массе. Они имеют невадитовую структуру и угловатую форму порфировых выделений, выраженную тем более отчетливо, чем больше порфировых выделений содержится в породе. Среди порфировых выделений преобладает кварц (более 50%) в виде оплавленных зерен с бухтообразными и заливчатыми очертаниями (рис. 39).

Ортоклаз (30—35%) большей частью сильно пелитизирован, размеры его зерен достигают 2—3,5 мм в поперечнике. Плагиоклаз (10—15%) в различной степени серицитизирован, по составу соответствует олигоклаз-альбиту или альбиту. Изредка отмечаются мелкие сериально-порфировые выделения табличек обесцвеченного и хлоритизированного биотита. Полевошпато-кварцевая основная масса имеет фельзитовую и микрогранитовую структуры, местами содержит скопления (до 0,5—2 мм) листочков железистого хлорита, биотита,

зерен кварца и кальцита. Акцессорные минералы: циркон, апатит, флюорит, барит, пирит, галенит, ильменит, анатаз, гематит.

Химические анализы пород Лючобского некка приведены в табл. 12. Это — пересыщенные кремнекислотой богатые и умеренно богатые щелочами породы (табл. 13). Кварцевые порфиры центральной части некка близки к среднему типу аляскита по Дэли (рис. 33). По составу они несколько отличаются от эксплозивных брекчий и экструзивных лавобрекчий липаритовых порфиров периферической части некка.

По петрографическому составу и петрохимическому составу и петрохимическим особенностям породы Лючобского некка обнаруживают большое сходство с породами липаритовой толщи (табл. 8 и 9). Предполагается, что Лючобский некк является одним из главных вулканических сооружений, с эруптивной деятельностью которого связано образование липаритовой толщи.

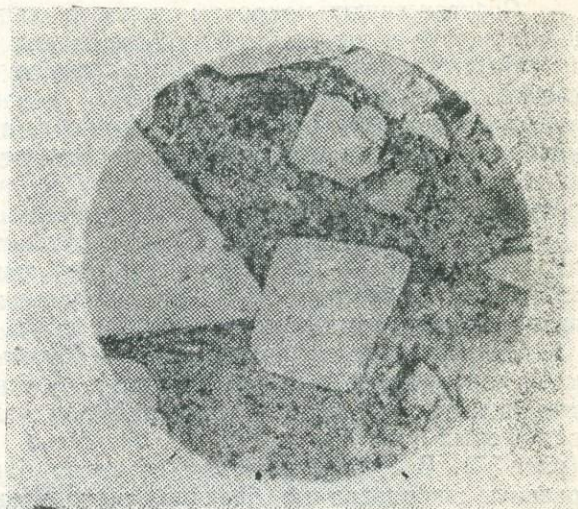


Рис. 39. Кварцевый порфир Лючобского некка. Без анализатора, 25×. Уменьшено на $\frac{1}{4}$.

Пчандарский некк

Находится в бассейне р. Диамалик, в северо-восточной части вулканического поля. Кварцевые порфиры этого некка считаются аналогами пород верхней части липаритовой толщи (Мушкин, Ступников, Тарасов, 1964). Некк прорывает «гипабиссальную» интрузию и содержит большое количество ксенолитов, слагающих ее гранодиорит-порфиров. С востока он трансгрессивно перекрыт красноцветными отложениями нижнего мела, с юга ограничен субширотным разрывом. Контакт некка с покровами лючобской свиты задержан, но, по-видимому, он прорывает, по крайней мере, ее нижнюю часть.

По описанию И. В. Мушкина, кварцевые порфиры имеют невадитовую структуру и содержат порфиновые выделения в количестве около 50% от объема породы. Порфиновые выделения представлены олигоклазом (40%), кварцем (26%), калиевым полевым шпатом (20%) и биотитом (10%). Основная масса существенно полевошпато-кварцевая с небольшим количеством хлорита. Акцессории: рудный минерал, циркон, апатит, сфен.

Химические анализы кварцевых порфиров Пчандарского некка показывают их отличие как от кварцевых порфиров Лючобского некка, так и от пород липаритовой толщи (табл. 8, 12). Они представляют собой пересыщенные кремнекислотой, но умеренно богатые щелочами породы, которые близки к среднему типу дацита по Дэли (рис. 36).

Петрографические и петрохимические особенности пород Пчандарского некка, а также неясные взаимоотношения его с покровами

лючобской свиты позволяют предполагать, что скорее он является экструзивным аналогом вулканогенных пород верхней дацитовой толщи, сравнительно широко распространенной в левобережье р. Варзоб (долина р. Зырч, бассейн р. Диамалик).

Ширкентский, Нилу, Курмышханский и Горноханакинский некки

Соответствуют покровам верхней дацитовой толщи. Они размещены в зоне и южном крыле Боганского разлома в пределах вулканотектонического горста, примыкавшего с юга к основной вулканической впадине. Некки прорывают кератофир-спилит-диабазовую и вулканогенно-осадочную толщу карбона, а частично находятся в покровах верхней дацитовой толщи. Как отмечалось, ряд аналогичных вулканических аппаратов установлен в палеозойском фундаменте северной части Южно-Таджикской депрессии.

Ширкентский, Нилу и Курмышханский некки сложены однотипными породами — липаритовыми (кварцевыми) порфирами и их эксплозивными брекчиями, а Горноханакинский некк — только эксплозивными брекчиями липаритовых порфиров.

Относительно крупные некки — Курмышханский и Нилу достигают в поперечнике 1—2 км. Контакты их с вмещающими породами крутые и падают к центру экструзий под углами 60—80°. Первоначальная форма тел почти всегда искажена разрывными нарушениями (рис. 37). В Курмышханском некке приблизительно в равной степени развиты эксплозивные брекчии липаритовых порфиров и экструзивные липаритовые порфиры, в подчиненном количестве распространены лахаровые брекчии. При этом брекчии слагают в основном южную половину экструзива.

Более сложное строение имеет экструзивное тело Нилу, в центре которого находится крупный (1000×300×500 м) обрушенный блок пород кровли. Этот блок состоит из осадочных пород среднего карбона и туфолов дацитовых порфиров верхней дацитовой толщи, в различной степени окварцованных, местами превращенных во вторичные кварциты. Вокруг отторженного блока вмещающих пород расположены в виде полос эксплозивные брекчии липаритовых порфиров и экструзивные кварцевые (липаритовые) порфиры. При этом полоса липаритовых порфиров шириною 100—300 м занимает среднее положение и образует сплошное кольцевое тело, а полосы эксплозивных брекчий прерывисты, и ширина их варьирует от 50 до 500 м. Вдоль северного края экструзии Нилу прослеживается ряд линз лахаровых брекчий, а в экзоконтакте на ширине до 300 м в слоистых вулканогенно-осадочных толщах карбона развиты небольшие согласные пластовые и дайковые тела эксплозивных брекчий, иногда фельзитов. Лахаровые брекчии содержат в составе обломочного материала породы экструзивных фаций и вулканогенно-осадочной толщи карбона. В связи с этим некоторые исследователи некки Курмышханский и Нилу считают допермскими вулканическими образованиями. Однако пермский возраст описанных экструзивных тел хорошо устанавливается по прорыванию ими покрова верхней дацитовой толщи, а также проявлению слабого скарнирования (развитие граната) в экзо- и эндоконтактной зонах экструзий.

По форме некки Курмышханский и Нилу, вероятно, представляли собою экструзивные куполы, верхняя часть которых выходила на дневную поверхность. Об этом свидетельствует наличие в их кровле «плавающих» блоков пород верхней дацитовой толщи, а также присут-

ствие пизолитов в эксплозивных брекчиях. Отмеченные особенности размещения лахаровых брекчий объясняются, видимо, накоплением их на склонах вулканических куполов, испытавших впоследствии резкие обрушения.

Ширкентская экструзия находится на левом склоне долины р. Ширкент, в 2,5 км севернее Киргизкишлака. По предварительным данным, экструзия представляет субмеридиональное линейное тело шириною выхода до 200 м при протяжении около 1 км. Она сложена в основном кварцевыми (липаритовыми) порфирами при подчиненном развитии эксплозивных брекчий.

Горноханакинская экструзия — это тело простого строения, изометричной формы с поперечником около 500 м. Оно сложено сравнительно однородными эксплозивными брекчиями липаритовых (кварцевых) порфиров.

Кварцевые (липаритовые) порфиры, участвующие в строении Курмышханского, Нилу, Ширкентского и Горноханакинского некков, сходны по петрографическому составу. Это — светло-розовые, розовато-серые, реже темно-серые породы массивной, реже флюидалной текстуры (рис. 40). Количество порфировых выделений колеблется в пределах 10—30%. Они представлены кварцем, калиевым полевым шпатом и биотитом, в различной степени замещенным агрегатом вторичных минералов (карбоната, серицита и рудного). Отдельные таб-

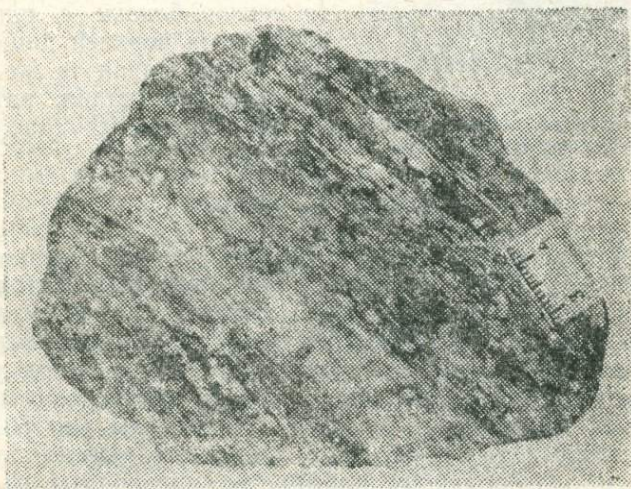


Рис. 40. Кварцевый порфир с флюидалной текстурой из некка Нилу.

лички биотита полностью замещены мусковитом. Основная масса кварцевых порфиров макроскопически выделяется своим стекловатым обликом. Она имеет неоднородное строение и характеризуется сочетанием микрофельзитовой, фельзитовой, микрогранитовой, кумулитовой и микросферолитовой структур. В ней встречаются гнездовидные микропегматоидные и аллотриоморфнозернистые обособления кварц-полевошпатового состава.

Эксплозивные брекции кварцевых порфиров состоят на 60—80% из обломков пород, сцементированных тонкозернистым туфовым материалом. Обломки пород имеют остроугольную или округлую формы, размеры от первых миллиметров до 10—20 см (рис. 41). По составу

обломки пород весьма разнообразны, но среди них преобладают кварцевые порфиры, дацитовые порфиры, фельзитовые порфиры, порфириты и их туфы, алевролиты и известняки. Связующий туф на 50—60% образован микрофельзитовым или аллотриоморфнозернистым агрегатом, включающим остроугольные обломки кварца, полевого шпата, таблички разложенного биотита и округлые пизолитовые обособления, часто раскристаллизованные в кварц-полевошпатовые агрегаты. В кварцевых порфирах и их эксплозивных брекчиях присутствуют рассеянные зерна рудного минерала и единичные кристаллы граната.

Фельзиты экструзии Нилу — это афанитовые кирпично-красные породы, почти полностью состоящие из микрофельзитового агрегата, местами приобретающего микропиклитовое строение. В последнем случае порода состоит из кварцевого базиса, включающего пластинки полевого шпата.

По петрохимическим характеристикам кварцевые порфиры Ширкентского, Нилу и Курмышханского некков близки с липаритовыми порфирами верхней дацитовой толщи, обнаруживая те же колебания в содержании калия, натрия, кальция и глинозема (табл. 12 и 13, рис. 36).

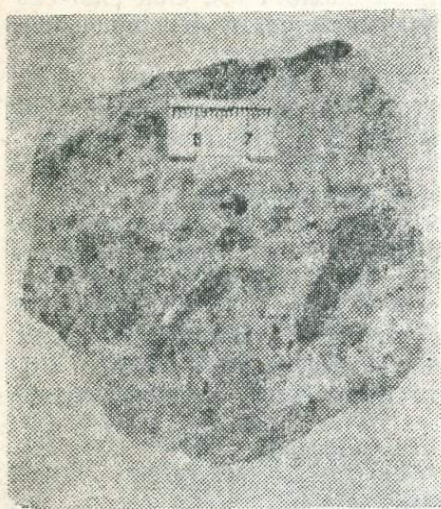


Рис. 41. Эксплозивная брекчия липаритовых порфиров из некка Нилу.

Кульская экструзия

Находится в зоне Богаинского разлома, в междуречье Кафирниган—Иляк (рис. 1). Это единственное жерловое тело, которое с большой долей достоверности может быть отнесено к экструзивным аналогам фельзитовой толщи. Кульская экструзия представляет воронкообразное тело поперечником около 300 м, круто (под углами более 80°) наклоненное к северу. Она сложена эксплозивными брекчиями фельзитовых порфиров с большим количеством (до 50%) обломков пород размерами до 15—25 см. В качестве кластического материала встречаются разнообразные порфириты, алевролиты и известняки карбона. Связующей массой брекчий являются розовато-красные фельзитовые порфиры, сходные по петрохимическому составу с игнибридами фельзитовой толщи.

Вулканогенные породы жерловых фаций, относимые к лючобскому интрузивно-вулканогенному комплексу, установлены также за пределами главного вулканического поля на северном и северо-восточном флангах Южно-Гиссарской зоны, в полосе, прилегающей к Северо-Гиссарскому глубинному разлому. Ранее они рассматривались как поверхностные фации этого же комплекса.

Канчочская экструзия

Расположена на северном склоне Гиссарского хребта в долине р. Канчоч. Она прорывает флишoidные отложения среднего—верхнего карбона и несогласно перекрывается красноцветными отложениями

нижнего мела. Базальные слои нижнемеловых отложений содержат большое количество обломков подстилающих вулканогенных пород.

В Канчочской вулканической структуре экстрезивные и субвулканические породы впервые были установлены Н. А. Гнутенко, В. Н. Куземко и Э. А. Портнягиным (1969). Возраст этих пород ими считается верхнекаменноугольным, по данным радиологических определений калий-аргоновым методом. По результатам анализов валовых проб возраст субвулканических гранит-порфиров составляет $286 \pm 11 \cdot 10^6$ лет. Предыдущими исследователями (А. Б. Коровкиным, Н. С. Мудрогиной, С. К. Овчинниковым и др.) вулканические породы Канчоча относились к эффузивно-пирокластическим образованиям нижней перми. Учитывая общую последовательность развития палеозойских осадочных и вулканогенных формаций в Южном Гиссаре, авторы считают более целесообразным относить кислые вулканы Канчоча к орогенной нижнепермской дацит-липаритовой формации.

В отличие от других жерловых аппаратов Канчочская экстрезия представляет тело линейной формы протяженностью около 1 км при ширине до 200 м (рис. 37). Она образована сильно измененными эксплозивными брекчиями кварцевых порфиров. В пределах нека развиты многочисленные субвулканические дайки кварцевых порфиров и гранит-порфиров. К Канчочскому неку пространственно приурочено промышленное сурьмяно-ртутное оруденение.

Наскакская экстрезия

Расположена в Гармском массиве, на водоразделе рек Сорбог—Сангикар среди метаморфических толщ неясного (среднепалеозойского или докембрийского) возраста. Большая часть экстрезии, видимо, скрыта под чехлом красноцветных отложений мела, а обнаженный ее участок незначительных размеров (200×300 м) в плане имеет близкую к изометричной форму. Наскакский нек — это вулканический аппарат сложного строения. Он состоит из нескольких блоков дацитовых и кварцевых порфиров и их эксплозивных брекчий. В обрамлении нека развиты дайки гранит-порфиров, сходных с гранит-порфирами системы концентрических даек Лючобского нека. Экстрезивные породы сильно катаклазированы и гидротермально изменены (карбонатизированы, серицитизированы и гематитизированы). По имеющимся неполным данным, экстрезивные породы этого нека можно параллелизовать с поверхностными образованиями нижней дацитовой и липаритовой толщ.

В Гармском массиве к жерловой или субвулканической фации лючобского комплекса В. А. Кутенец (Баратов, Кутенец и др., 1970) относит также дайки липаритовых и трахилипаритовых порфиров, развитые на водоразделе рек Сурхоб и Кок-Су и в бассейне последней, примерно, в 75—80 км к востоку от устья р. Сорбог.¹ Они представляют собою линейно-вытянутые или дугобразно изогнутые тела мощностью от 3,5 до 10—15 м и протяженностью от 0,3 до 1 км, прорывающие позднедевонские интрузии кварцевых диоритов и плагногранитов или вмещающие их породы. Преобладающее простирание даек $300-330^\circ$, падение их на юго-запад под углами $70-88^\circ$.

¹ Описание даек лючобского комплекса в восточной части Гармской подзоны составлено по материалам В. А. Кутенца, любезно предоставленных им в распоряжение авторов.

Трахилипаритовые и липаритовые порфиры — светло-розовые и красные мелкозернистые породы с небольшим количеством мелких (до 1 мм) порфировых выделений кварца, реже полевых шпатов и темноцветных минералов. Вблизи зальбандов даек степень раскристаллизации порфиров резко ухудшается, количество порфировых выделений становится меньше.

Характерной особенностью липаритовых порфиров является большое количество ксенолитов чужеродных пород, отсутствующих на современном эрозионном срезе. Они представлены главным образом миндалекаменными порфиритами и альбитофирами, реже пелитоморфными, иногда полосчатыми известняками, кварцево-графитовыми, кварцево-биотитовыми и углистыми сланцами. Размеры ксенолитов от 2—5 до 10—20 см, форма преимущественно эллипсоидальная.

Структура липаритовых порфиров — порфировая с аллотриоморфнозернистой, местами гранофировой основной массой. Порфировые выделения: плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, хлоритизированные биотит и иногда роговая обманка. Основная масса сложена кварцем, калиевым полевым шпатом и плагиоклазом в равных количествах в одних случаях или с преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазом — в других. Всегда сильно изменена с развитием вторичных серицита, хлорита, карбоната, эпидота, гидроксидов железа, пелитового вещества. Акцессорные минералы: флюорит, апатит, циркон, анатаз, пирит. Нередко в липаритовых порфирах встречаются миаролитовые пустотки, выполненные кварцем, флюоритом, карбонатом и серицитом в различных ассоциациях друг с другом.

Порфировые выделения в трахилипаритовых порфирах представлены калиевым полевым шпатом (20%), плагиоклазом (5%), кварцем (3%), биотитом (2%); основная масса (70%) — кварцево-полевошпатовая аллотриоморфнозернистой или ортофировой структуры. Акцессорные минералы: циркон, флюорит, пирит, арсенопирит.

Химические анализы подтверждают сходство дайковых пород с соответствующими породами лючобского комплекса из других мест (табл. 12 и 13).

Приведенные геологические материалы не противоречат возможности отнесения даек липаритовых и трахилипаритовых порфиров к лючобскому комплексу. Более того, размещение их в общем подчиняется тому же региональному контролю, как и Наскакского некка в бассейне р. Сорбог. Абсолютный возраст липаритовых порфиров из даек (табл. 1) соответствует пермскому периоду.

Субвулканические фации

Субвулканические фации лючобского интрузивно-вулканогенного комплекса представлены малыми по размеру интрузиями типа штоков и силлов и дайками, умеренно кислый и кислый состав которых соответствует составу главных пород поверхностной и жерловой фаций комплекса. Во многих случаях устанавливается более поздний возраст субвулканических интрузий и даек по отношению к покровам поверхностной и неккам жерловой фаций, позволяющий в общем относить их к последней стадии раннепермского вулканизма. Только пластовые интрузивные залежи микрогранитовых дацитовых порфиров, как указывалось выше, являются синхронными нижней дацитовой толще.

В настоящее время известно около полутора десятков интрузий гранодиорит-порфиров, кварцевых латит-порфиров и дацитовых порфиров, принадлежность которых к лючобскому интрузивно-вулкано-генному комплексу не вызывает сомнений. Они были выделены Е. Н. Горецкой, С. П. Садоковым, Е. А. Космыниным, С. И. Щукиным и др. среди вулканогенных пород лючобской свиты и подстилающих ее каменноугольных отложений. Можно предполагать, что и в дальнейшем при детальном исследовании будут обнаружены субвулканические интрузии лючобского комплекса.

Субвулканические интрузии распространены в центральной части южного склона Гиссарского хребта, в районе развития главного вулканического покрова ранней перми. Большинство интрузий (Овчикуракская, Зачау, М. Зачау, Суффинская, М. Суффинская, Ойборикская и др.) тяготеет к зоне Богаинского разлома, вдоль которого, судя по мощности липаритовой толщи, расположению некков, развитию верхней дацитовой толщи, более интенсивно проявились последние фазы собственно вулканической стадии. Ряд интрузий (Ходжинская, Трушбогская группа) приурочен к зоне Предгорного разлома, сочлененного с Богаинским. Сарбинская интрузия находится в северной части вулканического поля в узле сочленения Эпидотового, Кварцевого и Северного разломов (рис. 2). К Северному разлому, вблизи вулканического центра, тяготеют пластовые интрузивные залежи в нижней дацитовой толще.

Пермский возраст интрузий устанавливается вполне достоверно. Нижняя возрастная граница их определяется интрузивным контактом с базальной (Сарбинская интрузия), фельзитовой и нижней дацитовой (Такабошская и Ханакинская интрузии) и липаритовой (интрузии Зачау и Овчикуракская) толщами, верхняя — трансгрессивным налеганием ханакинской свиты верхней перми — нижнего триаса на кварцевые латит-порфиры Сарбинской интрузии и угленосной толщи рэт-лейаса на гранодиорит-порфиры Ойборикской, Суффинской и Зачауской интрузий.

Краткая характеристика субвулканических интрузий умеренно кислого состава приведена в табл. 14. По морфологии субвулканические интрузии довольно разнообразны. Ханакинская и Такабошская интрузии полнокристаллических дацитовых порфиров представляют собой пластовые интрузивные залежи типа мантиевых жил (Ритман, 1964) или «неудавшихся покровов» (Пийп, 1956). Они имеют протяженность от 2 до 6 км при мощности 30—100 м. Интрузии гранодиорит-порфиров и кварцевых латит-порфиров последней стадии вулканизма принадлежат к двум типам тел. Обычно это небольшие штоки (0,3—2,0 кв. км) с близким к изометричному сечению в плане, с крутонаклонными или вертикальными контактами. Реже интрузии являются грубосогласными пластовыми залежами протяженностью 1,5—2 км и мощностью 40—50 м или линейными телами. Иногда штоки и силлы соединены между собой цепочкой крутопадающих даек. Так, между Суффинской и Ойборикской интрузиями С. И. Щукиным выявлены многочисленные тектонические блоки гранодиорит-порфиров, располагающиеся на расстоянии более 3 км вдоль сместителя Богаинского разлома. Эти тектонические блоки представляют, видимо, разорванные части протяженных даек.

Линейные тела характеризуются сложным строением и значительными размерами (протяженность до 4 км при ширине до 0,5—1,0 км).

В настоящее время известны два таких тела — Ходжинская и Овчикуракская интрузии. Они выделяются резким усложнением контактовых зон и апикальных частей. В их контактах развиты многочисленные апофизы и дайковые тела, нередко сложные эксплозивными брекчиями. Кровля линейных интрузий неровная с провесами вмещающих пород, вследствие чего отдельные части линейных интрузий на современном эрозионном уровне выступают в виде разобщенных куполов, принимаемых за самостоятельные тела. Так, при проведении крупномасштабного структурно-геологического картирования с применением буровых работ под покровами игнимбритов липаритовой толщи выявлена скрытая часть Овчикуракской интрузии, прослеживающаяся на расстоянии более 800 м от ее обнаженного купола по направлению к интрузии Зачау (рис. 42). Основываясь на этих данных, С. И. Шукин Овчикуракскую и Зачаускую интрузии считает принадлежащими к единому линейному телу.

Субвулканические интрузии сопровождаются весьма слабыми контактовыми изменениями, проявившимися в частичной эпидотизации, карбонатизации и серицитизации вмещающих пород, а также в лучшей раскристаллизации основной массы вулканогенных пород, если интрузии прорывают покровы лучобской свиты.

В соответствии с близповерхностными условиями образования породы, слагающие субвулканические интрузии, имеют порфирировые структуры, но отличаются полнокристаллическостью и хорошей раскристаллизацией основной массы. Они представлены гранодиорит-порфирами, дацитовыми порфирами и кварцевыми латит-порфирами близкого минералогического и химического составов. Большинство интрузий (Овчикуракская, Зачау, Суффинская, М. Суффинская, Ойборикская и др.) сложено гранодиорит-порфирами, штоки Трушбогской группы, Такабошская и Ханакинская интрузии — дацитовыми порфирами (в последних латитового типа), и только Сарбинская и Зачау-Суффинская интрузии — кварцевыми латит-порфирами. В эндоконтактной зоне Овчикуракской, Суффинской, Ходжинской и Трушбогской интрузий развиты эксплозивные брекчии состава гранодиорит-порфиров или дацитовых порфиров. Нередко эти эксплозивные брекчии проникают в виде дайковых тел во вмещающие породы. В отдельных случаях эксплозивные брекчии проникают в виде дайковых тел во вмещающие породы. В отдельных случаях эксплозивные брекчии содержат крупные (до 20—30 см) обломки вмещающих пород различного состава. Полоса таких крупнообломочных брекчий, имеющая ширину до 100 м, прослеживается вдоль северного края Суффинской интрузии.¹

Гранодиорит-порфиры как в каждой, так и в разных интрузиях характеризуются устойчивостью состава и внешних признаков. Это массивные породы с большим количеством порфирировых выделений розоватых или белых полевых шпатов от 1 до 4 мм длиной, округлых зерен кварца до 5 мм в поперечнике и гексагональных табличек биотита до 2 мм в диаметре. Структура гранодиорит-порфиров полнокристаллически-порфировая, структура основной массы — микрогранитовая, которая вблизи контактов, вследствие уменьшения количества кварца, иногда приобретает вид ортофирировой. Порфирировые выделения представлены плагиоклазом, меняющимся по составу в разных интрузиях от лабрадор-андезина до олигоклаза, кварцем, биотитом и роговой обманкой, чаще всего замещенной хлоритом. В составе

¹ По мнению Е. Н. Горечкой, крупнообломочные брекчии в северном контакте Суффинской интрузии являются тектоническими.

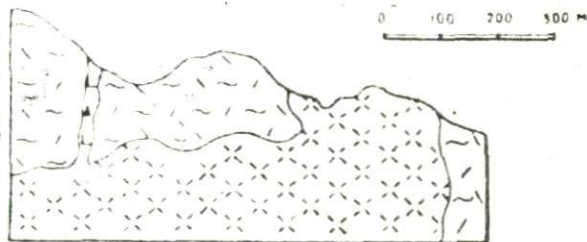
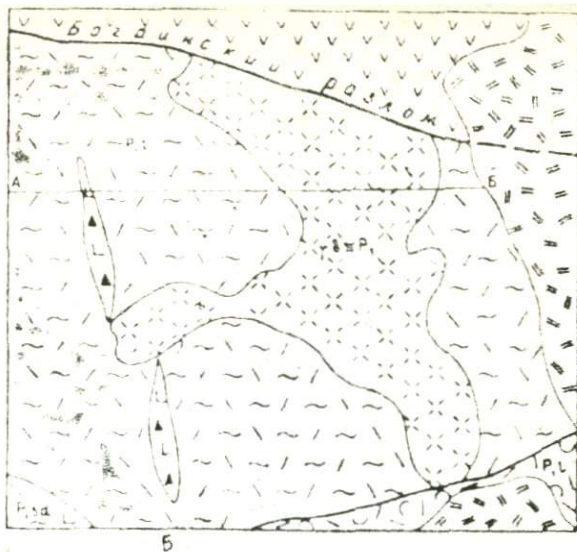
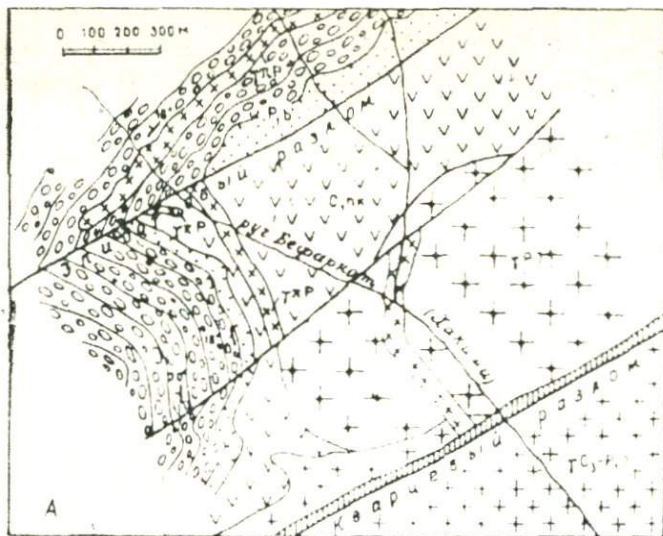


Рис. 42. А—характер взаимоотношений пермской дайки гранит-порфиров с гранитами южно-варзобского и лямбиджского типов на правом склоне долины р. Каратаг (по Горещкой, Зубовой и Лескову, 1952). Б—строение Овчикураской интрузии гранодиорит-порфиров (по Щукину, 1969). 1—делювиальные отложения; 2—кварцевая жила; 3—эксплозивные брекчии дацит-липаритовых порфиров; 4—гранодиорит-порфиры; 5—туфолавы дацитовых порфиров верхней дацитовой толщи; 6—агглюмериты (а) и туфобрекчии (б) липаритовой толщи; 7—гранит-порфиры; 8—туфогенные конгломераты (а) и туфогенные песчаники (б) базальной толщи лючобской свиты; 9—граниты лямбиджского типа; 10—граниты южно-варзобского типа; 11—спилитовая толща каратагской свиты; 12—разломы.

основной массы участвуют кварц, калиевый полевой шпат, альбит, иногда в небольшом количестве хлоритизированный биотит и вторичные минералы — хлорит, эпидот, карбонат, серицит. Аксессуары: апатит, циркон, рудный минерал (магнетит) и установленные в искусственных шлихах флюорит, барит, галенит, пирит, гематит, халькопирит, марматит, иногда арсенипирит, рутил, апатаз. По резкому преобладанию апатита среди акцессорных минералов А. В. Рабинович (1959) относит гранодиорит-порфиры субвулканических интрузий к апатитовому типу.

В гранодиорит-порфирах Овчикуракской и Зачауской интрузий встречаются многочисленные ксенолиты кварцевых диоритовых порфиров размерами до 15—20 см в поперечнике. Кварцевые диоритовые порфириты на 80% состоят из плагиоклаза с 20—40% Ап, биотита (10%) и кварца (7%), выполняющего промежутки между зернами плагиоклаза и биотита, а также значительного количества (3%) мелких зерен рудного минерала. Биотит нередко полностью замещен хлоритом.

Кварцевые (базокварцевые) латит-порфиры внешне весьма похожи на гранодиорит-порфиры, отличаясь от них несолько большим количеством темноцветных минералов и обычно отсутствием кварца в порфировых выделениях. Они также имеют полнокристаллически-порфировую структуру, но основная масса микропйкилитовая и состоит из зерен кварца 0,1 мм в поперечнике, проросших табличками калиевого полевого шпата. В порфировых выделениях, помимо основного или среднего плагиоклаза, биотита и иногда роговой обманки, всегда присутствует моноклинный пироксен — авгит или диопсид. Акцессорные минералы — ильменит, апатит, циркон, сфен, иногда галенит, пирит, гематит.

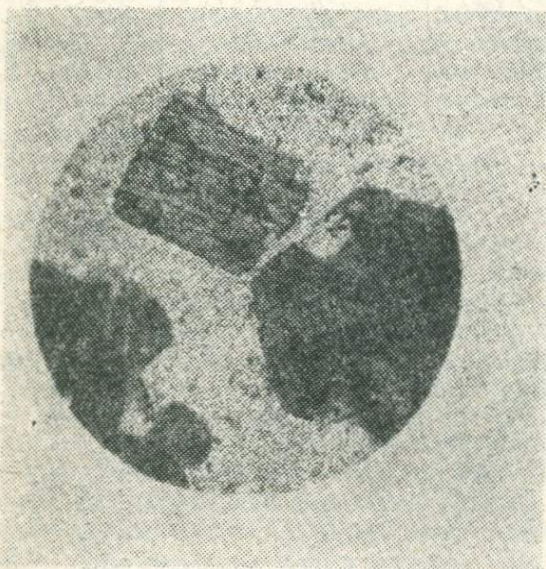


Рис. 43. Гранодиорит-порфир Ойборикской интрузии. Без анализатора, 25×. Уменьшено на $\frac{1}{4}$.

Дацитовые порфиры — массивные коричневые, зеленовато-коричневые полнокристаллически-порфировые и порфировые породы с микрогранитовой, микропйкилитовой, микроаллотриоморфнозернистой и фельзитовой структурами основной массы, составляющей 60—70% объема породы (рис. 44). Порфировые выделения представлены плагиоклазом, пироксеном, биотитом и иногда кварцем. Плагиоклаз переменного состава от альбит-олигоклаза до андезита (с 16—43% Ап). Пироксен почти всегда замещен агрегатом зерен карбоната, хлорита и эпидота и по форме псевдоморфоз определяется как авгит, реже диопсид. Биотит изменен в различной степени. Кварц в количестве до 10% встречается только в интрузиях дацитовых порфиров Трушбогской группы. Основная масса состоит из зерен калиевого полевого шпата, кварца, альбита и псевдоморфоз хлорита по биотиту (?). Зерна

калиевого полевого шпата сильно пелитизированы. Из аксессуарных минералов присутствуют циркон, апатит, ильменит, пирит, изредка гранат.

Химические составы гранодиорит-порфиров, кварцевых латит-порфиров и дацитовых порфиров изучены недостаточно, и только для Ханакинской и Овчикуракской интрузий имеются шесть и пять анализов пород соответственно (табл. 15, 16). Гранодиорит-порфиры и дацитовые порфиры принадлежат к классу пересыщенных кремнекислотую, но бедных щелочами пород, кварцевые латит-порфиры — к классу слабо пересыщенных кремнекислотую, но богатых щелочами пород. На петрохимической диаграмме (рис. 45) фигуративные точки составов анализируемых пород группируются около среднего типа кварцевого латита, удаляясь от него в сторону латита. По щелочному модулю, они наиболее близки к кварцевому латиту (рис. 50).

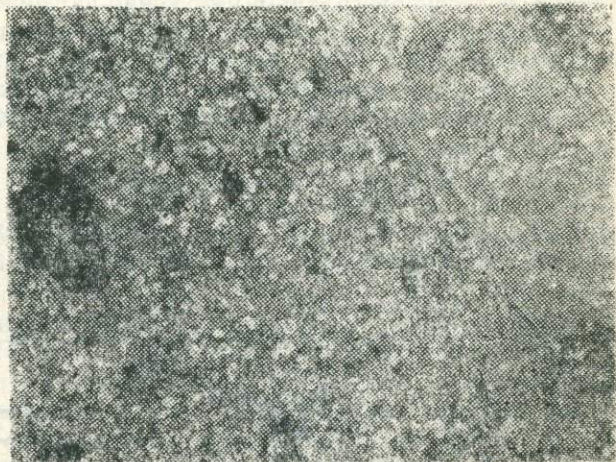


Рис. 44. Микрогранитовый дацитовый порфир Ханакинской интрузии. Без анализатора. 40×. Уменьшено на 1/4.

Субвулканические интрузии кислого состава

Принадлежащие к лючобскому комплексу субвулканические интрузии кислого состава в районе развития главного вулканического покрова представлены исключительно дайками. Количество их невелико и они обычно бывают локализованы на отдельных площадях среди каменноугольных пород, подстилающих лючобскую свиту, реже в самих вулканогенных покровах лючобской свиты. Часть крутопадающих даек фельзитовых и кварцевых порфиров мощностью 1—2 м, протяженностью до 80—100 м, развитых в спилитовых толщах каратагской свиты наюра в долинах рек Суффа и Лючоб под покровами лючобской свиты и не имеющих пересечений с последними, вероятно, может рассматриваться как выполнение подводящих каналов. Полукольцевые дайки гранитпорфиров в южном обрамлении Лючобского некка протяженностью от 0,2 до 3 км и мощностью 1—50 м выполняют концентрические трещины, падающие в сторону некка под углом 10—60°. По-видимому, они обязаны своим образованием вулканической тектонике (Влодавец, 1954) и по времени близки внедрению некка. Другие дайки, несомненно, относятся к последней субвулканической стадии вулканического процесса. Они представлены в долинах рек Лючоб, Зырч, Кассон отдельными дайками и дайкообразными телами гранит-порфиров, вытянутых вдоль зон крупных разломов — Шираталинского, Ходжаобигармского. В правобережье р. Каратаг это — крупные (от 3—5 м до 40 м мощностью) протяженные (от 1 до 4,5 км) пластовые дайки гранит-порфиров, гранофиров и кварцевых порфиров. Вместе с вмещающими вулканогенными толщами лю-

обской свиты они полого (не более 25°) изогнуты в Такабошскую синклиналь. В дайках кварцевых порфиров в северной части синклинали хорошо развита пегматитовая складчатость, указывающая на синтетоничность описываемых даек дислокациям раннепермских покровов (см. рис. 2 и 3). Ранее А. Т. Тарасенко (1959б) считала дайку горы Такабош апофизой интрузии так называемых красных гранитов и на этом основании приписывала последним пермский возраст. По данным Е. Н. Горещкой, Е. И. Зубцовой и С. А. Лескова, эта дайка пересекает граниты как южно-варзобского, так и лябиджойского типов (рис. 42), являющихся более древними по отношению к лючобской свите.

Между дайками различных типов нет каких-либо больших отличий. Гранит-порфиры, гранофиры, кварцевые порфиры и гранофиры близки между собою по минералогическому и химическому составам, отличаясь, главным образом, структурными признаками. Это полнокристаллически-порфировые и порфировые породы с микрогранитовой, микропоякилитовой, гранофировой, реже фельзитовой основной массой. В гранит-порфирах порфировые выделения многочисленны и

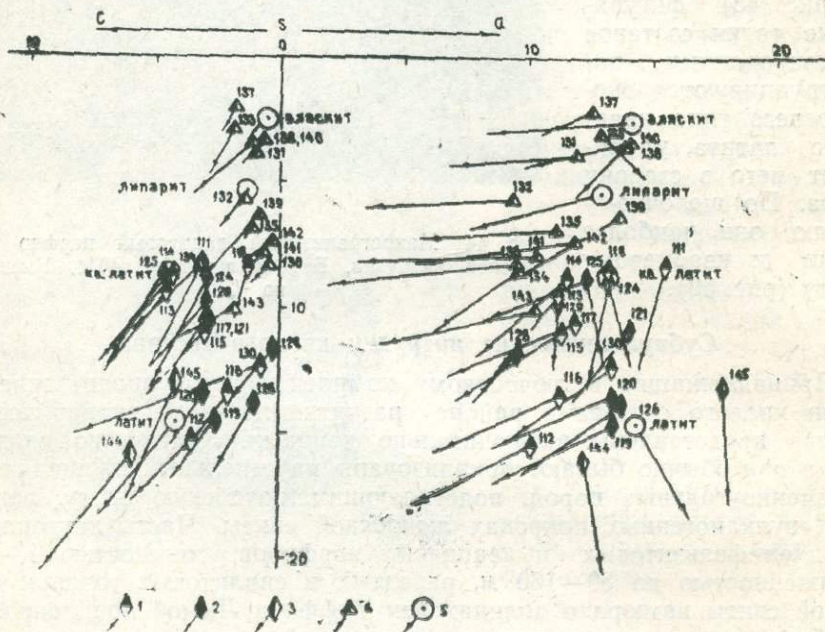


Рис. 45. Диаграмма химических составов субвулканических интрузий: 1 — дацитовые порфиры Ханакинской и Такабошской интрузивных залежей; 2 — гранодиорит-порфиры и кварцевые латит-порфиры Овчикуракской, Ойборикской, Сарбинской и Ходжинской интрузий; 3 — кварцевые латит-порфиры; дайки вблизи Пчандарского некка; 4 — гранит-порфиры, кварцевые порфиры и гранофиры субвулканических даек; 5 — средние типы пород по Дзэли.

представлены кислым плагиоклазом (альбитом или альбит-олигоклазом), сильно пелитизированным калиевым полевым шпатом, кварцем в оплавленных и корродированных зернах, в той или иной степени хлоритизированным и обесцвеченным биотитом. В фельзитовых порфирах, гранофирах и кварцевых порфирах порфировые выделения менее обильны или даже редки и встречаются обособленно (полевые шпаты или кварц) или в различных сочетаниях друг с другом. Иногда зерна плагиоклаза обрастают каемкой калиевого полевого шпата. В

составе основной массы участвуют серицитизированный кислый плагиоклаз, пелитизированный калиевый полевой шпат, кварц, хлорит, серицит, карбонат. Акцессорные минералы, циркон, апатит, иногда сфен, пирит, присутствуют в очень небольшом количестве.

Химические анализы гранит-порфиров, кварцевых порфиров и гранофилов обнаруживают в них ту же тенденцию изменения состава, как и породы фельзитовой и липаритовой толщ (табл. 17, 18). Неизменные породы принадлежат к классу пересыщенных кремнекислотую (Q от 34 до 42%), к группе богатых щелочами пород (а:с от 9 до 20) и близки к средним типам аляскита и риолита по Дэли (рис 45). Изменение пород выражается в составах алкалитоховыми и фемиплетовыми отклонениями, вследствие чего на петрохимической диаграмме рои фигуративных точек на плоскости ASB смещен влево и вниз.

Гипабиссальные фации

В Южно-Гиссарской зоне широко развиты дайковые породы кислого и умеренно кислого состава, являющиеся гипабиссальными аналогами поверхностных и субвулканических фаций лючобского комплекса. Они размещены в гранитоидах Гиссарского плутона и в допермских вулканогенных и терригенно-карбонатных породах, преимущественно в восточной части Южно-Гиссарской зоны (южный склон Гиссарского хребта к востоку от р. Иос, хребет Западный Каратегин). Эта часть Южно-Гиссарской зоны может рассматриваться как область раннепермского поднятия, расположенного вдоль северо-восточного борта вулканотектонической впадины (Горецкая, Морозенко, 1962). На этой территории вулканическая деятельность проявилась преимущественно в виде внедрений гипабиссальных дайковых тел, а жерловые образования были представлены, видимо, редкими латеральными аппаратами незначительных размеров, уничтоженными впоследствии в период триас-юрской денудации. Ранее дайковые породы рассматриваемой группы объединялись Е. Н. Горецкой и Н. К. Морозенко в южно-гиссарской гранит-порфировый дайковый комплекс (1962 г.). Некоторые исследователи продолжают придерживаться этого мнения и в настоящее время.

С той или иной степенью детальности пермские дайки данного района изучались Д. Х. Ахмеровым, Р. Б. Баратовым, С. М. Бабаходжаевым, Е. Н. Горецкой, Л. А. Козюренко, В. А. Кутенцом, Н. К. Морозенко, И. В. Мушкиным, Ю. А. Новосельцевым, А. Х. Хасановым, С. И. Щукиным и др.

Дайки гипабиссальной группы распространены неравномерно, они сосредоточены в нескольких разобренных дайковых полях, в промежутках между которыми встречаются лишь единичные дайки. В настоящее время выделено шесть крупных дайковых полей: Варзоб-Кафирниганское, Семиганское, Рамитское, Обигарм-Канязское, Лугурское и Муджихарфское (рис. 1). Протяженность дайковых полей варьирует от 10 до 80 км при ширине 3—12 км. По данным новейших исследований выявлены еще два дайковых поля: Калондарский и Северо-Гиссарский.

В региональном плане размещение дайковых полей определяется глубинными разломами — Богаинским, Такобским, Ходжаобигармским, Османталиевским, Обигармским и Шахандозским. Из них Шахандозский разлом представляет своеобразную краевую структуру, восточнее которой в Гармском массиве резко уменьшается плотность распространения пермских дайковых пород. Дайковые тела выпол-

няют трещины отрыва, сопряженные с отмеченными глубинными разломами или же с разрывами более мелких порядков. При этом в пределах отдельных полей преобладающее большинство даек ориентировано субпараллельно, например, в Варзоб-Кафирниганском и Лугурском простирание даек субширотное, а в остальных — близкое к меридиональному. Плотность развития даек колеблется в широких пределах. Наибольшая плотность установлена для Варзоб-Кафирниганского и Обигарм-Канязского дайковых полей, где объемные соотношения вмещающих и дайковых пород достигают равных величин. Петрографический состав дайковых пород довольно разнообразен. Среди них выделяются кварцевые порфиры, гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, гранодиорит-порфиры, кварцевые латит-порфиры, сиенит-порфиры, микрограниты и аплитовидные граниты. В большинстве дайковых полей широко распространены кварцевые порфиры, гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры, только в Муджихарфском поле преобладают кварцевые латит-порфиры и сиенит-порфиры. Латит-порфиры в большом количестве встречаются и в Лугурском поле.

Варзоб-Кафирниганское дайковое поле находится на южном склоне Гиссарского хребта в бассейне рек Ходжаобигарм, Такоб, Иос и Джуръяз и в западном окончании Каратегинского хребта. Оно размещается в блоках средне-позднекарбонных гранитоидов, ограниченных Ходжаобигармским, Такобским и Богаинским разломами, и имеет протяженность 50 км при ширине около 10—12 км. На юге, в долине р. Иляк, на водоразделах рек Иос и Джуръяз оно перекрыто мезозойскими отложениями. Большинство даек имеет простирание 270—330° и падает к северу под углом более 70°. Длина даек изменяется от первых десятков метров до 200—300 м, иногда достигает 1,0—2,5 км; мощность — от 0,7—1,0 до 20—40 м.

Дайковые тела, сложенные разными породами, простираются, главным образом, параллельно друг другу, что затрудняет выяснение их возрастных взаимоотношений. Н. К. Морозенко, С. И. Щукин и Л. А. Козюренко (1964), изучавшие южную и центральную части дайкового поля, установили следующую последовательность (от более ранних к поздним) в образовании дайковых тел: микродиориты и диоритовые порфиры — дайки пород кислого состава — диоритовые лампрофиры — щелочные и авгитовые лампрофиры и сиенит-порфиры. Дайки микродиоритов и диоритовых порфиритов некоторыми исследователями (Баратов, 1966 и др.) связываются с карбонными гранитоидными комплексами, щелочные и авгитовые лампрофиры и сиенит-порфиры выделены в самостоятельный комплекс щелочных лампрофиров — щелочных базальтоидов (Мушкин, Кутенец, Брейвинская, 1963 и др.). Достоверно к лючобскому комплексу относятся только дайки кислых (и умеренно кислых) пород. Дайки умеренно кислых пород: кварцевые латит-порфиры, граносиенит-и гранодиорит-порфиры предшествуют дайкам кислых пород. Между ними наблюдаются постепенные переходы как по простиранию, так и от центра к периферическим частям даек. Но устанавливаются и взаимные пересечения. Возможно, часть даек умеренно кислых пород связана здесь с позднекарбонной гипабиссальной интрузией. Дайки кислых пород представлены микрогранитами, гранит-порфирами и кварцевыми порфирами. Микрограниты образуют крупные дайки и дайкообразные тела с многочисленными апофизами, сложенными гранит-порфирами. Гранит-порфиры и кварцевые порфиры тесно связаны между собой. Кварцевые порфиры обычно слагают эндоконтактные зоны мощных гранит-порфировых даек и маломощные дайки полностью.

В пределах описываемого дайкового поля широко проявлена кварцевая, кварцево-карбонатно-сульфидная, кварцево-сульфидная, кварцево-флюоритовая и флюорито-кварцево-сульфидная минерализация.

В долинах рек Оджук и Семиганч к Варзоб-Кафирниганскому дайковому полю примыкает Семиганчское дайковое поле, ограниченное субмеридиональными сбросами третьего порядка — Прорабским и Семиганчским. В этом поле (15×8 км) развиты меридиональные протяженные дайки гранодиорит-порфиров, кварцевых порфиров и гранит-порфиров. К Семиганчскому полю по составу дайковых пород и их пространственному размещению близко Рамитское поле, прослеживающееся в долине р. Сардаи-Миона между Ходжа-обигармским и Османталинским разломами на расстояние около 20 км при ширине до 6 км.

Обигарм-Канязское дайковое поле находится в 20 км от восточного края Варзоб-Кафирниганского поля и расположено в центральной части Каратегинского хребта, в бассейнах рек Джавони, Магасы, Севидара, на левом склоне долины р. Сорбо и Каняз. Оно представляет собою субмеридиональную полосу протяженностью около 20 км, шириною около 4—6 км, в которой карбоновые гранитоиды Гиссарского плутона и отчасти терригенно-карбонатные отложения силура-девона пересечены многочисленными почти параллельными дайками гранит-порфиров и кварцевых порфиров. Преобладающее простирание даек близко к меридиональному, но часть их отклоняется в северо-восточном и северо-западном направлении, вследствие чего северная граница дайкового поля неопределенна. Изучавшие южную часть дайкового поля Е. Н. Горецкая, Е. И. Зубцова и С. А. Лесков, помимо указанных даек, отмечают широкое распространение даек аплитов, микродиоритов и диоритовых порфиритов, но они связывают образование последних с карбоновыми гранитоидными интрузиями гиссарского комплекса (рис. 46). К лючобскому комплексу здесь могут быть отнесены только дайки гранодиорит- и гранит-порфиров и кварцевых порфиров. Дайки гранодиорит-порфиров редки и при мощности 1—4 м длина их не превышает 250 м. Дайки гранит-порфиров и кварцевых порфиров имеют мощность 1—50 м и протяженность в несколько километров. Несмотря на близкий структурный контроль, установлено, что дайки гранодиорит-порфиров пересекаются дайками гранит-порфиров. В верховьях р. Чура-Куль дайки гранит-порфиров ответвляются от небольшого (1,7×0,5 км), круто падающего на юго-восток тела мелкозернистых аплитовидных гранитов. Такие же граниты встречаются в раздувах крупных даек гранит-порфиров. Кварцевые порфиры представляют собою эндоконтактовую фацию мощных даек гранит-порфиров; они же слагают их апофизы или маломощные дайки. Плотность даек гранит-порфиров и кварцевых порфиров местами настолько велика, что А. В. Григорьев, картировавший в 40-х годах в средних масштабах эту площадь, принял их за вулканические покровы.

Лугурское дайковое поле примыкает с востока к Обигарм-Канязскому; оно имеет небольшую ширину (1,5—4,0 км) и прослеживается на расстоянии около 20 км в субширотном направлении в долине ручьев Лугур—Газакцион. Дайки развиты в гранитоидах Гиссарского плутона. Плотность даек в этом поле неравномерная, наибольшая их концентрация отмечается на западном фланге поля и в низовьях ручья Лугур. На западе преимущественно развиты субширотные дайки кварцевых порфиров и гранит-порфиров, переходящие в субмеридиональные дайки Обигарм-Канязского поля. В восточной

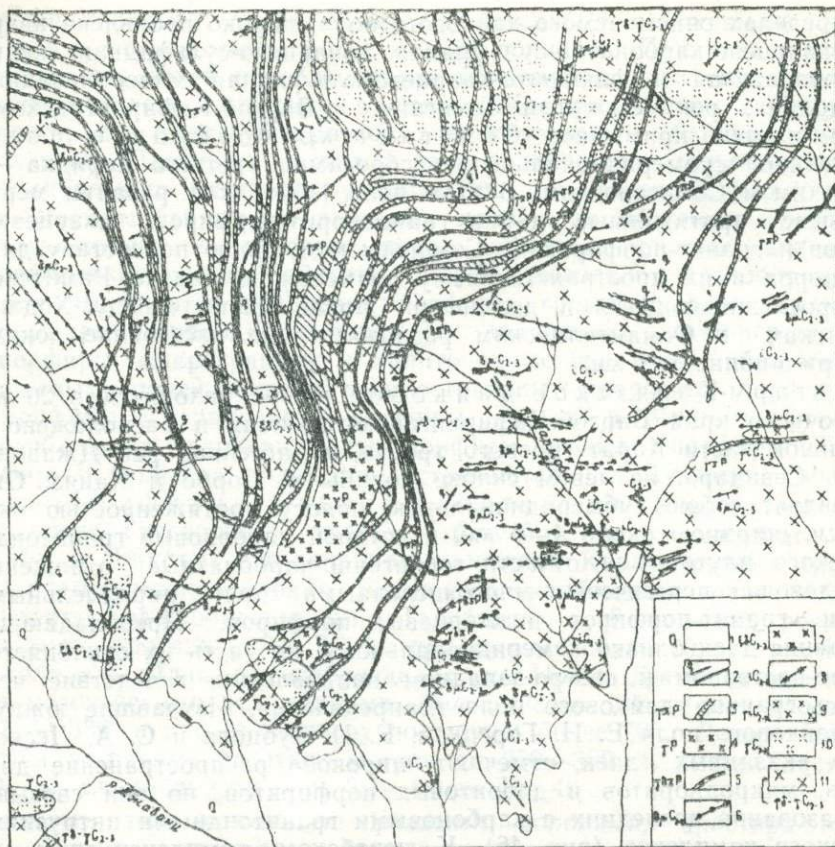


Рис. 46. Схема геологического строения Обигарм-Канаяевского дайкового поля в центральной части Каратегинского хребта (по Горещкой, Зубицкой и Лескову, 1952):

1 — четвертичные отложения, 2 — кварцевые жилы (q); 3—5 — дайки и гнабиссальные интрузии лючобского комплекса: 3 — гранит-порфиры, и кварцевые порфиры, 4 — микрограниты, 5 — гранодиорит-порфиры; 6—11 — дайки и интрузии средне-позднекаменноугольного гранитоидного комплекса: 6 — микродиориты, диоритовые порфиры, 7 — сениито-диориты, 8 — аплиты, 9 — аплитовидные граниты, 10 — мелкозернистые биотитовые граниты, 11 — порфировидные роговообманково-биотитовые гранодиориты и граниты.

части состав их более разнообразен, здесь появляются дайки гранодиорит-порфиров, фельзитовых порфиров и латит-порфиров. В Лугурском поле латит-порфиры в отличие от других пород слагают дайки северо-западной (320—340°) ориентировки, занимающие секущее положение по отношению к общему направлению даек кислого состава.

Муджихарфское дайковое поле включает системы субмеридиональных даек сениит-порфиров и латит-порфиров, распространенных на правом склоне долины р. Муджихарф и в верховьях ручья Тагикамар на площади 10×3 км. Большинство даек размещено в южной части поля в карбонowych гранитоидах Гиссарского плутона, а к северу в терригенно-карбонатных толщах девона-карбона наблюдаются лишь единичные дайки.

Петрографические особенности пермских гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров и других пород из дайковых полей восточной части

Южно-Гиссарской зоны весьма близки между собой и приведены вместе в табл. 19.

Имеющиеся химические анализы дайковых пород лючобского комплекса подтверждают присутствие среди них гранит-порфиров, граносиенит-порфиров, гранодиорит-порфиров и кварцевых латит-порфиров (табл. 20, 21). Первые три группы пород принадлежат к классу пересыщенных, последняя — к классу слабо пересыщенных кремнекислотю пород. Гранит-порфиры богаты щелочами и хорошо сопоставимы как со средними типами аляскита и риолита, так и с породами липаритовой толщи. Лючобского некка и субвулканических даек (рис. 47). Граносиенит- и гранодиорит-порфиры умеренно богаты щелочами и различаются между собою, главным образом, по содержанию свободной кремнекислоты. На петрохимической диаграмме фигуративные точки их составов несколько разбросаны, но в общем группируются в поле умеренно кислых пород. Кварцевые латит-порфиры богаты щелочами; они близки к среднему составу кварцевого латит-порфира из дайки, прорывающей липаритовую толщу в районе Пчандарского некка (Мушкин, Ступников, Тарасов, 1964).

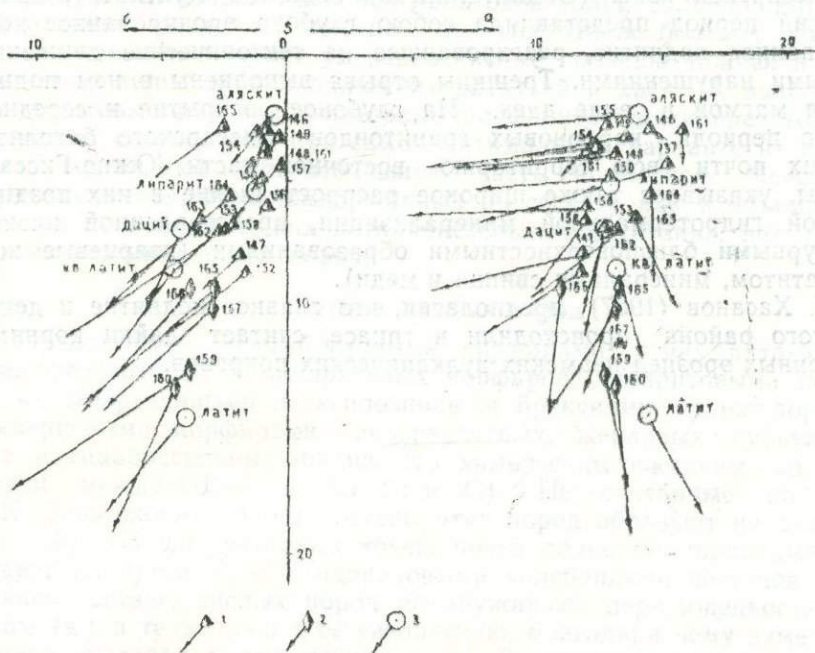


Рис. 47. Диаграмма химических составов пород даек гипабиссальной фации:

1 — гранит-порфиры, кварцевые порфиры, микрограниты, граносиенит-порфиры; 2 — гранодиорит-порфиры и латит-порфиры; 3 — средние типы пород по Дэли.

Принадлежность порфировых даек восточной части Южно-Гиссарской зоны к лючобскому комплексу устанавливается по совокупности признаков:

1. Большое сходство петрографических и петрохимических особенностей дайковых пород из района развития главного вулканического покрова и дайковых полей, позволяющее предполагать их образование из одних и тех же магматических очагов.

2. Пермский возраст даек. Несмотря на то, что в восточной части Южно-Гиссарской зоны возраст даек устанавливается в более широком интервале, он всеми исследователями принимается как пермский. Дайки прорывают все карбоновые гранитоиды Гиссарского батолита, включая порфиридные биотитовые граниты южно-варзобского типа (долины рек Оджук, Семиганч, Иос, Азрек), для которых установлены позднекарбоновый (Баратов, 1966), а некоторыми исследователями (Авдзейко, Атрашенок и др., 1966) признается позднекарбоновый — раннепермский возраст. Верхняя возрастная граница определяется по трансгрессивному налеганию нижнеюрских или нижнемеловых отложений на денудированную поверхность гранитоидов с прорывающими их дайками. Абсолютный возраст гранит-порфиров из дайки в дайковом поле Варзоб—Кафирниган равен 264 млн. лет (табл. 1).

3. Развитие лючобского комплекса исключительно в виде гипабиссальной фации, по-видимому, объясняется иной тектонической обстановкой проявления вулканической деятельности, чем в районе главного вулканического поля, приуроченного к крупной вулканотектонической депрессии. По сравнению с последней восточная часть Южно-Гиссарской зоны (Османталинская зона, по Кухтикову, 1969) в пермский период представляла собою глубоко эродированное консолидированное поднятие, реагировавшее на тектонические движения разрывными нарушениями. Трещины отрыва выполнены в нем поднимавшейся магмой в виде даек. На глубокое вскрытие к середине пермского периода карбоновых гранитоидов Гиссарского батолита, слагающих почти всю территорию восточной части Южно-Гиссарской зоны, указывает также широкое распространение в них позднегерцинской гидротермальной минерализации, представленной низкотемпературными близповерхностными образованиями (кварцевые жилы с гематитом, минералами свинца и меди).

А. Х. Хасанов (1957), предполагая, что главное поднятие и денудация этого района происходили в триасе, считает дайки корнями уничтоженных эрозией пермских вулканических покровов.

Глава III

ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ЛЮЧОБСКОГО КОМПЛЕКСА

Петрохимические особенности пород

Из описания поверхностных, жерловых, субвулканических и гипабиссальных фаций лючобского комплекса следует, что в составе их принимает участие в общем довольно ограниченный набор пород. Это, в первую очередь, кислые породы, слагающие покровы фельзитовой, липаритовой и, отчасти, верхней дацитовой толщ, большинство экстрюзий и дайки. Несколько меньшее, но достаточно большое значение в составе комплекса имеют умеренно кислые породы нижней и верхней дацитовых толщ, субвулканических интрузий и даек. И, наконец, трахиандезитовые и трахибазальтовые порфириты трахиандезитовой толщи и всех ее аналогов, при самом оптимальном варианте их сопоставлений, составляют лишь небольшую часть комплекса. Между этими группами пород, очень выдержанных по составу как в объемах толщ, так и в субвулканических и гипабиссальных интрузиях, нет промежуточных разновидностей пород.

Группа кислых пород

Представлена игнимбритовыми порфирами, игнимбритами и туфами фельзитовых и липаритовых порфиров, липаритовыми порфирами, их экстрюзивными и эксплозивными брекчиями, гранит-порфирами и кварцевыми порфирами поверхностных, жерловых, субвулканических и гипабиссальных фаций. По химическим составам они весьма близки между собой (табл. 22 и 23). Пересчитанные по методу А. Н. Заварицкого (1960) составы этих пород образуют на диаграмме (рис. 48) рой фигуративных точек, почти полностью накладывающиеся друг на друга, т. е. с одинаковыми колебаниями составов. В 95% случаев составы кислых пород обнаруживают пересыщенность глиноземом (a') и тенденцию к ее увеличению, благодаря чему заметно возрастает числовая характеристика «в». В пепловых туфах, вулканических бомбах, фельзитах и других породах из основания фельзитовой толщи из-за пересыщенности глиноземом (a' до 70—75%) величина числовой характеристики «в» достигает 8—12 и даже 14% при 45—50% свободного кремнезема (Q). Между содержанием щелочей и избытком глинозема в вулканогенных породах лючобского комплекса Е. Н. Горецкой (1957) установлена обратно пропорциональная зависимость (рис. 49). Потеря щелочей и вызванное этим накопление глинозема более характерно для вулканогенных пород поверхностных фаций и, по-видимому, связано с условиями их образования, раскристаллизацией стекла в основной массе пород с одновременным выносом связанных в нем щелочей. В некоторых редких случаях, так как анализировались преимущественно неизмененные породы, потеря щелочей обусловлена последующими гидротермальными и гипергенными процессами. Поэтому наиболее типичные химические составы кислых

вулканогенных пород лючобского комплекса отображены в тех фигуративных точках, которые на плоскости ASB расположены в правом верхнем углу роя точек. Средние составы кислых пород близки как между собой, так и к средним типам липарита и риолита (табл. 22 и 23, рис. 48), причем несколько большая кислотность характерна для средних составов пород липаритовой толщи Лючобского некка и пород липа-

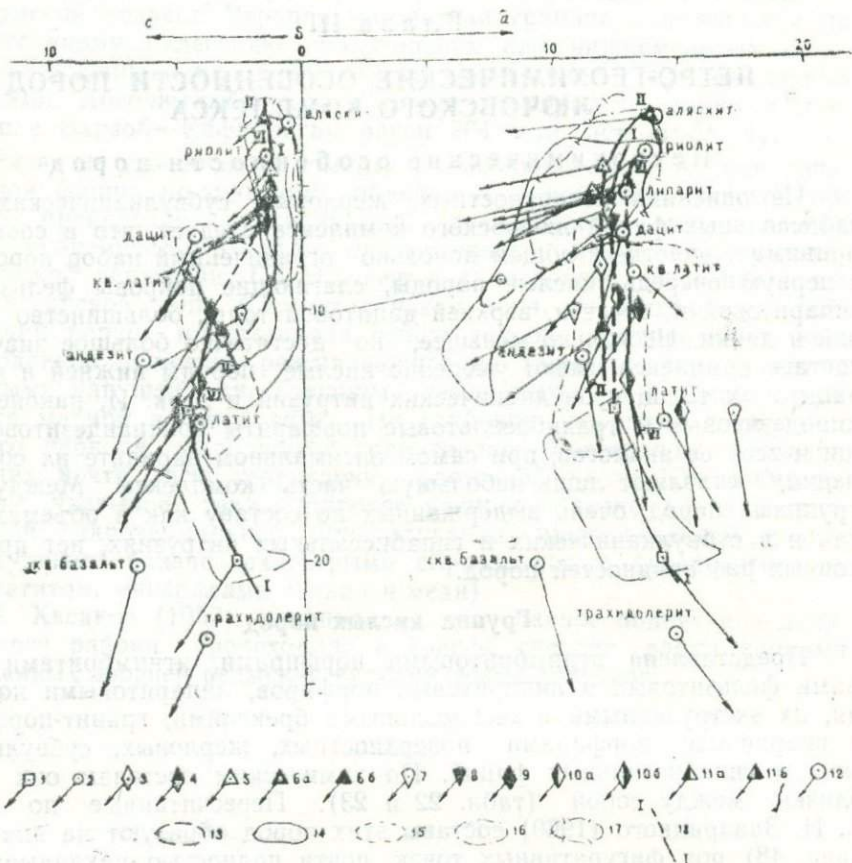


Рис. 48. Диаграмма средних химических составов пород лючобского интрузивно-вулканогенного комплекса:

1—трахибазальты и трахиандезиты трахиандезитовой толщи; 2—игнимбриты и игнимбритовые порфиры фельзитовой толщи; 3—дацитовые порфиры нижней дацитовой толщи; 4—дацитовые порфиры Ханакинской и Такабошской интрузивных залежей; 5—игнимбриты и игнимбритовые порфиры липаритовой толщи; 6—а) кварцевые порфиры и б) экструзивные брекчии Лючобского некка; 7—дацит-липаритовые и дацитовые порфиры и их пирокластиты, трахиандезитовые порфиры верхней дацитовой толщи; 8—кварцевые порфиры Пчандарского, Курмышханского, Нилю и Ширкентского некков; 9—гранодиорит-порфиры и кварцевые латит-порфиры субвулканических интрузий; 10—кварцевые латит-порфиры—а) субвулканических и б) гипабиссальных даек; 11—гранит-порфиры и кварцевые порфиры—а) субвулканических и б) гипабиссальных даек; 12—средние типы пород по Дэли; 13—17—границы полей фигуративных точек пород: 13—трахиандезитовой толщи; 14—фельзитовой толщи, 15—нижней дацитовой толщи; 16—липаритовой толщи; 17—даек кислого состава; 18—линии составов пород крупных ритмов: I—I—трахиандезитовая толща—фельзитовая толща; II—II—нижняя дацитовая толща—липаритовая толща; VI—VI—субвулканические интрузии и дайки умереннокислого состава—дайки кислого состава.

ритовой толщи вообще. Липаритовые (кварцевые) порфиры Лючобского нека являются наиболее кислыми и богатыми щелочами породами лючобского комплекса и по составу аналогичны среднему типу аляски-та. Все породы характеризуются высоким щелочным модулем (Лучицкий, 1962), изменяющимся от 0,69 до 0,73 и достигающим 0,77—0,83 в липаритовых порфирах Лючобского нека (рис. 50).

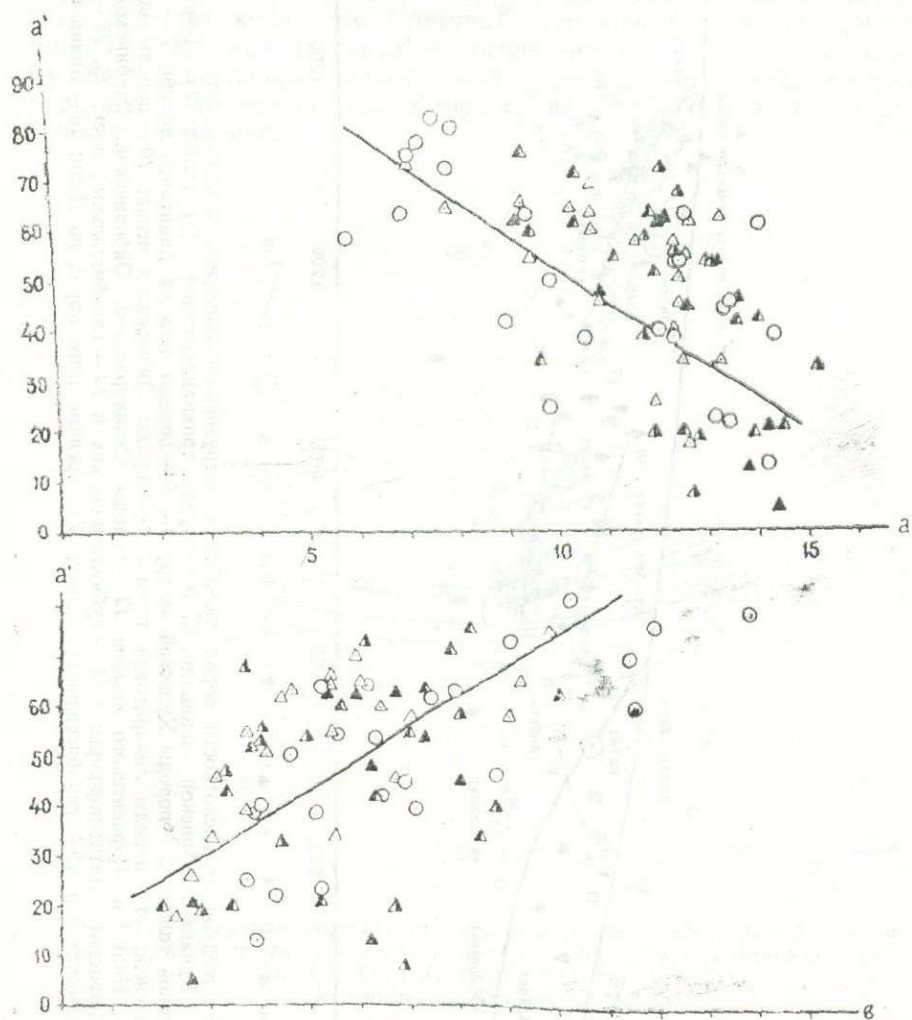


Рис. 49. Зависимость числовых характеристик «а» и «в» от пересыщенности глиноземом (а') кислых пород лючобского интрузивно-вулканогенного комплекса. Условные обозначения на рис. 50.

Нормативные составы кислых пород лючобского комплекса, вычисленные по системе *SJPW* (табл. 24, рис. 51), показывают их близость к составу гранитной эвтектики при давлении в 500 бар ($Q=40\%$, $Ab=30\%$, $Or=30\%$) для пород поверхностных фаций и при давлении до 2000 бар ($Q=34\%$, $Ab=40\%$, $Or=26\%$) — для пород субвулканической и гипабиссальной фаций. По сравнению с ними они несколько обеднены альбитовым компонентом, но такое соотношение между нормативными полевыми шпатами несколько меняется в кислых породах субвулканических и гипабиссальных даек.

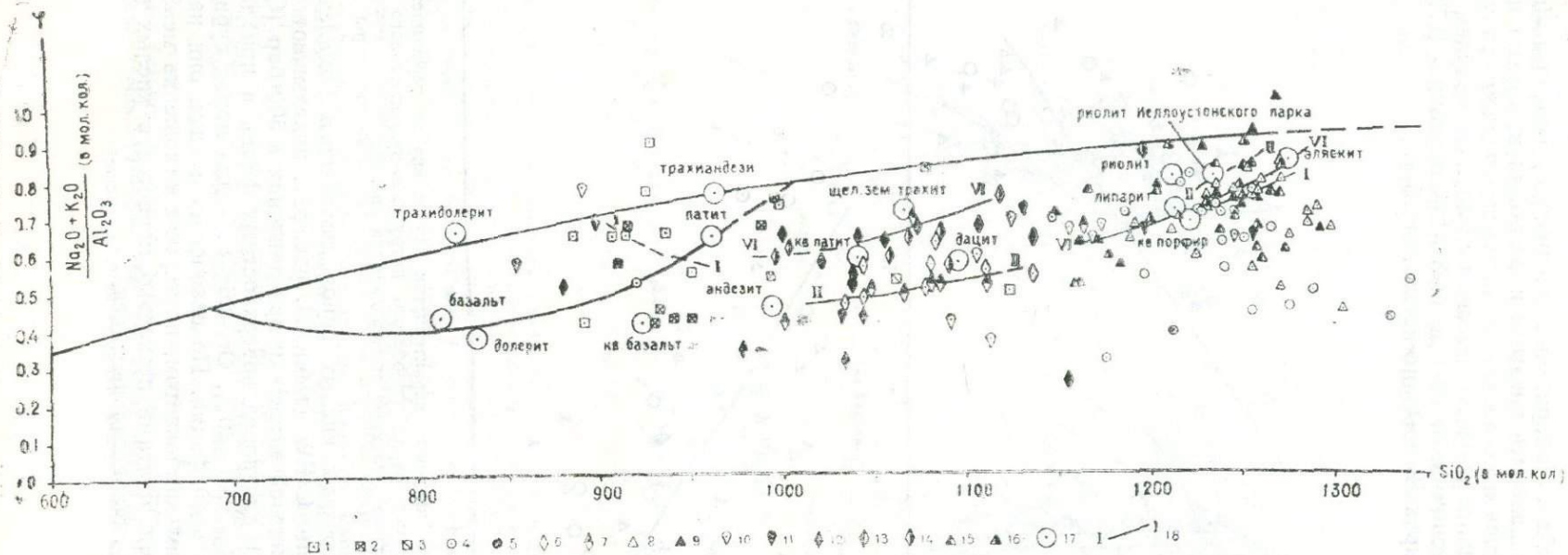


Рис. 50. Изменение величины щелочного модуля от кислотности пород лючобского интрузивно-вулканогенного комплекса: 1 — породы трахиандезитовой толщи Ханака-Суффинской площади; 2, 3 — породы трахиандезитовой (?) толщи: 2 — Лючобской площади, 3 — гора Такабош; 4 — породы фельзитовой толщи; 5 — породы Кульской экструзии; 6 — породы нижней дацитовой толщи; 7 — породы Ханакинской и Такабошской интрузивных залежей; 8 — породы липаритовой толщи; 9 — породы Лючобского некка; 10 — породы верхней дацитовой толщи; 11 — породы Курмышханского, Нилу и Ширкентского некков; 12 — породы Овчикуракской, Ойборикской, Сарбинской и других субвулканических интрузий; 13, 14 — кварцевые латит-порфиры: 13 — субвулканических и 14 — гипабиссальных даек; 15, 16 — гранит-порфиры, кварцевые порфиры: 15 — субвулканических и 16 — гипабиссальных даек; 17 — средние типы пород по Дэли; 18 — линия составов пород.

Можно предполагать, что состав исходной магмы был близок к эвтектическому составу искусственного расплава системы кварц—альбит—ортоклаз—вода (Tuttle and Bowen, 1958). В естественных условиях такая магма могла возникнуть в теплом потоке при сравнительно низких температурах (менее 700°) неоднократно путем селективного выплавления легкоплавких компонентов из осадочно-метаморфического слоя. Процессу образования кислой магмы способствовало большое количество летучих компонентов; об их присутствии можно судить как по чисто геологическим признакам — эксплозивному типу извержений, образованию эруптивных брекчий, экструзий и т. д., так и по присутствию фтора во всех разновидностях пород лючобского комплекса.

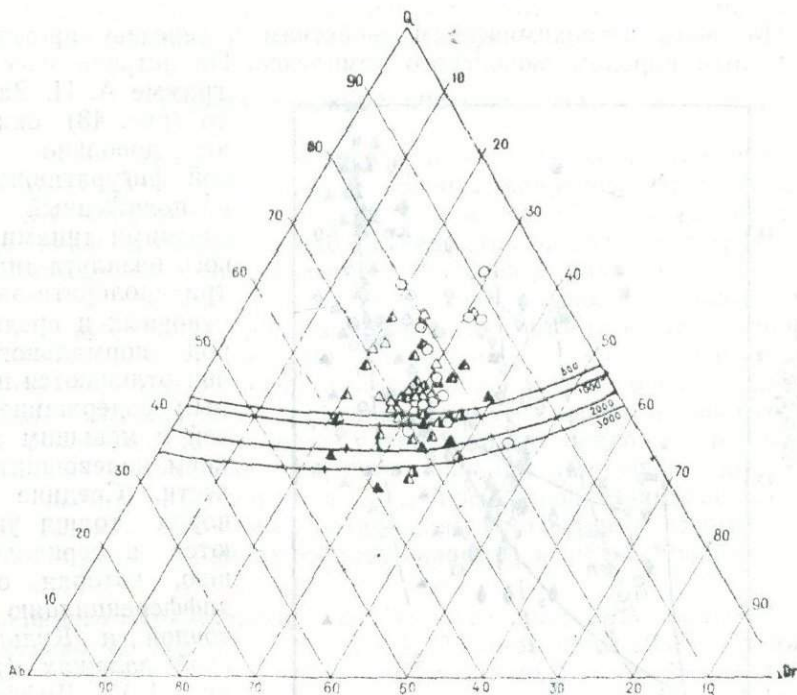


Рис. 51. Положение нормативных составов кислых пород лючобского интрузивно-вулканогенного комплекса в проекции на безводное основание системы $Ab-Or-Q-H_2O$ (Tuttle and Bowen, 1958).
Условные обозначения на рис. 50.

Постоянное содержание фтора в вулканогенных породах лючобского комплекса отмечал А. В. Рабинович (1959), изучавший минералого-геохимические особенности магматических комплексов южного склона Гиссарского хребта. Среди аксессуарных минералов пород фельзитовой, нижней дацитовой и липаритовой толщ главными и постоянными являются флюорит, циркон, апатит, пирит и гематит, часто встречаются галенит, сфалерит и барит. Количественные соотношения аксессуарных минералов в тяжелой фракции определяют циркон-флюоритовый тип этих пород. Липаритовые (кварцевые) порфиры Лючобского некка (по Е. А. Космынину и М. Мамадфоеву) принадлежат к флюоритовому типу. Среди других минералого-геохимических особенностей кислых пород лючобского комплекса, установленных

А. В. Рабиновичем, интерес представляют резко выраженный железистый состав биотита ($Fe \gg Mg$) из пород фельзитовой и липаритовой толщ и отсутствие в нем иттрия, характерного для биотитов карбоновых гранитоидов. Редкие элементы, присутствующие в цирконах последних, не обнаружены в цирконах из кислых вулканогенных пород лючобского комплекса. Акцессорный пирит содержит в повышенных количествах As, Pb, Zn, Ag, Bi, Mo. В минералах тяжелых и электромагнитных фракций установлены те же элементы, кроме Bi и Mo, но обнаружен еще Ba.

Трахибазальтовые и трахиандезитовые порфириты трахиандезитовой толщ*

По своим петрохимическим свойствам и генезису противоположны кислым породам лючобского комплекса. На петрохимической диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 48) они образуют довольно широкий

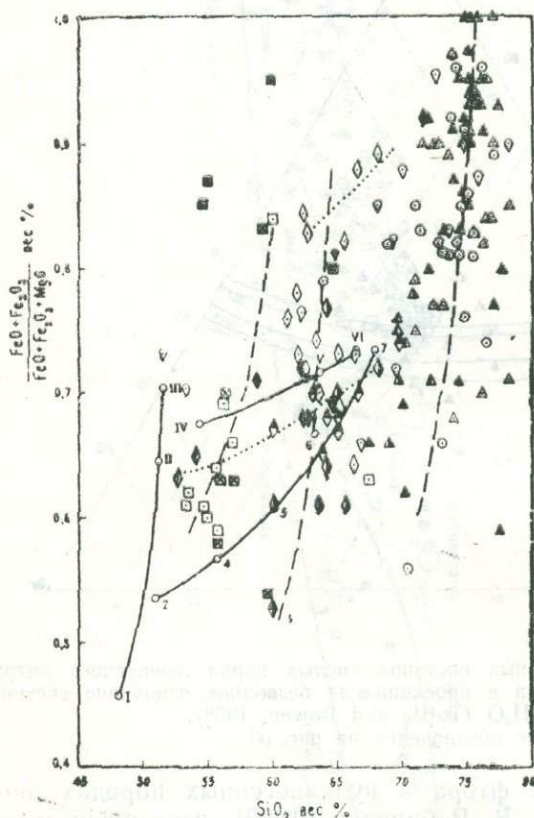


Рис. 52. Диаграмма изменения отношения $FeO + Fe_2O_3 : (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$ в зависимости от SiO_2 в породах лючобского интрузивно-вулканического комплекса: I—III—среднее для теолитовых пород; IV—VI—среднее для андезитов, дацитов и риодацитов (Nockolds, 1954); 2—7—ассоциация пород из Каскадного хребта (Turner and Verhoogen, 1951).

Условные обозначения для пород лючобского комплекса на рис. 50.

фигуративных точек, расположенный между средними типами кварцевого базальта-андезита и трахидолерита-латита. От основных и средних пород нормального ряда они отличаются повышенным содержанием щелочей и меньшим содержанием полевошпатовой извести. Средние составы пород толщ укладываются в сериальную линию, которая отражает дифференциацию в Восточной и Кульджуазакской залежах (табл. 23, рис. 10). Дифференциация происходила в «толентовом направлении» (Осборн, 1966), когда при незначительном изменении содержания кремнезема ясно выражена тенденция обогащения железом (рис. 52).

Можно предполагать, что состав исходной магмы был основным с несколько повышенной щелочностью. Такую магму, вероятно, следует отнести к категории вторичных, образовавшихся в

* Здесь исключены химические составы вулканогенных пород Лючобской площади, условно относимых к трахиандезитовой толще.

результате смешивания базальтового (андезито-базальтового) расплава с гранитным (Шейнманн, 1968) или, вернее, путем загрязнения базальтовой (андезито-базальтовой) магмы легкоплавкими компонентами, экстрагированными при селективном плавлении из осадочно-метаморфического слоя.

Минералого-геохимические особенности пород трахиандезитовой толщи изучены слабо и не содержат достаточных данных для подтверждения высказанных предположений. В искусственных цехах из пород Восточной залежи, по данным И. В. Мушкина и С. И. Щукина, содержится пирит, арсенопирит, галенит, составляющий до 40% немагнитной фракции, шеллит, рутил, анатаз, циркон, апатит, барит, гранат, турмалин. М. Мамадвафоев указывает, что в количествах выше кларков в этих породах присутствуют некоторые элементы, характерные как для основных, так и кислых пород.

Группа умеренно кислых пород

Объединяет дацитовые порфиры и пирокластолиты нижней и верхней дацитовых толщ, гранодиорит-порфиры, кварцевые латит-порфиры и дацитовые порфиры субвулканических интрузий и даек. Рои фигуративных точек, изображающих составы этих пород на петрохимической диаграмме (рис. 48), совмещены в одном поле, расположенном между средними типами дацита-андезита и кварцевого латита-латита. По числовым характеристикам они не соответствуют полностью указанным средним типам пород, отличаясь от них меньшим количеством полевошпатовой извести и обычной, за исключением латитов и кварцевых латитов даек, довольно сильной пересыщенностью глиноземом. Более близко к среднему типу дацита подходит средний состав излившихся дацитовых порфиров нижней дацитовой толщи, а к латиту — состав латит-порфира из дайки вблизи Пчандарского нека (табл. 22, 23). Такое же соотношение со средними типами пород в рассматриваемых породах обнаруживается и по щелочному модулю (рис. 50).

Минералого-геохимические особенности умеренно кислых пород лючобского комплекса изучались А. В. Рабиновичем (1959). Среди акцессорных минералов, постоянно присутствующих в вулканических породах нижней дацитовой толщи, он указывает циркон, флюорит, апатит, гематит, пирит, ильменит; иногда встречаются галенит, барит, лейкоксен, анатаз, каламин, смитсонит, гранат. По соотношению акцессорных минералов в тяжелой фракции А. В. Рабинович относит породы нижней дацитовой толщи, так же, как и кислые породы комплекса, к циркон-флюоритовому типу, отмечая, однако, в них высокое содержание апатита (18,1% против единичных знаков апатита в породах фельзитовой и липаритовой толщ). Гранодиорит-порфиры субвулканической Овчикуракской интрузии, содержащие в тяжелой фракции до 89% апатита, он выделяет в апатитовый тип. К апатитовому типу с баритом и пиритом принадлежат также, по данным Е. А. Космынина и М. Мамадвафоева, гранодиорит-порфиры Суффинской и Заचाуской интрузий.

Происхождение умеренно кислых пород лючобского комплекса, по-видимому, сложное. Естественно, в первую очередь, можно допустить их образование в результате кристаллизации в поверхностных и приповерхностных условиях умеренно кислой гранитовой магмы. По представлениям С. И. Щукина, все породы лючобского комплекса являются производными единой кислой (риолитовой) магмы, возник-

шей в гранитно-метаморфическом слое в процессе палингенезиса. При этом пестрый состав пород лючобского комплекса объясняется фракционной дифференциацией риолитовой магмы и, отчасти, для случаев вулканитов среднего—основного составов явлениями ассимиляции в магматических камерах в корневых частях вулканических аппаратов. Возможность образования серии пород лючобского комплекса из кислой магмы С. И. Щукин подтверждает экспериментальными исследованиями Н. И. Хитарова, Л. Б. Нагапетяна и Е. Б. Лебедева (1969а, 1969б), которые провели изучение условий и особенностей кристаллизации кислых расплавов, отвечающих составам гранита, обсидиана и дацита под давлением паров воды до 3000 кг/см^2 при медленном охлаждении от 900 до 700°C . Эти исследователи установили, что в кислых расплавах первыми кристаллизуются плагиоклаз и биотит, а остаточный расплав приобретает состав обсидиана или кислого липарита. По их расчетам, предварительное удаление из гранита (SiO_2 , 75,76%) 20% An 40 и 5% темноцветных минералов и последующее добавление этих компонентов в гранитный расплав приводит к образованию расплава дацитового состава с содержанием SiO_2 —67,20%. А для получения расплава андезито-дацитового состава (SiO_2 63,40%) потребуются добавление в дацитовый расплав 25% An 50 и 10% темноцветных минералов. На основе анализа экспериментальных данных и естественных вулканических ассоциаций Н. И. Хитаров и др. пришли к выводу, что породы серии андезито-дацитов и андезитов могут образоваться при фракционной дифференциации кислых магм в земной коре.

С указанной точки зрения, однако, трудно объяснить многие геологические, петрографические и петрохимические особенности пород лючобского комплекса, как, например, исключительное однообразие и выдержанность составов кислых и умеренно кислых пород при полном отсутствии переходных разновидностей. Признавая образование кислых пород из кислой магмы, близкой к эвтектическому составу, Е. Н. Горецкая предполагает, что умеренно кислые породы обязаны своим возникновением другой исходной магме. Это была вторичная, в основе базальтовая (андезито-базальтовая) магма, которая при прохождении участков земной коры, испытывавших значительный разогрев, в такой большой степени заражена легкоподвижными летучими и легкоплавкими компонентами селективного плавления осадочно-метаморфического слоя, что привела к почти полному ее перерождению. В пользу исходного базальтового расплава свидетельствуют некоторые минералогические признаки умеренно кислых пород: присутствие моноклинного пироксена, сравнительно основного плагиоклаза (лабрадор, основной андезин), ильменита, обилие апатита, в общем латитовый характер пород, позволяющий рассматривать их как эффузивные аналоги группы монзонитов (Заварицкий, 1961). Другие же черты — повышенная щелочность пород, их пересыщенность глиноземом, присутствие аксессуарных циркона и флюорита и элементов-примесей Mo , Pb , U , Th указывают на их близость к кислым породам лючобского комплекса.

Двойственное поведение составов умеренно кислых пород лючобского комплекса видно также на диаграмме Осборна (рис. 52). С одной стороны, по расположению точек гранодиорит-порфиров и кварцевых латит-порфиров субвулканических интрузий и даек и, отчасти, излившихся дацитовых порфиров намечаются линии, субпараллельные известково-щелочной серии Ноккольдса, указывающие на изменение состава базальтового расплава к дифференциатам, богатым кремнезе-

мом; с другой стороны, сгущение точек умеренно кислых пород в направлении оси ординат показывает, что исходный состав магмы был для них более или менее постоянным, изменяясь в содержании окислов железа.

Таким образом, для трех главных групп пород лючобского комплекса, по мнению Е. Н. Горецкой, можно допустить, по крайней мере, два исходных состава магмы: гранитовый, близкий к эвтектическому, и гибридный трахибазальтовый, дальнейшая эволюция (гибридизация и дифференциация) которого привела к образованию умеренно кислой магмы несколько повышенной щелочности типа кварцевого латита.

Несмотря на это, породы лючобского комплекса тесно связаны между собою парагенетически. Близость их происхождения доказывается не только геологическими признаками: кратковременностью образования в течение одной геологической эпохи в условиях одного тектонического режима и одних и тех же тектонических структур, но и ритмичным развитием тектоно-магматического процесса, благодаря чему одни и те же или близкие ассоциации пород повторялись неоднократно. Крупные ритмы: трахиандезитовая—фельзитовая толщи и отделенные от них перерывом нижняя дацитовая—липаритовая толщи сменились мелкой ритмичностью во время образования верхней дацитовой толщи с чередованием пород дацитового, андезито-дацитового и трахиандезитового состава с породами дацит-липаритового и липаритового состава. Последний крупный ритм соответствует субвулканической и гипабиссальной стадии развития вулканизма: кварцевые латит-порфиры и гранодиорит-порфиры, с одной стороны, гранит-порфиры и кварцевые порфиры—с другой. Изменение составов в каждой крупной паре ритмов закономерно и, как это видно на рис. 48, повторяется, несколько отличаясь по кислотности более основных разновидностей пород в каждой паре ритма. Содержание же щелочей в породах всех ритмов, независимо от кислотности, изменяется мало (рис. 50 и 54).

Кроме того, разные по составу породы лючобского комплекса обнаруживают некоторые общие петрохимические черты: 1) несоответствие между содержанием щелочей и полевошпатовой извести при большем или меньшем недостатке последней; 2) почти одинаковая пропорция в содержании калия и натрия с некоторым преобладанием калия в кислых, а натрия — в умеренно кислых породах; 3) пересыщенность глиноземом в подавляющем большинстве пород; 4) постоянное присутствие фтора; 5) одинаковая тенденция в изменении содержания окислов железа во всех группах пород (рис. 55); 6) низкий коэффициент затвердевания, свойственный вторичным магмам и не превышающий 21—25 в наиболее основных разновидностях пород комплекса (рис. 53); 7) принадлежность пород комплекса к известково-щелочной серии (рис. 54).

При определении генетического типа формации, к которому следует отнести лючобский комплекс, необходимо учитывать объемы ассоциирующих пород разного состава. Среди них безусловно преобладают кислые породы при несколько меньшем количестве умереннокислых пород и очень небольшой роли субщелочных основных и средних пород. До уточнения значения трахибазальт-трахиандезитовых пород лючобский интрузивно-вулканогенный комплекс отнесен к дацит-липаритовой формации, к латит-липаритовой субформации, название которой подчеркивает повышенную основность и щелочность умеренно кислых пород формации (Горецкая, 1957).

С этой же формацией С. И. Щукин (1960а и др.) связывает ран-

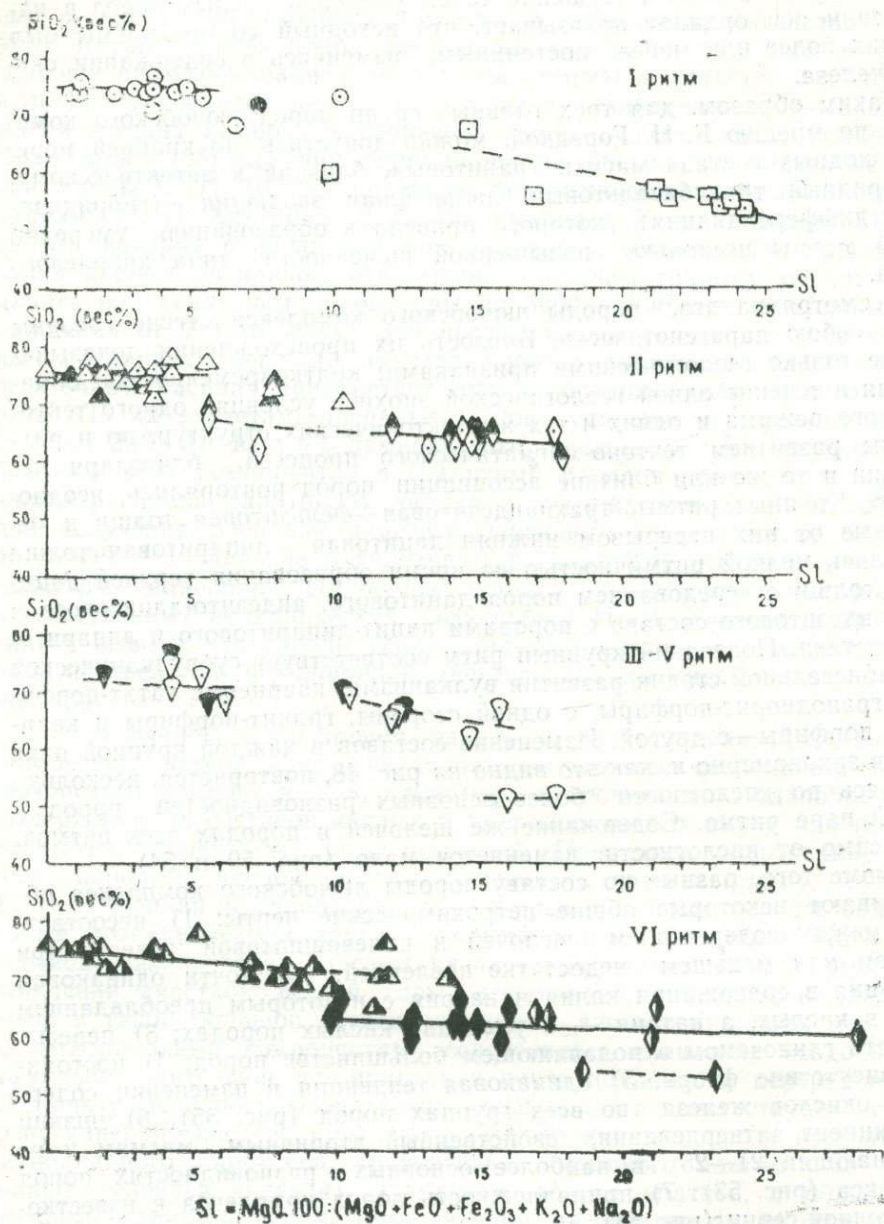


Рис. 53. Индекс затвердевания различных по кислотности пород лючобского интрузивно-вулканогенного комплекса. Условные обозначения на рис. 50.

немезозойские (T_{1-2} или T_3-J_1) малые интрузии (дайки, трубки взрыва), сложенные анальцимовыми базальтами, мончикитами, пикритовыми порфиритами и др. Как было доказано рядом исследователей (Мушкин, Кутенец, Брейвинская, 1963, 1964 и др.), эти породы образуют самостоятельный комплекс (Гиссаро-Каратегинский по Кутенецу), который по ассоциации пород может быть выделен в формацию щелочных лампрофиров — щелочных базальтоидов. Возникновение его относится к активизации тектонических движений и магматизма

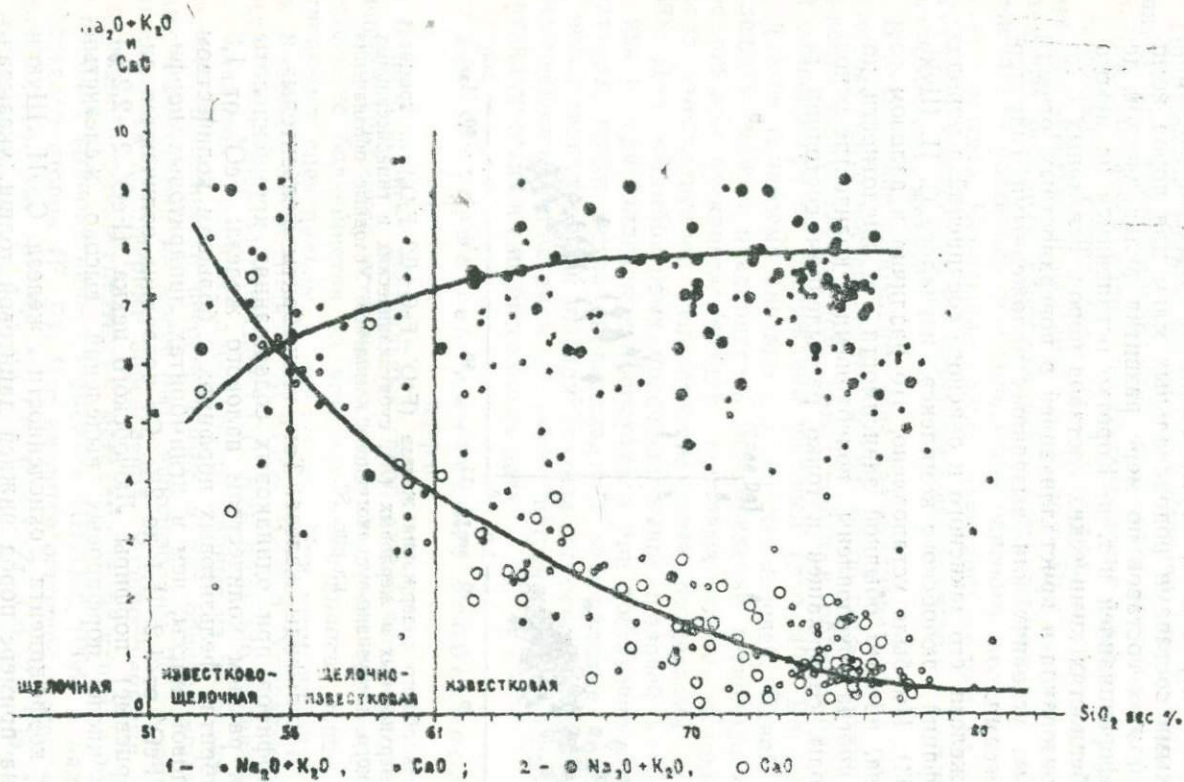


Рис. 54. Вариационная диаграмма для Na_2O+K_2O и CaO (по Пинкоку) пород лучобского интрузивно-вулканогенного комплекса:
 1 — поверхностных, 2 — жерловых, субвулканических и гипабиссальных фаций.

в Южно-Гиссарской зоне и связано с расколами земной коры, обусловившими поступление на земную поверхность калиевой щелочно-базальтовой магмы из глубоких горизонтов верхней мантии.

Рассмотренные петрохимические особенности пород лючобского комплекса являются первичными, обусловленными «эндогенными» причинами: различными составами родоначальных магм для пород комплекса, эволюцией этих составов по мере развития вулканической деятельности, дифференциацией и т. п. Коротко остановимся на некоторых других особенностях химических составов пород, связанных с характером их образования и кристаллизацией в поверхностных, отчасти приповерхностных, условиях или вызванных наложенными гидротермальными процессами.

Поведение железа, его закисного и окисного соединений в породах поверхностных фаций лючобского комплекса изучалось С. И. Щукиным (1960б, 1963). Им было установлено, что различия в валовом содержании железа, помимо обычной зависимости от кислотности пород (рис. 55)¹, иногда обусловлены колебаниями в количестве основной массы породы, содержащей в тонко распыленном состоянии ге-

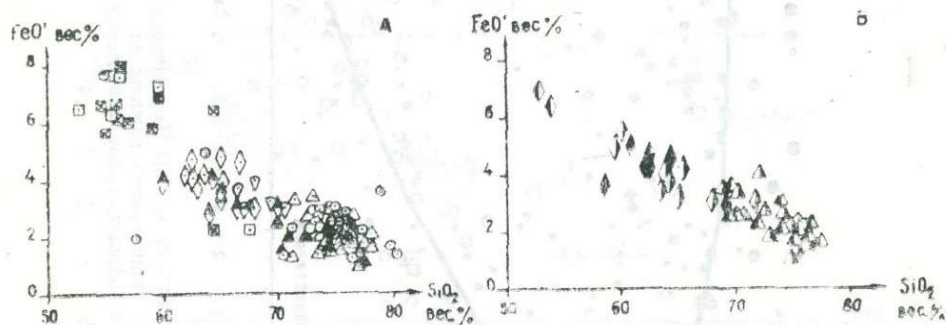


Рис. 55. Зависимость общего содержания железа ($FeO' = FeO + 0,9 F_2O_3$) от кремнезема в породах поверхностных и жерловых (А), субвулканических и гипабиссальных (Б) фаций лючобского интрузивно-вулканогенного комплекса. Условные обозначения на рис. 50.

матит, магнетит и сульфиды железа. Так, игнимбриты фельзитовых и липаритовых порфиров при одинаковых содержаниях кремнекислоты характеризуются разным количеством валового железа: FeO' от 1,8 до 3% в игнимбритах фельзитовых порфирах с большим количеством связующей пелловой массы, чем в игнимбритах липаритовых порфиров, в которых FeO' от 1,2—1,4 до 2%. От последних отличаются липаритовые (кварцевые) порфиры Лючобского нека (FeO' 2—2,2%), содержащие в числе порфировых выделений высоко железистый биотит.

Изменение коэффициента окисленности железа С. И. Щукин рассматривает на примере пород нижней дацитовой толщи, указывая, что в дацитовых порфирах интрузивных залежей типа «мантиевых жил» или «неудавшихся покровов» он равен 0,40, в излившихся дацитовых порфирах — 0,60, в туфолавах дацитовых порфиров — 0,65 — 0,66. Высокий коэффициент окисленности железа в игнимбритах фельзитовой или липаритовой толщ (0,73—0,72) С. И. Щукин объясняет

¹ Приводимый график (рис. 55), построенный в весовых процентах FeO' и SiO_2 , отражает те же закономерности, которые были выявлены С. И. Щукиным при расчетах атомных количеств железа.

тем, что эти породы формировались при более высоких парциальных давлениях кислорода, подтверждая высказанное Е. Н. Горечкой предположение об их образовании из раскаленных газовой-пирокластических потоков.

Наложенные гидротермальные изменения: карбонатизация и серицитизация, обычно проявленные в породах поверхностных фаций лючобского комплекса вблизи позднегерцинских разломов, по Щукину не сказывались существенно на содержании петрогенных элементов. Наиболее чувствительным являлось железо. При окислительно-восстановительных реакциях, сопровождавших гидротермальный метаморфизм, происходило частичное восстановление окисного железа, входившего в состав гематита. Небольшая часть закисного железа, не связанная в карбонаты, выносилась из пород, вызывая некоторое уменьшение валового количества железа.

В заключение необходимо еще раз остановиться на одной из характерных особенностей кислых пород лючобского комплекса: пересыщенности пород глиноземом, находящейся в обратно-пропорциональной зависимости от содержания щелочей (рис. 49). Во всех случаях накопление глинозема связано с выносом щелочей. Одной из причин последнего можно предполагать освобождение легкоподвижных компонентов при раскristаллизации пепловых частиц основной массы, иногда стимулируемой гидротермальными процессами (Наседкин, 1963). Для игнимбритовых порфиров вынос щелочей не характерен, так как раскristаллизация происходила при достаточно высоких температурах, когда могли образовываться минеральные виды. Очевидно, вследствие хорошей раскristаллизации основной массы сильная пересыщенность глиноземом не часто встречается в кислых породах субвулканических и гипабиссальных даек.

Некоторые геохимические особенности пород

В породах всех фашиальных групп лючобского интрузивно-вулканогенного комплекса установлен широкий спектр элементов-примесей, определение большинства из которых проводилось лишь полуколичественными спектральными анализами. При этом анализы выполнялись в разных лабораториях: ВСЕГЕИ, ВИРГа, Управления геологии Совета Министров Таджикской ССР. Как показало сравнение результатов анализов указанных лабораторий, данные их по одним и тем же элементам практически несопоставимы, и для обоснованных геохимических выводов они не могут быть использованы. К настоящему времени имеются достоверные определения количественными химическими и перлово-люминесцентными методами содержаний в вулканогенных породах радиоактивных элементов (Щукин, 1968) и ряда элементов-минерализаторов (F, P). Что касается основной массы элементов-примесей (Pb, Mo, Sn, Be, Ni, Co, V, Cr, Zr, Cu, Zn, Ga, La, Y, Vb, Sr, Ba), установленных полуколичественными спектральными анализами, то на данной стадии их изученности они могут быть условно подразделены на ряд групп по отношениям к их кларковым величинам в кислых породах по А. П. Виноградову (1962). Большинство из перечисленных элементов-примесей (Be, Ni, Co, V, Cr, Zr, Cu, Ga, Sr) присутствует в породах лючобского комплекса в сопоставимых с кларками концентрациях. Намечаются в них, по сравнению с кларками, повышенное содержание Mo, Sn, и Yb (с коэффициентом концентрации 2—5) и пониженные количества Zn, La, Y и Ba. Такой порядок накопления элементов отмеченных групп сохраняется в породах всех

фаций лючобского комплекса. Более сложным распределением выделяется свинец, содержание которого уменьшается почти прямолинейно от вулканитов ранних фаз к поздним независимо от их состава. Максимальные количества свинца (до 0,015%) установлены в породах фельзитовой толщи, минимальные (0,001—0,002%) — в верхней дацитовой толще и в гранодиорит-порфирах субвулканических интрузий.

Радиоактивные элементы, как уже отмечалось выше, определены количественными методами анализа (уран — перлюво-люминесцентным, торий — колориметрическим). Особенности распределения урана и тория в породах поверхностных фаций были рассмотрены ранее С. И. Щукиным (1968), по данным которого и приводится их геохимическая характеристика (табл. 25)¹.

В породах кислого и умеренно-кислого составов содержание урана и тория не зависит от петрохимических особенностей, и закономерное изменение количества радиоактивных элементов в них происходит в процессе эруптивной деятельности. Это изменение четко проявлено в постепенном уменьшении средних содержаний урана и тория от ранних (фельзитовая толща: U $9,1 \cdot 10^{-4}\%$; Th $32 \cdot 10^{-4}\%$) к более поздним (верхняя дацитовая толща: U $5,3 \cdot 10^{-4}\%$; Th $17 \cdot 10^{-4}\%$) образованиям поверхностных фаций. В этот ряд вулканитов по убывающей активности урана и тория можно включить также породы трахиандезитовой толщи, формировавшейся в самую раннюю фазу вулканизма. По содержанию тория ($29 \cdot 10^{-4}\%$) они практически идентичны с игнимбритами фельзитовой толщи, а относительно низкие концентрации урана ($5,1 \cdot 10^{-4}\%$) объясняются, видимо, резким уменьшением кремнезема в породах трахиандезитовой толщи. Отмеченное уменьшение количеств урана и тория в породах происходит с близкой степенью дифференциации. Последнее подтверждается сходными величинами отношений $\frac{U_I}{U_{II}} = 1,71$ и $\frac{Th_I}{Th_{II}} = 1,90$ (где U_I, Th_I и U_{II}, Th_{II} — содержание их соответственно в фельзитовой и верхней дацитовой толщах). Близость степеней дифференциации урана и тория в ходе многофазной эруптивной деятельности обуславливает также незначительные изменения величин торий-урановых отношений (от 3,52 до 3,2).

В результате исследований В. И. Козырева и С. И. Щукина установлено, что большинство вулканитов жерловой, субвулканической и гипабиссальной фаций лючобского комплекса по содержанию урана и тория близки к синхронным им породам поверхностных фаций. Только отдельные группы пород этих фаций резко отличаются по радиогеохимическим характеристикам от своих поверхностных аналогов. Так, например, субвулканические гранит-порфиры выделяются повышенным содержанием урана ($9,0 \cdot 10^{-4}\%$) и тория ($40 \cdot 10^{-4}\%$) по сравнению с породами липаритовой толщи. А субвулканические интрузии гранодиорит-порфиры, наоборот, отличаются от пород верхней дацитовой толщи пониженным содержанием радиоактивных элементов (U $2,8 \cdot 10^{-4}\%$, Th $11,5 \cdot 10^{-4}\%$), что является дополнительным подтверждением уменьшения активностей урана и тория к концу вулканической деятельности.

Выявленные радиогеохимические характеристики пермских вулканитов и закономерное их изменение в процессе вулканизма могут быть использованы в качестве одного из существенных признаков при корреляции вулканитов различных фаций и обосновании их принадлежности к дацит-липаритовой формации.

¹ Содержания тория в приводимой таблице уточнены с учетом результатов анализов проб, собранных в последующие годы.

Сведения о геохимии элементов-минерализаторов в магматических породах представляют большой интерес при решении вопросов петрологии и металлогении. Однако изучение распределения элементов этой группы в вулканитах Южного Гиссара проводилось в небольшом объеме. Нами из элементов-минерализаторов исследованы фосфор и фтор, содержание которых определялось количественными химическими методами (табл. 25).

Фосфор в вулканитах лючобского комплекса распределен неравномерно и характеризуется весьма низкими содержаниями. Содержание P_2O_5 в рассматриваемых породах колеблется в широких пределах — от 0,02 до 0,24%, что соответствует 0,004—0,07% атомным (табл. 25). В минимальных количествах фосфор находится в туфах и игнимбритах фельзитовой (0,04—0,007%) и липаритовой (0,009%) толщ. В синхронных с липаритовой толщей кварцевых порфирах Лючобского некка и субвулканических гранит-порфирах намечается незначительное увеличение (до 0,013—0,02%) содержания фосфора. В других группах пород концентрация фосфора увеличивается с уменьшением их кислотности и составляет (в атомных %) в породах верхней дацитовой толщи — 0,015%, нижней дацитовой — 0,024%, трахиандезитовой — 0,053—0,07%. Наибольшее количество фосфора (0,07%), достигающее величины кларка этого элемента в кислых породах, установлено лишь в трахиандезитовой толще участка лючобского некка. По сравнению с породами верхней дацитовой толщи заметно повышенное содержание фосфора (0,04%) в гранодиорит-порфирах Овчикуракской субвулканической интрузии. Таким образом, основными особенностями в распределении фосфора в вулканитах лючобского комплекса являются следующие: 1) крайне низкое содержание фосфора в кислых и умеренно-кислых породах поверхностных фаций, в которых его количество в 1,5—17 раз ниже кларка пород соответствующего состава; 2) повышение содержания фосфора в породах жерловых и субвулканических фаций по сравнению с их поверхностными аналогами.

Фтор по своему поведению в процессе вулканизма обнаруживает весьма близкие черты сходства с фосфором. Распределение фтора в породах фельзитовой, нижней дацитовой и липаритовой толщ рассматривалось в специальной статье А. К. Мельниченко и В. В. Могааровского (1967) на основе статистической обработки материалов Е. Н. Горюхой (1957). В последнее время значительное количество определений фтора в пермских вулканитах было выполнено С. И. Щукиным.

Сравнение результатов анализов различных лет (1950—1954 гг. и 1965—1970 гг.) показало их полную несходимость. В целом, по новым данным, содержание фтора в породах отмеченных толщ почти на порядок ниже ранее опубликованных (табл. 25). Это объясняется, видимо, грубостью прежнего (циркон-ализаринового) метода определения фтора. В настоящее время по ВСЕГЕИ разработан и применяется более точный метод, основанный на фотоколориметрическом определении фтора по ослаблению синей окраски комплекса тория с арсеназо I. В результате выполненных по этому методу анализов нами уточнены величины средних содержаний фтора в вулканитах.

Количество фтора в породах поверхностных фаций кислого состава ниже их кларка (0,08%) и составляет 0,018—0,048% (по прежним данным — 0,17—0,21%). В породах жерловых и субвулканических фаций фтор, как и фосфор, накапливался в большем количестве, чем в их поверхностных аналогах. В кварцевых порфирах Лючобско-

го некка и гранит-порфирах субвулканических даек концентрация фтора достигает 0,07—0,09%, а в гранодиорит-порфирах субвулканической фации — 0,057%. Максимальные содержания фтора (0,078—0,153%), превышающие его кларк в кислых породах, наблюдаются в породах трахиандезитовой толщи. При этом наиболее высокие количества фтора обнаружены в трахиандезитовой толще экзоконтактов ореола Лючобского некка, что отчасти связано с выносом фтора из вулканического жерла.

Количество фтора в вулканитах определяется содержанием минералов-концентраторов. Такими минералами-концентраторами являются слюды (биотит, реже мусковит и серицит) и акцессорные флюорит и апатит. Содержание акцессорного флюорита в породах фельзитовой, нижней дацитовой и липаритовой толщ, по данным А. В. Рабиновича (1959), составляет 0,005—0,009%, т. е. связанный с ним фтор должен составлять приблизительно 0,003—0,005%. Значительное количество фтора накапливается в акцессорном апатите, и эта часть фтора, равная 1/10 концентрации P_2O_5 в породе, является для всех вулканитов преобладающей. В слюдах значительная часть фтора содержится только в гранодиорит-порфирах и породах трахиандезитовой толщи Ханака-Суффинской площади. В целом новые данные по содержанию фтора хорошо согласуются с подсчетом баланса этого элемента по количественным соотношениям минералов-концентраторов ($\% F = 1/2$ флюорита + $1/10 P_2O_5 + \frac{1}{100}$ слюда).

Приведенные данные по распределению фтора и фосфора в вулканитах лючобского комплекса позволили выявить близкие черты их геохимического поведения в ходе вулканической деятельности. Для обоих рассмотренных элементов-минерализаторов характерны низкие величины концентрации в вулканитах дацит-липаритовой формации (за исключением пород трахиандезитовой толщи), относительно повышенные содержания в жерловых и субвулканических образованиях по сравнению с их поверхностными аналогами и зависимость от количества минералов-концентраторов. Кроме того, обращает внимание приуроченность максимальных концентраций фтора и фосфора к породам экзоконтактового ореола Лючобского некка, что связано с выносом значительных количеств элементов-минерализаторов из вулканического жерла. В заключение необходимо отметить, что низкие содержания фтора в вулканитах не отражают активности этого элемента в магматических очагах и соответственно не могут быть основой для отрицательного отношения к перспективам флюоритоносности дацит-липаритовой формации.

Глава IV

ЭНДОГЕННАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ, СВЯЗАННАЯ С ПЕРМСКИМ ВУЛКАНИЗМОМ

В пермских вулcano-тектонических структурах Южно-Гиссарской структурно-формационной зоны широко проявлена эндогенная минерализация. Эндогенные минеральные образования могут быть подразделены на две группы: автометаморфические (эпимагматические) и гидротермальные. Из них по интенсивности и масштабам развития резко выделяется гидротермальная минерализация позднепермского—раннегерманского времени.

Гидротермальные образования в отличие от автометаморфических размещены не только в вулканитах, но также и во вмещающих и подстилающих допермских породах.

Автометаморфическая минерализация

Автометаморфическая минерализация тесно связана с процессами эпимагматического изменения вулканогенных пород лючобского комплекса. Она представлена такими вторичными минералами, как альбит, карбонаты, хлорит, эпидот, серицит и мусковит, замещающими первичные минералы вулканогенных пород и характеризующимися широкой площадной распространенностью вне связи с разрывными структурами. К этой же группе относятся жильные минералы: кварц, халцедон, кальцит, флюорит, выполняющие миндалины в пузыристых игнимбритах и внутренних полостях вулканических бомб.

Альбит развивается по порфиловым выделениям плагиоклаза и ортоклаза всех вулканогенных пород. При этом плагиоклазы дацитовых порфиров и гранодиорит-порфиров замещаются полностью или образуют каемку альбита (№ 5—10), а ортоклаз игнимбритов липаритовых и фельзитовых порфиров—шахматным альбитом. Макроскопически альбитизированные порфиновые выделения плагиоклазов отличаются от неизмененных сероватых, зеленовато-серых разностей своими розоватой и розовато-красной окрасками. Автометаморфическая альбитизация наиболее интенсивно проявилась в покровах дацитовых порфиров, где она распространена в виде «пятен» площадью до нескольких сот квадратных метров. В альбитизированных дацитовых порфирах изредка встречаются мелкие прожилковые обособления альбита. Описанный тип альбитизированных пород нельзя включать в группу широко распространенных в Южном Гиссаре натровых метасоматитов, формировавшихся в гидротермальных условиях и приуроченных к разрывным структурам.

Вторичные хлорит (пеннин), карбонаты и эпидот преимущественно развиты в дацитовых порфирах, андезитовых порфиритах и гранодиорит-порфирах, где они образуют псевдоморфозы по порфиловым

выделениям плагиноклаза, пироксена и реже биотита; совместно с этими минералами встречаются также в незначительных количествах гематит и магнетит. Наиболее неустойчивым в условиях автометаморфизма является пироксен, который в дацитовых порфирах почти полностью разложен и замещен агрегатом упомянутых минералов, иногда бесцветным серпентином.

Серицит в большей части вулканитов распространен в незначительном количестве и замещает порфиновые выделения плагиноклаза и реже биотита. Более интенсивно серицитизация проявлена в породах экструзивных фаций и в гранодиорит-порфирах Ходжинской интрузии, в которых наряду с серицитом довольно часто встречаются таблички мусковита, образующего псевдоморфозы по полевым шпатам и биотиту.

Сравнительно широкое площадное распространение имеют серицитизированные породы жерловых фаций (кварцевые порфиры и их взрывные брекчии) в неках Лючобском, Нилу, Курмышханском и Горноханакинском. Серицитизация и мусковитизация довольно сильно проявлены и в обрамлении Лючобского нека во вмещающих породах трахиандезитовой толщи, и в гранит-порфирах субвулканических даек.

Рассмотренные автометаморфические (эпимагматические) процессы преобразования первичных минералов вулканитов сопровождаются частичным перераспределением отдельных петрохимических компонентов. Например, при серицитизации, карбонатизации и эпидотизации освобождается некоторое количество кремнекислоты, переотлагающейся в виде новообразований мелких (до 1—2 мм) линзовидных скопленных микроаллотриоморфнозернистых агрегатов кварца.

Гидротермальная минерализация

Проявления позднегерцинской гидротермальной минерализации Южного Гиссара, по данным металлогенических исследований Р. Б. Баратова (1959, 1966), Е. Н. Горецкой и Н. К. Морозенко (1962), Р. Б. Баратова, К. И. Литвиненко, Л. Н. Афиногеновой (1970) и др., расчленяются на ряд рудноминеральных ассоциаций: сульфидно-флюоритовую, кварцево-гематито-сульфидную, полиметаллическую и редкометальную. Предполагается, что широко распространенная в районе сульфидно-флюоритовая минерализация парагенетически связана с наиболее поздними пермо-триасовыми или триасовыми дайками субщелочного состава (Баратов, Кухтиков, Мушкин и др., 1970). Для других же рудноминеральных образований устанавливается пространственное совпадение с площадями интенсивного проявления пермского вулканизма.

Анализ пространственных отношений и некоторых геохимических характеристик позднепалеозойских (пермо—триасовых) гидротермальных проявлений и вулканитов различных фаций лючобского комплекса выявляет общность признаков, указывающих на их парагенетические связи. В качестве последних могут рассматриваться следующие геологические факторы:

1. Тесная пространственная связь вулканитов различных фаций и гидротермальных образований в пределах единых вулcano-тектонических структур — в дайковых полях (Варзоб-Кафирниганском, Семганском, Рамитском, Обигарм-Канязском, Лугурском, Муджихарфском), в главной вулканической депрессии и Курум-Ханакинском горсте.

2. Приуроченность вторичных кварцитов, халцедон-киноварной минерализации, характерных для вулканических процессов вообще, к субвулканической и жерловой фациям лючобского комплекса и вмещающим породам экзоконтактового ореола.

3. Возрастная близость вулканического и гидротермального процессов, устанавливаемая по широкому проявлению гидротермальной минерализации в позднепермское — раннетриасовое время.

4. Геохимическое родство позднегерцинских гидротермальных образований с пермскими вулканитами подчеркивается присутствием в последних в повышенных количествах таких элементов-примесей, как Ag, Mo, Pb.

С точки зрения геологической обоснованности выводов о парагенетической связи гидротермальной минерализации с определенным магматическим комплексом, существенным является отношение исследователей к генезису наиболее поздних (пермо-триасовых) даек субщелочных габброидов. Одни исследователи выделяют эти дайковые породы в самостоятельный монзонит—трахиандезит—трахидолеритовый формационный ряд (Баратов, Кухтиков, Мушкин и др., 1970) или формацию щелочных габброидов — щелочных базальтоидов (Тарасенко, 1968), другие считают их комагматичными с вулканитами лючобского комплекса, принадлежащими дацит-липаритовой формации (Щукин, 1960а; Морозенко и др., 1964). Дайки субщелочных габброидов являются внутриминерализационными и формировались позднее пермских кварцевых и кварцево-сульфидных жил, но до начала основного рудного процесса, с которым связано образование различных ассоциаций сульфидной и сульфидно-флюоритовой минерализации.

В связи с этим в данной главе будут рассмотрены гидротермальные образования, локализованные в пермских вулканических породах различных фаций и отчасти проникающие во вмещающие их породы. К тому же эта группа минеральных проявлений в имеющейся литературе по Южно-Гиссарской зоне практически не рассматривалась.

Минеральные ассоциации, развитые в пермских вулканитах, по соотношениям компонентов и способам их отложения подразделяются на три группы: жильную, метасоматическую и рудную.

Жильная минерализация

Одной из основных форм отложения гидротермальных образований являлось выполнение раскрытых трещин различных размеров, чем и определялись размеры жильных тел. В зонах минерализованных разломов всех типов большим распространением пользуются тонкопрожилковые (мощностью от первых миллиметров до нескольких сантиметров) обособления кварца, карбонатов, хлорита и эпидота, альбита, барита и ряда рудных минералов. Тонкопрожилковая минерализация обычно широко проявлена в зонах гидротермального метасоматоза. Жильные тела более крупных размеров сложены кварцем, карбонатом, баритом, эпидотом или же несколькими из перечисленных минералов в переменных количественных сочетаниях.

Ведущим минералом является кварц, жилы которого встречаются в покровах поверхностных фаций и в пределах всех дайковых полей. Кварцевые жилы приурочены преимущественно к субмеридиональным разломам растяжения третьего и более высоких порядков, реже — к разрывам субширотной и диагональной систем. Размеры кварцевых жил изменчивы, длина их колеблется от первых десятков метров до

нескольких сот метров при мощности от 0,1—0,5 до 1,10 м. Встречается также много крупных жил протяженностью от 1—3 до 10—12 км и мощностью от 3—5 до 50—70 м, иногда до 100—200 м. Такие жилы располагаются преимущественно в дайковых полях и приурочены к субмеридиональным сбросам растяжения (Прорабской, Замчурудской, Моговской, Яврозской, Рамитской и ряда других систем), реже — к субширотным сбросо-сдвигам (Кандаринскому, Бигарскому). Отдельные крупные кварцевые жилы пересекают и покровы лючобского комплекса в Каратагской, Ханака-Суффинской и Ханака-Лючобской площадях. Эти жилы совпадают также с зонами протяженных меридиональных (Окварцованного, Образцова и др.) и диагональных (Кварцевый) разломов и пересекают различные толщи карбона и перми.

Кварцевые жилы имеют простой состав, они полностью выполнены мономинеральным агрегатом кварца или же жильными брекчиями, состоящими из обломков вмещающих пород (до 50% объема) и кварцевого цемента. Из других минералов в незначительном количестве встречаются карбонаты, хлорит, гидрослюды. В жилах бассейнов рек Варзоб и Кафирниган часто устанавливается рассеянный флюорит, что определяется по повышенным содержаниям CaF_2 (0,1—9,0%). В жилах бассейнов рек Каныз, Хакими, Муджихарф в массе сливного кварца находятся щетки и друзы аметиста.

В кварцевых жилах содержание рудных элементов очень низкое, например, концентрация Pb, Ag, Cu, Zn, Mo составляет тысячные доли процента, лишь изредка отмечаются повышенные (0,01—0,02%) содержания Mo и Zn. На кварцевые жилы иногда наложены гидротермальные образования более поздних стадий минерализации — флюоритовой, полиметаллической. Известные промышленные месторождения флюорита тяготеют или совмещены с крупными кварцевыми жилами.

Кварцевая минерализация проявилась, видимо, в нескольких стадиях. Четко выделяется группа меридиональных кварцевых жил, секущих пермские вулканические покровы и, в свою очередь, пересекаемых более поздними дайками лампрофиров (в бассейнах рек Замчуруд, Сардай-Миона, Ходжа-Мафрач и др.). Более сложные соотношения меридиональных кварцевых жил отмечаются с дайками сиенитпорфиоров, которые иногда (в бассейне Замчуруд) образуют псевдопересечения.

В некоторых площадях (Каратагской, Ханака-Суффинской и Ханака-Лючобской) кварц сопровождается значительным количеством эпидота и образуются жилы сложного эпидото-кварцевого состава. Эпидото-кварцевые жилы пересекают осадочно-вулканогенные отложения карбона и переходят в эффузивно-пирокластические толщи лючобского комплекса. Наиболее протяженные (1—5 км) эпидото-кварцевые жилы находятся в зонах сбросо-сдвигов северо-западной и северо-восточной ориентировок (например, Эпидотового и Диагонального разломов). Эпидот часто слагает прожилки и мелкие линзующиеся жилы мощностью до 10—20 см и длиной до 100—200 м, широко проявленные в покровах нижней дацитовой толщи.

Карбонатные жилы довольно широко распространены в покровах, экструзиях и субвулканических интрузиях лючобского комплекса. Они имеют небольшие размеры: длина их колеблется от первых десятков метров до 100—300 м, мощность — от единиц и первых десятков сантиметров до 1—3 м. Карбонаты представлены большей частью кальцитом, реже — сидеритом и анкеритом. Карбонатная минерализация

следует после кварцевой. В карбонатных жилах в небольших количествах присутствуют кварц, хлорит, пирит, халькопирит.

Жильные выполнения барита и халцедона редки, обычно развиты в экструзивных и субвулканических телах и в их экзоконтактной полосе. Относительно крупные (мощностью до 1 м) линзовидные баритовые тела встречаются в обрамлении некка Нилу. Барит преимущественно находится в жилах сложного состава, совместно с кварцем, карбонатами и реже фторапатитом. Халцедон образует мелкие прожилки, изредка жилы мощностью до 20 см. В отдельных жилах халцедон интенсивно пропитан тонкораспыленным гематитом и приобретает розовато-красную окраску.

Гидротермальные метасоматиты

Рассмотренные жильные стадии минерализации сопровождались гидротермально-метасоматическими преобразованиями вмещающих пород. По активностям ведущих химических элементов процессы метасоматоза могут быть подразделены на три типа: щелочной, щелочно-кальциевый и кремнистый. С этими процессами метасоматоза связано формирование метасоматитов весьма разнообразного состава, распространенных во всех палеозойских силикатных породах Южного Гиссара. При этом породы лючобского интрузивно-вулканогенного комплекса выделяются широким проявлением в них щелочно-кальциевого метасоматоза и специфических кремнистых метасоматитов — вторичных кварцитов.

В группе кремнистых метасоматитов можно выделить два типа измененных пород: вторичные кварциты и окварцованные породы.

Окварцованные породы развиты в зальбандах кварцевых жил, в особенности в зонах милонитизации и катаклаза, в виде узких полос шириною до 5 м. Окварцованные разности пород лючобского комплекса характеризуются неполным (менее 50% объемных) замещением породообразующих минералов метасоматическим кварцем и насыщены микропрожилковыми выделениями кварца. Лишь изредка, в гранитоидах, околожилное окварцевание приводит к образованию монокварцевых метасоматитов.

Вторичные кварциты в Южно-Гиссарской зоне впервые установлены С. И. Щукиным в пермских вулканотектонических структурах зоны Боганского разлома и его южного крыла (в Курум-Ханакинском горсте). Здесь вторичные кварциты распространены в экзоконтактах некков экструзивных кварцевых порфиров (Курмышханского и Нилу) и субвулканических интрузий гранодиорит-порфиров (Ходжинской, Овчикуракской и Зачауской). Вторичные кварциты слагают ряд небольших тел размерами от 1×10 до 200×1000 м; форма их линзовидная, штокоподобная и пластовая. Большинство тел вторичных кварцитов представляет согласные с вмещающими породами залежи, лишь изредка встречаются секущие тела.

Вторичные кварциты развивались преимущественно по алевролитам вулканогенно-осадочной толщи лючобского комплекса, реже — по известнякам. При этом сами экструзивные и субвулканические породы подверглись лишь частичному окварцеванию. Во вмещающих вулканогенно-осадочных отложениях карбона вторичные кварциты размещены непосредственно в экзоконтактной полосе экструзий и субвулканических интрузий или же замещают породы обрушенных бло-

ков (например, в экстрезии Нилу), заключенных среди жерловых образований.

В верхней дацитовой толще во вторичные кварциты преобразованы туфы и туфобрекчии дацит-липаритовых и липаритовых порфиров, слагающих тектонический блок в зоне Богаинского разлома между Овчикуракской и Зачауской интрузиями гранодиорит-порфиров. Основная пластовая залежь вторичных кварцитов морфологически полностью соответствует покрову замещенных ими туфов липаритовых порфиров. Она имеет протяженность более 700 м при мощности 15—20 м и смята в синклиналиную складку, с падениями крыльев под углами 20—40°. Ряд небольших пластовых и крутопадающих секущих тел вторичных кварцитов имеется в покровах туфобрекчии и туфогенных пород.

По своим минеральным составам вторичные кварциты вулканотектонических структур могут быть подразделены на две фациальные разновидности: монокварцевые и каолинит-кварцевые (по Накovníку, 1954). Монокварцевые их разности развиты преимущественно по альеролитам и известнякам, а каолинит-кварцевые — в кислых вулканитах перми. Вторичные кварциты монокварцевой фации имеют микрогранобластовую структуру и простой минералогический состав. Они представлены микрозернистой кварцевой массой, включающей рассеянные чешуйки серицита, мусковита и иногда тонкораспыленные эмульсовидные выделения гематита.

Вторичные кварциты каолинит-кварцевой фации в отличие от монокварцевой разновидности характеризуются разнообразием структур и более сложным минералогическим составом. Структура кварцитов blastoporphiroвая, палимпсестовая порфирировая и кокардовая. Основная ткань микрогранитовой и криптокристаллической структур образована кварцем и находящимися в переменных количествах серицитом, каолинитом и рудными минералами. Порфириобласты составляют до 30% породы и представлены псевдоморфозами каолинита и хлорит-алюмофосфат-карбонатного агрегата, реликтами порфировых выделений кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза, а также единичными табличками мусковита. В качестве аксессуарных минералов встречаются апатит и циркон.

Вторичные кварциты обеих фаций имеют пеструю окраску (светло-серую, розовато-серую, красновато-коричневую, светло-розовую и сиреневую), обусловленную неравномерным распределением эмульсовидных выделений гематита.

При формировании вторичных кварцитов каолинит-кварцевой фации происходит вынос значительного количества основных петрогенных компонентов (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , K_2O и Na_2O); особенно высокая подвижность свойственна калию и натрию, содержание которых в отдельных участках уменьшается до первых сотых долей процента (табл. 29). По сравнению с неизменными породами верхней дацитовой толщи отмечается привнос кремнекислоты (максимальное содержание до 90%), фосфора (P_2O_5 до 1,00%) и фтора (до 0,34%). Вторичные кварциты, образовавшиеся по туфам липаритовых порфиров бассейна р. Арджанак (ручей Овчикурак), имеют следующий химический состав (средний из 10 анализов): SiO_2 80%, TiO_2 0,39%, Al_2O_3 10,42%, Fe_2O_3 1,18%, FeO 1,50%, MnO 0,03%, MgO 0,52%, CaO 0,93%, Na_2O 0,11%, K_2O 0,77%, P_2O_5 0,27%, S 0,01%, CO_2 0,16%, H_2O 0,34%, F 0,07% ппп 3,38%. Рассчитанная из средних содержаний формула породы (по Т. Барту) — $K_8Na_2Ca_8Mg_6Mn_{0,5}Fe^{2+}_{11}Fe^{3+}_8Al_{104}Ti_3Si_{683}P_2C_2O_{1581}(OH)_{19}$ наглядно иллюстрирует алюминий-кремниевый состав вторичных кварцитов.

В телах вторичных кварцитов местами проявлена рудная минерализация, наиболее распространенными из которой являются полиметаллическая и киноварная. Характеристика рудопроявлений приведена ниже.

Щелочные и щелочно-кальциевые метасоматиты относятся к образованиям различных фаций единого гидротермального процесса. Генетическая связь между ними устанавливается по геологическим условиям их размещения и по изменениям физико-химических характеристик среды и метаморфизующих растворов.

Изучение пространственных отношений щелочных (альбититы, калишпатизированные и аргиллизированные породы) и щелочно-кальциевых (серицит-карбонатных) метасоматитов позволило выявить вертикальную зональность по изменениям их состава. Последняя четко намечается в массивах гранитоидов в бассейнах рек Варзоб, Кафирниган, Каяз, Лугур—Газакцион и Муджихарф, где на глубину эрозионного вреза 1,5—2 км (снизу вверх по вертикали) происходит постепенное затухание натрового метасоматоза и увеличение активностей калия.

Такое зональное размещение натриевых и калиевых метасоматитов, как установлено многочисленными экспериментальными исследованиями (Johannes u. Winkler, 1965), обусловлено дифференциацией щелочей в связи с изменениями температурного режима в колонне метаморфизующих растворов. Отложение альбита происходит при более высоких температурах (400—500°C), а калишпата и слюд — при меньших температурах (ниже 400°).

Кальций в условиях щелочного метасоматоза характеризуется более сложным поведением. При общем хорошо проявленном возрастании его активности в близповерхностных средне-низкотемпературных условиях в отдельных случаях отмечается резкое увеличение кальция в натровых метасоматитах. Эти отклонения в поведении кальция объясняются колебаниями парциальных давлений углекислоты в ходе пульсационных тектонических подвижек.

Щелочно-кальциевые метасоматиты (серицит-карбонатные) пространственно близки с калиевыми метасоматитами (типа аргиллизированных пород) и образуют с ними ряд промежуточных разновидностей. В вулканитах лючобского комплекса щелочно-кальциевые метасоматиты являются главным типом гидротермально-измененных пород, тогда как щелочные метасоматиты развиты преимущественно в гранитоидах в пределах дайковых полей и на их флангах.

Щелочные метасоматиты представлены гидротермально измененными породами трех типов — альбититами, калишпатизированными и аргиллизированными породами. Из них детально изучались только альбититы (натровые метасоматиты), рассмотренные в работах Р. Б. Баратова и А. Х. Хасанова (1961, 1962); А. Х. Хасанова (1960, 1965), И. В. Мушкина и В. Б. Ромова (1962), Ю. А. Новосельцева (1967) и др. В последние годы большой материал по альбититам собран и проанализирован Л. А. Козюренко и С. И. Щукиным.

Натровые метасоматиты широко распространены в пределах дайковых полей дацит-липаритовой формации и приурочены к разрывам субмеридиональной и северо-западной ориентировок. Как отмечалось выше, эти же системы разрывов вмещают и дайковые тела. Процессы натрового и щелочного метасоматоза вообще на отдельных площадях проявлены и за пределами дайковых полей, на их флангах в удалении до 5—10 км. Однако и в этом случае размещение натровых метасоматитов определяется теми же системами разрывов, которые кон-

тролировали распределение дайковых полей. В возрастном отношении натровые метасоматиты, вероятно, также близки с дацит-липаритовой формацией. Они образовались позднее дайковых пород умереннокислого — кислого составов и, по мнению С. И. Щукина, являются почти одновременными с дайками сиенит-порфиров.

Натровые метасоматиты развиты в трещинных зонах с неравномерным проявлением жильной минерализации (кварцевой, реже хлорит-карбонатной). Они слагают линейные тела протяженностью от первых сотен метров до 1—3 км при ширине от 0,5—3,0 до 50—100 м.

Альбититы по минералогическому составу довольно просты и состоят на 80—90% из альбита и подчиненного количества хлорита, карбонатов и тонкораспыленного гематита (маггемита). Переход от альбититов к неизмененным гранитам постепенный. При альбитизации происходит привнос натрия и вынос кремнезема и калия (табл. 26, 30). Характерной геохимической особенностью является также окисление двухвалентного железа до трехвалентного с образованием магнитной разновидности гематита-маггемита.

Вверх по вертикали зоны натрового метасоматоза сменяются зонами калиевого метасоматоза, образуя промежуточные интервалы с сочетанием тех и других.

Среди калиевых метасоматитов выделяются две разновидности: калишпатизированные породы и аргиллизированные породы; те и другие преимущественно развиты в гранитоидах и часто на одних и тех же участках.

Калишпатизированные граниты (до ортоклазитов) встречаются в порфировидных гранитах Южно-Варзобского массива в бассейнах рек Семиганч, Оджук, Бигар и др. Здесь калишпатизация проявлена в зонах минерализованных разрывов, находящихся нередко в непосредственной близости к зонам натрового метасоматоза. В калишпатизированных гранитах ортоклаз пропитан тонкораспыленным гематитом. Этот гематит, в отличие от маггемита натровых метасоматитов, имеет меньшую магнитность.

Аргиллизация развита вдоль минерализованных разрывных нарушений в виде полос шириною до 50—100 м и протяженностью в первые километры, иногда до 10 км. Аргиллизация пространственно большей частью сопряжена с кварцевыми жильными образованиями, что устанавливается по расположению полос аргиллизированных пород вдоль многочисленных субмеридиональных кварцевых жил в бассейнах рек Варзоб и Кафирниган. Сравнительно реже наблюдается аргиллизация как околожильное изменение в зальбандах карбонатных жил.

Аргиллизированные породы выделяются своими светлыми тонами окраски. К главным метасоматическим минералам аргиллизированных пород относятся гидрослюда, глинистые минералы и пирит. В них в переменных количествах присутствуют карбонаты и хлорит. Количество вторичных минералов в аргиллизированных породах не превышает 20—25%.

В процессе аргиллизации гранитоидов отдельные петрогенные компоненты претерпевают существенные перемещения (табл. 27, 30).

Как видно из приведенных данных, при аргиллизации гранитов происходит вынос почти всего натрия и значительной части кремнезема, резко возрастает содержание калия, в меньшей степени — кальция, алюминия и углекислоты. Отмечается также увеличение содержания фтора (до 0,15%).

Щелочно-кальциевые метасоматиты представлены карбонатизированными и серицитизированными породами, являющимися главными гидротермально измененными разновидностями всех вулканитов дацит-липаритовой формации. В последние годы метасоматическая минерализация этого типа установлена нами также в карбоновых и пермо-карбоновых гранитоидах в бассейнах рек Варзоб, Иос, Каяз, Муджи-харф и др.

Карбонатизация и серицитизация пространственно тесно связаны с жильной карбонатной минерализацией дорудных стадий и проявились после окварцевания и эпидотизации. Протяженные (до 2—5 км) зоны карбонатизированных и серицитизированных пород прослеживаются вдоль межпластовых срывов в нижней дацитовой и фельзитовой толщах. Ряд таких зон шириною от 5—10 до 50—100 м находится на правом берегу р. Ханака, где они следуют по контактам субвулканической интрузии микрогранитовых дацитовых порфиров.

Карбонатизированные и серицитизированные породы макроскопически выделяются светлыми тонами окраски. Они состоят на 50 и более % из реликтов порообразующих минералов и переменного количества метасоматических минералов, представленных карбонатами (1—8%), серицитом (2—6%, иногда до 28%), хлоритом (1—3%), в меньшей степени альбитом и пиритом (табл. 28). Ведущими из них являются карбонаты и серицит, находящиеся почти во всех измененных породах рассматриваемого типа. Объемные соотношения карбонатов и серицита варьируют в широких пределах, изредка в карбонатизированных и серицитизированных игнимбритах липаритовых порфиров (в бассейне ручья Гусхарф) происходит резкое уменьшение содержания карбонатов и соответственно постепенный переход к серицитсодержащим бескарбонатным метасоматитам. Из других минералов сравнительно широко распространен хлорит, в дацитовых порфирах и гранодiorит-порфирах нередко обособляющийся в хлорит-карбонатные метасоматиты.

Среди карбонатов резко преобладает кальцит, реже встречаются анкерит, доломит и сидерит. Серицит определяется как мелкочешуйчатая разновидность гидромусковита, иногда присутствует натриевый серицит-парагонит. Карбонаты и серицит метасоматически замещают полевые шпаты основной массы и порфировых выделений, пепловые частицы; при этом в основной массе пород происходит перекристаллизация кварца и увеличение его количества за счет кремнезема, освобожденного при разложении полевых шпатов. Например, в карбонатизированных и серицитизированных дацитовых порфирах количество кварца возрастает до 28—34% при значениях 17—20% в неизмененных их разновидностях (табл. 28).

В распределении метасоматических минералов относительно кальцитовых жил намечается определенная зональность, соответствующая правилам диффузионной зональности процессов околожильного метасоматоза (Коржинский, 1953). В серицит-карбонатных метасоматитах в идеальном случае проявлена следующая диффузионная зональность по направлению от неизмененных пород к кальцитовым жилам:

1. Неизмененные породы (дацитовые порфиры, игнимбриты и туфы фельзитовых и липаритовых порфиров и др.).
2. Кальцевый полевой шпат + плагиоклаз + биотит + хлорит + серицит + кварц + кальцит.
3. Плагиоклаз + биотит + хлорит + серицит + кварц + кальцит.

4. Биотит + хлорит + серицит + кварц + кальцит.
5. Хлорит + серицит + кварц + кальцит.
6. Серицит + кварц + кальцит.
7. Кварц + кальцит.
8. Кальцит (жильное выполнение).

Необходимо отметить, что процессы метасоматоза в пределах одних и тех же структур сильно усложнены влиянием различных факторов: 1) развитием сложной сети мелкой трещиноватости; 2) многостадийностью проявления разнотипной жильной минерализации; 3) предшествующим околожильному изменению автометаморфизмом пород и др. Таким усложнением процессов метасоматоза объясняется в большинстве случаев отсутствие в околожильно измененных породах отчетливо развитых диффузионных зон и резких границ между зонами. Во внутренней зоне измененных пород, примыкающей к кальцитовой жиле и достигающей ширины нескольких сантиметров, обычно присутствуют три минерала — серицит, кальцит и кварц. Кварц-кальцитовая зона полностью отсутствует или имеет очень незначительную (первые миллиметры) ширину, лишь в одном случае (в верховьях сая Мубарак) достигающую 30—40 см. Основной объем в зонах щелочно-кальцевого метасоматоза занимают минеральные ассоциации второй—четвертой и в меньшей степени пятой—шестой перечисленных групп.

При карбонатизации и серицитизации вулканогенных пород происходит изменение их химических составов. Как видно из подсчета баланса вещества (табл. 29) и формул пород (табл. 30), характерной особенностью процессов щелочно-кальцевого метасоматоза является вынос кремнезема (до 309 кг из 1 м³) и привнос кальция (до 82 кг в 1 м³) и углекислоты. Остальные петрогенные компоненты (Al₂O₃, TiO₂, K₂O, Na₂O и MgO) испытывают лишь местную миграцию в пределах зоны метасоматоза, уменьшение их количества в одних участках компенсируется увеличением в других. При этом значительные локальные концентрации (до 103 кг в 1 м³) свойственны для наиболее подвижных щелочных элементов калия и натрия. В отличие от щелочного метасоматоза щелочно-кальцевый не сопровождался общим привнесом щелочей, а наоборот в большинстве случаев происходил вынос калия и натрия или же их количество сохранялось близким к содержанию в неизмененных породах. Эта особенность в поведении щелочей находит четкое отражение в формулах пород (табл. 30). Например, количество ионов калия в стандартной ячейке измененных дацитовых порфиров равно 34—39, а в неизмененных их разностях — 39.

Специфической геохимической чертой щелочно-кальцевого метасоматоза, как это установлено С. И. Щукиным (1960б), является восстановление большей части окисного железа в закисное при одновременном частичном выносе железа. Коэффициент окисленности железа

($W = \frac{Fe^{3+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+}}$) в карбонатизированных и серицитизированных

породах уменьшается до 0,35—0,43 при значениях 0,55—0,71 в неизмененных вулканитах (табл. 31).

Физические свойства (удельный вес, объемный вес и пористость) карбонатизированных и серицитизированных пород также изменяются (табл. 31). Намечается незначительное (на 0,01—0,03 г/см³) возрастание удельного веса при одновременном уменьшении или увеличении объемного веса. Общая пористость в измененных дацитовых порфирах и игнимбритах фельзитовых порфиров возрастает на 0,33—

0,34%, а в игнимбритах липаритовых порфиров — более чем в два раза (на 3,34%). Наблюдается резкое увеличение эффективной (открытой) пористости.

Карбонатизированные и серицитизированные вулканогенные породы лючобского комплекса относятся к группе серицитсодержащих метасоматитов, образующихся при гидротермально-метасоматическом преобразовании алюмосиликатных пород, вмещающих мезотермальные месторождения большинства рудных элементов (Курек Н. Н. и Курек А. И., 1954). Они обнаруживают также некоторые черты сходства с аргиллизированными гранитоидами, отличаясь от последних подчиненным количеством монтмориллонита. Близкие минералогические составы этих двух групп гидротермально измененных пород объясняются, по-видимому, формированием их под воздействием сходных метаморфизирующих растворов, содержащих CO_2 , SO_2 , H_2S , F , Cl (Щукин, 1960б).

Присутствие в метаморфизирующих растворах F^- и Cl^- устанавливается по их значительному содержанию (до 0,3 мг в 100 г образца) в жидких включениях в жильных кальцитах. Метаморфизирующие растворы не содержат в заметных концентрациях такие рудные элементы, как Pb , Mo , Zn и Cu , количество которых в измененных породах даже уменьшается по сравнению с неизмененными породами.

Заканчивая рассмотрение щелочных и щелочно-кальциевых метасоматитов, необходимо отметить, что, несмотря на их генетическое единство, они резко отличаются по поведению щелочных элементов в процессах формирования метасоматитов отдельных фаций. Для натровых метасоматитов (альбититов) характерен существенный привнос натрия, калиевых метасоматитов (аргиллизированных и калишпатизированных пород) — калия, а в условиях образования серицит-карбонатных метасоматитов резко уменьшается активность этих элементов, и по их содержанию щелочно-кальциевые метасоматиты сопоставимы с неизмененными разностями пород. Такое направленное уменьшение активностей калия и натрия, как уже отмечалось выше, связано с их отложением в более глубоких частях зоны метасоматоза и резким уменьшением концентраций этих элементов в метаморфизирующих растворах, достигающих близповерхностных уровней.

Кроме рассмотренных трех основных типов метасоматоза в покровах вулканитов лючобского комплекса проявлен также кальциевый метасоматоз, выразившийся в эпидотизации пород. Эпидотизация особенно интенсивно развита в дацитовых порфирах нижней дацитовой толщи на участках распространения эпидотовых прожилков. Дацитовые порфиры эпидотизированы в виде узких полос шириною 1—10 см вдоль зальбанд эпидотовых прожилков. Эпидотизация предшествует карбонатизации и серицитизации, и нередко участки эпидотизированных пород обрамляют серицит-карбонатные метасоматиты.

Широкое проявление эпидотизации отмечается также в конгломератах базальной толщи, кератофирах трахиандезитовой (?) толщи и игнимбритовых порфирах фельзитовой толщи в бассейне р. Каратаг (гора Такабош) вдоль зоны диагонального северо-восточного разлома, получившего название Эпидотового. В базальной толще эпидотизация захватывает главным образом выполняющее вещество конгломератов и избирательно — некоторые гальки. В кератофирах и игнимбритовых порфирах эпидот в ассоциации с гранатом (гроссуляром) или, чаще, с хлоритом, кальцитом и флюоритом выполняет минералитовые пустотки, окруженные небольшими ореолами (с диаметром от 1—1,5 до 3—5 см) эпидотизированных пород, полости в вулканических бомбах и др.

Рудная минерализация

В вулканогенных породах лючобского комплекса размещены проявления рудной минерализации разнообразного состава. Из них в небольших концентрациях к настоящему времени установлены полиметаллическая, сурьмяно-ртутная, кварцево-киноварная, кварцево-медно-сульфидная, кварцево-медно-молибдено-сульфидная минерализации. Большинство рудопроявлений перечисленных типов минерализации находится в тесной пространственной связи с образованиями жерловых и субвулканических фаций.

Полиметаллическая минерализация преимущественно развита в контактовых зонах экструзивных тел и субвулканических интрузий, реже — на значительном удалении от них в покровах эффузивно-пирокластических пород. Эта группа минерализации представлена рудопроявлениями Нилу, Чашма-Санг, Калай-Джобыр, Обрывистое и рядом мелких жильных тел.

Рудопроявление Нилу приурочено к одноименной экструзии кварцевых порфиров. В экструзивном теле полиметаллическое оруденение проявлено в обрушенном блоке известково-алеволитовой пачки карбона. Осадочные породы этого блока сильно окварцованы, местами превращены в метасоматиты типа вторичных кварцитов. В них отмечается также неравномерная графитизация.

Полиметаллическое оруденение развито в субширотных зонах брекчирования протяженностью около 1 км, в которых оно сосредоточено в ряде мелких рудных тел мощностью до 3 м. На рудопроявлении выделяются гидротермальные образования двух стадий: 1) ранней кварц-графит-пиритовой и 2) поздней гизингерит-сульфидной. С ранней стадией связано образование метасоматитов с вкрапленностью пирита, а также небольших количеств арсенопирита, хлоантита, никелистого пирита и марказита.

В гизингерит-сульфидную стадию происходило отложение основной массы рудных минералов: сфалерита, галенита, блеклой руды, халькопирита, борнита. Из них преобладает галенит. Для сульфидов характерны концентрически зональные сростания (например, халькопирита с галенитом и тетраэдритом). Нередко зерна пирита зонально замещаются блеклой рудой, а последняя — ковеллином, замещившим халькопирит. Особо следует подчеркнуть присутствие специфического гидротермального минерала — гизингерита ($m F_2O_3 \cdot n SiO_2 \cdot p H_2O$), определенного Б. Б. Розиной. Гизингерит изотропный ($N=1,630 \pm \pm 0,005$), опаловидный, имеет переменную окраску (от светло-желтой до грязно-бурой), образует шаровидные агрегаты и скопления с рифленой поверхностью, содержит включения сульфидов и кварца. В гизингерите в повышенных количествах присутствуют As — 1%, P — 0,6%, Pb —0,5%, Cu —0,2%, Sb —0,1%, Mo —0,006%, Ag —0,002%.

В полиметаллических рудах рудопроявления Нилу наряду со свинцом и цинком в повышенных концентрациях находится ряд халькофильных элементов (Cu, Sb, Ag, Mo, Cd), иногда — P, As, Ni .

Рудопроявление Чашма-Санг находится на левом водоразделе ручья Зачау, вблизи одноименного угольного месторождения. Полиметаллическое оруденение локализовано в зоне субширотного разлома, прослеживающегося в покровах липаритовой и верхней дацитовой толщ на расстоянии около 1 км над скрытой апикальной частью Зачауской и Овчикуракской субвулканических интрузий гранодиорит-порфиров. Основное рудное тело расположено в игнимбритах липаритовых порфиров. В зоне разлома игнимбиты сильно окварцованы и

карбонатизированы на ширину до 7 м, пересечены жилами кальцита мощностью до 1 м. В кальцитовой жиле и измененных игнимбритах присутствуют вкрапленные сульфиды: галенит, пирит, сфалерит (от клейофана до марматита), халькопирит, блеклые руды, арсенопирит, изредка — молибденит и иордизит. Основным рудным минералом является галенит, образующий концентрации с содержаниями свинца до 0,8%. Среди остальных элементов в заметных количествах (до 0,05%) присутствуют Mo и Zn. Из жильных минералов кроме кальцита встречаются железистые хлориты: рипидолит ($Ng=1,630 \pm 0,005$) и тюрингит ($Ng=1,646 \pm 0,005$).

Из других проявлений полиметаллического оруденения следует отметить кварцево-карбонатно-баритовую жилу в верховьях ручья Заचाу. Эта жила северо-восточной ориентировки пересекает игнимбриды липаритовых порфиров; мощность ее до 1 м, протяженностью около 100 м. Жила содержит довольно густо вкрапленный галенит.

Рудопроявление Калай-Джобыр расположено между кишлаками Яккатут и Калай-Джобыр, вблизи Курмышханского некка; оно представлено кварцево-кальцито-баритовой жилой, прослеживающейся в известняках нижнего карбона. На рудопроявлении имеются следы древних выработок, в отвалах которых встречаются обломки кварцево-кальцито-баритовых жил с вкрапленностью галенита, блеклой руды, халькопирита, сфалерита, а также пород с обильными налетами малахита, азурита, хризоколлы, англезита и церуссита. На участке рудопроявления в зоне Предгорного разлома развиты эксплозивные брекчии дацит-липаритового состава и вторичные кварциты.

Учитывая установленную в последние годы пространственную связь рудопроявления Калай-Джобыр с породами жерловой фации дацит-липаритовой формации, следует ожидать здесь локализацию скрытых рудных тел возможно значительных размеров. На площади рудопроявления выявлены также широкие ореолы рассеянной ртутной минерализации.

Рудопроявление Обрывистое находится на левом склоне долины ручья Дальний — левого притока р. Ханака. Оруденение приурочено к туфогенным конгломератам андезитовой толщи карбона и секущим их дайкам кварцевых альбитофиров. По данным Е. Н. Гонецкой, рудопроявление состоит из четырех кварцево-баритовых жил субширотного простирания; протяженность жил 25—45 м, мощность 0,1—0,7 м. Жилы в основном сложены баритом, а кварц присутствует в незначительном количестве в зальбандах жил. Рудные минералы (галенит и сфалерит) находятся в виде вкрапленности в жильной массе и лимонитизированных альбитофирах. Содержание свинца в рудах достигает 4,0%, цинка — 1,40%.

Сурьмяно-ртутная минерализация представлена месторождением Канчоч и рядом мелких проявлений в других вулканотектонических структурах (например, Ширкентский). В настоящее время хорошо изучено месторождение Канчоч, приуроченное к одноименному экструзивному телу. Основные рудные тела месторождения размещены в окварцованных и аргиллизированных эксплозивных брекчиях кварцевых порфиров, а более мелкие рудные гнезда и линзы развиты также в терригенных толщах верхнего палеозоя. На участке месторождения в более глубоких горизонтах распространены вторичные кварциты мусковит-каолинит-кварцевой фации. По данным Б. В. Ивенсена, А. В. Коревкина, Н. С. Мудрогиной, Н. А. Гнутенко, В. Н. Куземко и Э. А. Портягина на месторождении последовательно проявились четыре стадии минерализации: а) кварц-арсенопирит-

товая (с леллингитом, пиритом, пирротином); б) кварц-марказит-сфалеритовая (с пиритом, тетраэдритом); в) кварц-антимонитовая (с бурнонитом, каолинитом); г) киноварь-реальгар-аурипигментовая (с кварцем, кальцитом, флюоритом, каолинитом).

Кварцево-киноварная минерализация проявлена в южном крыле Боганского разлома, в бассейнах рек Арджанак, Зачау и Суффа. Здесь находятся рудопроявления Верхний Арджанак, Зачау-I, Зачау-II, Чашма-Сагг и Суффа. Из них первые четыре приурочены к пластовым телам вторичных кварцитов, а рудопроявление Суффа — к брекчиям северного контакта субвулканической интрузии гранодиорит-порфиров.

По данным Х. Х. Джалилова, на рудопроявлениях Верхний Арджанак, Зачау-I, -II и Чашма-Сагг развита тонкорассеянная киноварная минерализация. Киноварь присутствует в виде рассеянной вкрапленности в кварц-халцедоновых и диккит-кварцевых прожилках и во вторичных кварцитах. На рудопроявлении Суффа киноварь образует более густую вкрапленность в окварцованных брекчиях.

Кроме описанных рудопроявлений выявлены также многочисленные широкие первичные ореолы рассеяния ртути с содержаниями металла от десятитысячных до первых сотых долей процента. Такие ореолы размещены на площадях развития вторичных кварцитов вблизи отмеченных рудопроявлений и в обрамлении некков Нилу и Курмышханского.

Кварцево-медно-сульфидная минерализация является наиболее широко распространенной среди рудных проявлений, размещающихся в вулканогенных породах лючобского комплекса. Минерализация этого типа развита на больших площадях вдоль Шираталинского разлома и на восточной экзоконтактной полосе Лючобского некка. Здесь медное оруденение представлено преимущественно вторичными минералами: медной зеленью и реликтами борнита и ковеллина, пропитывающихся в виде обильных налетов тонкотрещиноватые породы трахиандезитовой(?) и фельзитовой толщ и гранит-порфиры даек. В зоне Шираталинского разлома медное оруденение выдержано на значительную глубину и из пермских вулканитов переходит в сплитовую толщу нижнего карбона, где локализованы рудные тела с содержанием меди более 5%. В целом, на правом берегу р. Варзоб можно выделить Гусхарфскую меднорудную зону, прослеживающуюся от кишлака Шафт-Мишгон до Лючобского некка на расстоянии около 5 км при ширине до нескольких сот метров.

За пределами отмеченной меднорудной зоны в пермских вулканитах встречаются мелкие кварцево-сульфидные жилы, содержащие иногда обильную вкрапленность халькопирита, борнита, халькозина и ковеллина. Такие жилы часто встречаются в вулканогенных толщах Ханака-Суффинской площади. В одной из кварцево-медно-сульфидных жил верховья сая Мубарак установлено повышенное содержание серебра и висмута (до 0,01%).

Кварцево-медно-молибдено-сульфидная минерализация. Проявления медно-молибденового оруденения в вулканогенных породах лючобского комплекса встречаются в ряде мест. Однако наибольшее распространение их отмечается только на Шираталинской площади, являющейся продолжением Гусхарфской меднорудной зоны. На этой площади рассеянная медно-молибденовая минерализация развита вдоль зоны Шираталинского разлома на расстоянии около 3 км и в западном контакте Лючобского некка. Повышенные концентрации меди и молибдена (до 0,01%) фиксируются в окварцованных

и серицитизированных породах трахиандезитовой (?) и фельзитовой толщ, в кварцевых порфирах Лючобского некка и дайках гранит-порфиров, пересеченных сетью разрывных нарушений и кварцевых жил. В пределах Шираталинской площади интенсивно проявлено окисление и первичные минеральные ассоциации практически не сохранились; изредка наблюдаются реликты молибденита и халькопирита. В значительных количествах встречается лишь пирит.

Мелкие гнезда и линзы с молибденитовой минерализацией встречаются и на других участках. Одно из таких тел с содержанием молибдена до 0,15% приурочено к покрову игнимбритов липаритовых порфиров горы Чиликак.

В пермских вулканогенных породах установлены также признаки проявления золоторудной и оловорудной минерализации. Повышенные концентрации золота отмечались в ряде кварцево-сульфидных жил на Ханака-Лючобской площади. На возможные связи оловянного оруденения с определенными вулканическими структурами указывает наличие шлиховых ореолов касситерита, тяготеющих к субвулканическим интрузиям гранодиорит-порфиров (Овчикуракской, Зачауской и Суффинской).

Учитывая недостаточную изученность рудоносности пермских вулкано-тектонических структур, можно полагать, что в них при проведении специальных поисковых работ могут быть открыты промышленные месторождения полиметаллов, ртути, молибдена, меди и, возможно, олова и золота.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ РАНИЕПЕРМСКОГО ВУЛКАНИЗМА В ЮЖНОМ ГИССАРЕ

Время и место образования лючобского интрузивно-вулканогенного комплекса и его принадлежность к группе формаций орогенной (поздней) стадии развития герцинского тектоно-магматического цикла рассматривались выше. Напомним, что проявлению раннепермского орогенного вулканизма в Южно-Гиссарской зоне предшествовал относительно короткий (60—70 млн. лет), но очень интенсивный период карбонового магматизма. В геосинклинальную стадию в намяре и начале башкирского века образовались мощные вулканогенные толщи кератофир-спилит-диабазовой и андезитовой формаций, сопровождаемые внедрением комагматичных интрузий габбро-плагиогранитовой формации. В инверсионную стадию, в среднем—позднем карбоне, произошло внедрение огромных масс гранитоидов гранит-гранодиоритовой и гранитовой формации.¹ Интрузии гранитоидов были внедрены в область поднятия, разделявшего в то время Южно-Гиссарский и Каракульский бассейны флишенаконпления (Горецкая, 1961).

Глубокий разогрев тектонически весьма активной геосинклинально-складчатой Южно-Гиссарской зоны предопределил существование в раннепермскую эпоху остаточных или регенерированных магматических очагов. Как бы повторяя главный ритм магматизма геосинклинального периода — основные (и средние) породы — гранитоиды, эти магматические очаги ритмично поставляли гибридный субщелочной, в значительной степени перерожденный базальтовый расплав и палингенную выплавку, близкую по составу к гранитной эвтектике (табл. 32). В общем ряду магматических формаций Южно-Гиссарской зоны, последовательно сменявшихся от известковых к щелочно-известковым сериям (Баратов, 1966), раннепермская дацит-липаритовая формация (латит-липаритовая субформация) принадлежит к известняково-щелочной серии со сравнительно небольшими колебаниями в содержании щелочей и резкими колебаниями в содержании извести в зависимости от кислотности пород (табл. 23, рис. 54).

Раннепермская вулканическая деятельность в Южном Гиссаре началась после полного замыкания последних флишево-молассовых и флишевых прогибов и продолжавшегося дифференцированного и общего поднятия Южно-Тяньшаньской складчатой системы. Это время соответствует собственно орогенной стадии по Хайну (1964).

Вулканические впадины, в которых развивались раннепермские вулканические процессы, были заложены унаследованно. Они располагались на месте Южно-Гиссарского и Каракульского флишевых про-

¹ Названия формаций даны в соответствии с классификацией, использованной для Карты магматических формаций территории СССР (Харкевич, Москалева, 1969).

гибов, к югу и северу от разделявшего их поднятия, к которому в среднем и позднем карбоне были приурочены обширные очаги гранитообразования. Главная вулканическая впадина совпадала с северной частью Южно-Гиссарского флишевого прогиба. С севера она ограничивалась Ходжаобигармским и Северным разломами, которые и ранее контролировали размещение фаций грубого и дикого флиша, т. е. отмечали границу флишевого бассейна и поднятия. Южной границей вулканической впадины был более молодой раннепермский Курум-Ханакинский горст. Небольшие вулканические центры — Канчочский, Зиддинский, Сорбогский — находились на месте Каракульского флишевого прогиба, тяготея к его южной границе с поднятием.

По классификации А. А. Моссаковского (1969), такие тектонические структуры орогенного периода принадлежат к унаследованным межгорным прогибам «брахисинклинального типа» и характеризуются смешанным по составу и различным по происхождению наземным базальт-андезит-липаритовым вулканизмом.

С эпохой общей денудации, сопровождавшей поднятие складчатой системы, связано образование вулканогенно-осадочной базальной толщи, входящей в состав лючобского комплекса. Красноцветные отложения молассового типа, состоящие из продуктов разрушения местных пород, заполняли неровности рельефа. Отложение их происходило в континентальных водоемах, на что указывает характер находимых в них членистостебельных растительных остатков (Сикстель, 1964). Примесь пирокластического материала в осадочных породах, присутствие прослоев туффитов и туфов были обусловлены пробуждением вулканической деятельности к этому времени. Количественное соотношение осадочных и вулканогенно-осадочных пород базальной толщи с вулканогенными породами поверхностных фаций в разрезе лючобской свиты колеблется в широких пределах, от нуля в южной части главного вулканического поля до 4—7% в северной, достигая максимальной величины 20—30% в его западной части (рис. 5).

В развитии вулканического процесса отчетливо выделяются три последовательно сменявшие друг друга стадии: эффузивная, эффузивно-экструзивная, субвулканическая и гипабиссальная интрузивная. Поступавшие вулканические продукты разного состава на протяжении всех этих стадий ритмично чередовались друг с другом. Сначала породы субщелочного основного и среднего состава, потом умеренно кислые породы, изредка субщелочные средние породы, поочередно, в течение шести ритмов, сменялись породами кислого состава (табл. 33).

В зависимости от состава вулканического материала и стадий развития вулканического процесса находился характер его поступления на земную поверхность (табл. 33). В первые две стадии для субщелочных основных и средних пород и умеренно кислых пород характерен взрывно-эффузивный тип извержения с меняющимся, но более или менее равным количеством лав и пирокластиков. Внедрение силлов типа «мантиевых жил» или «неудавшихся покровов» происходило в виде расплава. В субвулканическую и гипабиссальную стадию в значительной степени дегазированная умеренно кислая магма не обладала большой механической активностью и в приповерхностных условиях выполняла полости, образованные в результате трещинной тектоники (штоки, силлы, дайки).

Кислые породы поверхностных фаций обязаны своим происхождением взрывному выбросу материала: в первую стадию при трещинном или линейном многовыходном, во вторую — при центральном типе извержения. Они слагали два примерно равных по площади (не

менее 650 кв. км) игнимбритовых покровов с мощностью первого покрова (фельзитовая толща) от 220—260 до 140—160 м, а второго (липаритовая толща) — от 450—520 м вблизи выходящих отверстий (жерл) вулканических аппаратов до 50—200 м в удалении от них. Закономерное изменение мощности обоих покровов позволяет рассматривать их в целом как два гигантских «пласта», некогда имевших горизонтальную или слабо наклонную платообразную поверхность. Для первого покрова общий объем выброшенного материала может оцениваться цифрой не менее 120—125 куб. км, для второго он не высчитывался, так как этот покров в значительной степени уничтожен эрозией. По строению покрова игнимбритов фельзитовых порфиров (иногда четко устанавливаемое повторение в разрезе пары туфы—игнимбриты) можно предполагать, что накопление эксплозивного материала фельзитовой толщи происходило, по крайней мере, в две фазы извержений со значительно ослабленной второй фазой.

Оба покрова сложены гетеролитовыми игнимбритами (Мартин, 1963), которые отличаются в различных по вертикали частях покрова, главным образом, структурными и текстурными признаками, отражающими степень их спекания.

В основании покрова игнимбритов фельзитовой толщи, там, где она залегает на отложениях базальной толщи, почти повсеместно находятся слабо литофицированные пепловые туфы. Они представлены спекшимися разностями (так называемыми фельзитами), если игнимбритовый покров лежит непосредственно на допермском основании. Наличие горизонта рыхлого пеплового туфа непосредственно в основании сваренных туфов ереванско-ленинканского типа А. И. Месропян (1951) объясняет отложением пепловых частиц на охлаждавшие их водосодержащие осадки. В лючобском комплексе пепловый материал отлагался в первом случае на осадках базальной толщи, во втором — на размытом допермском основании. Присутствие под игнимбритами тонкого слоя вулканического песка или туфа того же состава, что и игнимбриты, является, по Маршаллу (Marshall, 1935), одним из характерных признаков игнимбритовой природы покровов.

Выше пепловых туфов залегает покров игнимбритов фельзитовых порфиров, обладающих характерными структурными и текстурными признаками: линзовидными включениями обломков раскристаллизованного стекла, реликтовой пепловой микроструктурой основной массы, сферолитовой, гребенчатой, микрофельзитовой раскристаллизацией пепловых частиц и линзовидных включений стекла, псевдофлюидальной текстурой и др., указывающих, что они представляют собою спекшиеся туфы. В глубоких частях игнимбритового покрова фельзитовой толщи спекание пирокластического материала было столь интенсивно, что породы в значительной степени утратили следы пепловой структуры и местами приобрели облик излившихся пород (игнимбритовые порфиры).

Игнимбритовый покров липаритовой толщи в общем характеризуется тем же расположением гетеролитовых игнимбритов по мощности толщи. Однако между обоими покровами существуют и различия, вероятно, обусловленные некоторым изменением состояния очага кислой магмы, количества летучих и различной энергией извержения по мере развития вулканического процесса. Игнимбриты фельзитовых порфиров образованы, преимущественно, из кристалловитрокластических туфов, содержащих небольшое количество обломков кристаллов и пород, тогда как игнимбриты липаритовых порфиров представляют собою спекшиеся мелко-обломочные литокристалловитрокластические ту-

фы с большим количеством обломков пород, кристаллов и стекла. Соответственно этому игнимбритовые липаритовые порфиры подстилаются не пепловыми, а литокристалловитрокластическими туфами, местами переходящими в туфобрекчи, причем мощность туфов значительно больше. Также более широкое развитие туфы липаритовых порфиров имеют в верхней части липаритовой толщи.

Игнимбриды обоих покровов обладают столбчатой отдельностью. Особенно хорошо она выражена в игнимбридах, утративших следы пирокластического происхождения (игнимбритовых порфирах). Последнее связано с более высокой температурой, обусловившей полное спекание пепловых частиц. Подобное явление А. Н. Заварицкий (1947) отмечал в игнимбридах Армении: «... там, где столбы тоньше, частицы стекла сильнее расплющены и структура принимает вид флюидальной».

Указанные признаки игнимбритовых покровов фельзитовой и липаритовой толщ позволяют связывать их образование со свариванием раскаленного вулканического пепла или песка, отложенных при перемещении горячих газовой-пирокластических потоков. Для игнимбритового покрова фельзитовой толщи раскаленные газовой-пепловые потоки выносились из трещины разлома, может быть из многих выходов, расположенных линейно вдоль того же разлома. Игнимбритовый покров липаритовой толщи и ряд мелких покровов верхней дацитовой толщи, обнаруживающие признаки горизонтальной зональности, образованы из раскаленных газовой-песчаных потоков, поступивших из главного и ряда мелких вулканических центров. Такой способ образования игнимбритовых покровов впервые был наблюден К. Феннером (Fenner, 1923, 1937 и др.), интерпретирован П. Маршаллом (Marshall, 1935), впоследствии рассмотрен, развит и обоснован А. Н. Заварицким (1947, 1948 и др.), Ф. Р. Бойлом (1963), Р. Л. Смитом (1963), К. С. Россом (Ross, Смит, 1963), Е. Е. Милановским (Милановский, Короновский, 1963) и многими другими геологами.

В прошедшей дискуссии по вопросам происхождения игнимбридов было установлено, что возможны и другие способы образования игнимбридов или игнимбридоподобных пород (Влодавец, 1957, 1961, 1964; Vlodavetz, 1966; Сперанская, 1966 и др.). В гипотезе Феннера—Маршалла наибольшие сомнения вызывала реальность существования в раскаленных тучах (*nuée ardente*) достаточно высоких температур для сваривания пирокластического материала. Положительное решение этого вопроса приводится в работах Р. Л. Смита (1963), К. С. Росса (1963) и др. В этой связи можно привести малоизвестный пример сваривания гвоздей в раскаленном облаке вулкана Мон-Пеле, Мартиника, которое, как указывается (von Engel, Caster, 1952), не может быть достигнуто никакими современными термическими методами (рис. 56).

Эксплозивные выбросы в конце каждого ритма второй стадии завершались выжиманием в жерлах вулканических аппаратов весьма вязкой богатой летучими компонентами ультракислой магмы. В современном эрозионном срезе в жерлах вулканических аппаратов сохранились только более глубокие части выжатых на поверхность экстрезий (Лючобский, Курмышханский, Горноханакинский и другие неки).

В субвулканическую стадию, когда энергия вулканического процесса резко шла на убыль, дегазированная кислая магма внедрялась в готовые трещины отрыва, образуя отдельные дайки и дайковые поля. В бортах вулканических впадин поля кислых даек образовались в условиях гипабиссальной фации.

К одним из последних проявлений эндогенного процесса в Южно-

Гиссарской зоне в позднюю (орогенную) стадию относится широкое развитие гидротермальной деятельности, обусловившей появление га-ленито-флюоритовых, кварцево-сульфидных и кварцево-сульфидно-ге-матитовых месторождений и рудопроявлений, а также жильной мине-рализации эпидот-карбонат-кварцевого состава и метасоматитов крем-нистого, щелочного и щелочно-кальциевого типов. Парагенетическая связь отмеченных гидротермальных образований с нижнепермским вулканизмом точно не установлена, но на ее наличие указывает ряд

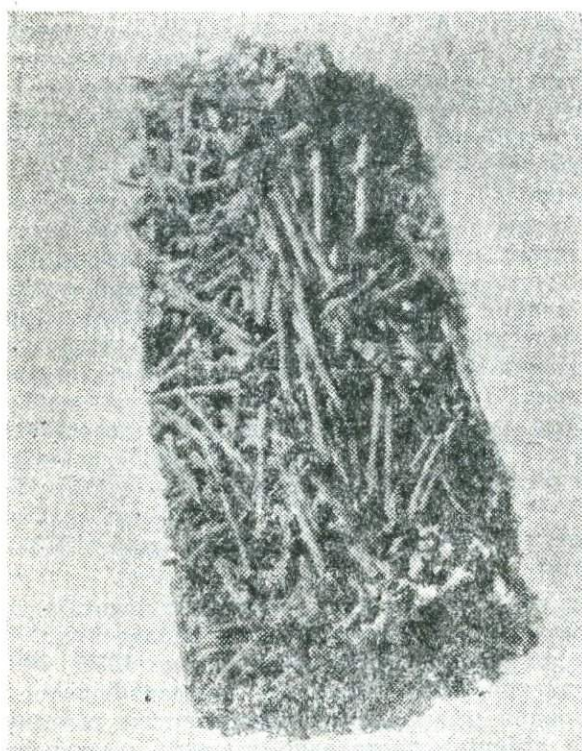


Рис. 56. «Игнибрит» из гвоздей. Гвозди, мгновенно сплавленные в твердую связанную массу раскаленным облаком (nuée ardente) Мон-Пеле, Сан-Пьер (Мартиника). Указывается, что трудно, если не невозможно, представить себе какой-либо современный термический процесс, при котором могла быть получена достаточно высокая температура, чтобы внезапно или в достаточно короткий интервал времени достигнуть того же результата (von Engeln, Caster, 1952).

их геологических и геохимических особенностей. Такими признаками являются их возрастная близость, тесная пространственная связь с приуроченностью гидротермальной минерализации к вулcano-тектоническим структурам, развитие вторичных кварцитов и некоторые черты минерало-геохимического родства, как, например, присутствие «сквозного» акцессорного флюорита и элементов - примесей — Ag, Mo, Pb, F и P.

В размещении позднегерцинской эндогенной минерализации значительную роль играли вулканические аппараты типа некков и дайковых полей, имевшие продолжительную связь с вулканическими камерами и очагами. Особо следует отметить значение дайковых полей, располагавшихся за пределами вулканической впадины в поднятых блоках. Системы даек в этих полях можно рассматривать как вулканические образования, развивавшиеся в зонах растяжения на глыбинах, приближенных к очагам. Зоны многократных растяжений, связан-

ные с вулканическими очагами, являлись одним из основных путей миграции летучих и гидротермальных растворов, приведших к формированию щелочных и щелочно-кальциевых метасоматитов, рудной и жильной минерализации различного состава. При этом ореолы гидротермальной минерализации имеют большие размеры по сравнению с дайковыми полями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Дациит-липаритовая формация Южного Гиссара по времени и тектоническим условиям образования относится к орогенной стадии развития герцинской Южно-Тяньшаньской геосинклинально-складчатой области. В ней отчетливо выражены как общие признаки формационного типа (Горецкая, 1962; Харкевич, Москалева, 1969), так и провинциальные особенности, обусловленные спецификой геологического строения региона.

1. Дациит-липаритовая формация Южного Гиссара представлена раннепермским лючобским полифациальным комплексом (конкретная формация по Кузнецову, 1964). Сочетание вулканогенных образований различных фаций глубинности — поверхностных и жерловых с интрузивными — субвулканическими и гипабиссальными позволяет называть лючобский комплекс интрузивно-вулканогенным. Несмотря на сравнительно широкое развитие гипабиссальных интрузий (даек), лючобский комплекс может быть отнесен к вулкано-плутоническим формациям только в самом общем значении слова, так как гипабиссальные интрузии (дайки) в нем соответствуют определенной (конечной) стадии вулканического процесса и по существу неразрывно с ним связаны (Горецкая, 1969а).

2. Образование вулканогенных пород поверхностных, жерловых и интрузивных (субвулканической и гипабиссальной) фаций лючобского комплекса происходило в закономерной последовательности, отражая общее скачкообразное падение энергии вулканического процесса. Эффузивная стадия в нем сменилась эффузивно-экструзивной, а последняя — субвулканической и гипабиссальной интрузивной.

3. Размещение вулканогенных образований различных фаций комплекса в палеотектонических структурах довольно определено. Покровы поверхностных фаций были распространены в крупной (до 1500 кв. км) вулкано-тектонической впадине, заложенной на месте северной части Южно-Гиссарского флишевого прогиба. По классификации А. А. Моссаковского (1969) эта впадина принадлежит к категории унаследованных межгорных прогибов «брахисинклинального типа». В этой же впадине происходило накопление раннепермских и пермотриасовых красноцветных континентальных моласс, предшествовавших и следовавших за вулканической деятельностью.

Палеовулканические реконструкции позволяют предполагать, что главное поступление вулканического материала, связанное с первой и началом второй стадии вулканического процесса, происходило из трещинных или центральных вулканов, расположенных вдоль северного края впадины по системе ограничивавших ее глубинных разломов. С мелкими вулканическими центрами, находившимися вблизи южного края впадины, связаны маломощные, непостоянные по простиранию, часто чередующиеся покровы конца второй стадии. К вулканическим

аппаратам центрального типа, т. е. к бортовым частям вулканотектонической впадины, приурочены жерловые фации. Такое же расположение жерловых фаций (экструзий) можно предполагать в унаследованных вулканических впадинах, цепочкой протягивавшихся на месте Каракульского флишевого прогиба.

Дайковые образования гипабиссальной фации распространены преимущественно в области поднятия, разделявшего главную и локальные унаследованные вулканические впадины. Они сконцентрированы в дайковых полях, тяготеющих к южному и северо-восточному краям поднятия. Размещение даек целиком определяется трещинной тектоникой, проявившейся в условиях продолжавшегося поднятия и растяжения.

4. Анализ закономерностей проявления орогенных магматических формаций в складчатых системах Тянь-Шаня (Горецкая, 1969б) показывает, что вулканогенным формациям орогенной стадии всегда предшествовали магматизм геосинклинальной и инверсионной стадий. В Южном Гиссаре почти весь каменноугольный период характеризовался интенсивными проявлениями базальтового и гранитоидного магматизма. Это свидетельствует о глубоком разогреве тектонически активной Южно-Гиссарской зоны, что определило существование остаточных или регенерированных магматических очагов, служивших источником вулканогенного материала дацит-липаритовой формации.

О генезисе дацит-липаритовой формации Южного Гиссара существуют две точки зрения. Одна из них а priori связывает разнообразие пород дацит-липаритовой формации с фракционной кристаллизацией гранитовой магмы. Другая предполагает, что умеренно кислые породы латитового типа и субщелочные основные и средние породы формации являются производными вторичной (перерожденной базальтовой) магмы, а кислые породы формации обязаны своим возникновением палингенной гранитовой магме, имевшей близкий к эвтектическому состав. Вопросы генезиса дацит-липаритовой формации Южного Гиссара не могут считаться решенными и требуют дальнейших, главным образом, геохимических исследований.

5. Дацил-липаритовая формация Южного Гиссара характеризуется ритмичным строением. В ней выделяются шесть ритмов, представленных образованиями разных фаций. Каждый ритм состоит из двух групп пород, сочетающихся в гомодромной последовательности: более ранней группы пород субщелочного основного и среднего или умеренно кислого состава и более поздней группы пород кислого состава.

6. Для эруптивного процесса дацит-липаритовой формации Южного Гиссара характерен высокий коэффициент эксплозивности, равный для периодов формирования фельзитовой, липаритовой и отчасти верхней дацитовой толщ 100, трахиандезитовой и нижней дацитовой толщ — 50. Из этих данных следует, что среди пермских вулканов Южного Гиссара отсутствовали их типично лавовые разности и резко преобладали эксплозивные и смешанные вулканы. Среди вулканитов были широко распространены мощные игнимбритовые покровы, полностью покрывавшие поверхность вулканотектонической впадины. Игнимбритовые покровы связаны в своем образовании с газово-пирокластическими потоками из протяженных трещинных, а позднее центральных вулканов. Покровы туфобрекчий, туфов и лав, связанные с центральными вулканами, были развиты сравнительно на небольших (до 200—400 кв. км) площадях.

Породы жерловых, субвулканических и гипабиссальных фаций

слагают экструзивные купола, малые по размерам субвулканические интрузии и дайковые тела, размещенные в локальных вулканотектонических структурах.

7. С дацит-липаритовой формацией парагенетически связана разнообразная эндогенная минерализация (жильная, метасоматическая и рудная), широко проявившаяся после затухания субаэральной вулканической деятельности. В настоящее время четко определилась приуроченность ряда рудных проявлений ртути, меди, молибдена и свинца к породам жерловой и субвулканической фаций. В процессе развития орогенного вулканизма создавались также благоприятные геологические условия для формирования сульфидно-флюоритового оруденения. Это следует из тесного пространственного совмещения сульфидно-флюоритовой минерализации с вулканотектоническими структурами, что находит свое отражение в локализации всех промышленных месторождений флюорита в борту главной вулканотектонической виадины и многочисленных его проявлений в области поднятия в полях распространения гипабиссальных даек.

Сложные фациальные соотношения орогенных вулканитов и наличие в них минерализованных разрывов с первичными или вторичными ореолами рассеяния золота и олова свидетельствуют о возможности выявления в отдельных вулканотектонических структурах также месторождений отмеченных элементов.

При оценке рудоносности орогенных вулканитов следует подходить к этому вопросу более широко, не ограничиваясь анализом эндогенной минерализации только в самих вулканитах, так как значительные минеральные массы могут быть размещены и в породах допермских формаций, находящихся в фундаменте и в обрамлении вулканических сооружений различных фаций.

ТАБЛИЦЫ

Результаты определения абсолютного возраста пород лючобского интрузивно-вулканогенного комплекса калий-аргоновым методом

Таблица I

№ п/п	Условия залегания	Название породы	Автор, год № пробы	Место взятия пробы	K %	Ar ⁴⁰ /г : 10 ⁻⁹	Ar ⁴⁰ K	Возраст в млн. лет	Лаборатория
1	Покров, трахандезитовая (?) толща	Дацитовый порфир	Н.К.Морозенко, 1950, № 103, 595а, 609а	Ручей Алыша-левый приток р.Лючоб	3,20	80,0	0,0205	336	ВСЕГЕИ
2	Покров, фельзитовая толща	Игнимбритовый фельзитовый порфир	Е.А.Худобина, 1953, № 147	Верховье долины р.Лючоб	2,46	44,7	0,0149	250	ВСЕГЕИ
3	Покров, нижняя дацитовая толща	Дацитовый порфир	Е.А.Худобина, 1953, № 145	Правый склон долины р.Лючоб(верховье)	3,09	46,3	0,0123	209	ВСЕГЕИ
4	Лючобский нект	Липаритовый (кварцевый) порфир	Н.К.Морозенко, 1953, № 6	Левый водораздел р.Лючоб	4,23	60,8	0,0118	201	ВСЕГЕИ
5	Субвулканическая интрузия Зачау	Гранодиорит-порфир	А.Т.Тарасенко, 1958, № 55I	Долина р.Зачау, левый склон	2,64	45,5	0,0138	240	ГИ АН СССР
6	Дайка	Гранит-порфир	Н.К.Морозенко, 1953, б/№	Верховье ручья Яйлек (бас. р. Лючоб)	3,81	63,2	0,0136	230	ВСЕГЕИ
7	Дайка	Гранит-порфир	Р.Б.Баратов и А.К.Мельниченко, 1961, № 9,	Устье р.Сардам-Миона	10,58	203	0,0157	264	ИГЕМ АН СССР
8	Субвулканическая (?) интрузия	Липаритовый порфир	В.А.Кутенев, 1968, № А-214	Вост.Каратегин, правобережье р.Сурхоб	3,43	58,92	0,0141	237	Управление геологии СМ Таджикской ССР
9	Субвулканическая (?) интрузия	Липаритовый порфир	В.А.Кутенев, 1968, № А-200	То же	4,65	75,77	0,0136	230	То же

Примечания. 1. Определение возраста в № 1-6, 8 и 9 производилось по породе, в пробе № 7 - по микроклину. Расчет возраста проводился по константам $\lambda_k = 0,557 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹, $\lambda_{\beta} = 4,72 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹, $K^{40} = 0,000122K$ (по весу).
2. № 1, 8, 9 - к лючобскому комплексу относятся условно.

Химические составы пород трахиандезитовой толщи содержания окислов в весовых %.

№ п/п	№ об- разца	Химические составы пород трахиандезитовой толщи содержания окислов в весовых %.																					
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	ППП	H ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	BaO	SO ₃	S	Cl	F	F=O ₂	Сумма
1	2	55,60	0,60	15,18	3,80	4,31	0,13	4,48	0,48	4,48	4,00	0,19	1,05	-	-	-	-	-	-	-	-	-	100,30
2	4	53,54	0,66	16,10	2,45	3,40	0,13	3,50	7,59	1,48	3,81	0,18	7,62	-	-	6,00	-	-	-	-	-	-	100,40
3	A-13a	55,76	0,74	14,12	3,42	3,20	0,08	4,60	6,24	5,11	4,03	0,36	1,00	-	-	0,87	-	-	-	-	-	-	99,53
4	6	53,16	0,86	14,28	4,15	2,67	0,18	4,35	8,14	3,04	4,00	0,23	1,46	-	0,55	2,95	-	0,02	-	-	0,10	-	100,35
5	6/9	54,56	0,61	14,88	2,33	4,37	0,16	4,21	7,52	3,37	3,71	0,07	1,55	-	0,59	1,80	-	-	0,01	-	-	-	99,74
6	6/1	54,98	0,64	15,40	2,61	4,34	0,15	4,65	6,35	3,44	4,44	0,20	1,85	-	0,65	0,35	-	-	0,01	-	-	-	100,06
7	173	57,00	0,77	15,92	3,53	4,41	0,13	4,05	5,84	2,23	4,71	0,36	0,36	-	0,03	0,18	0,16	0,07	-	-	0,65	-0,30	100,10
8	3	59,88	0,74	15,90	5,64	2,22	0,07	1,48	3,40	4,94	3,19	0,16	2,64	-	-	-	-	-	-	-	-	-	100,26
9	к-П	56,15	0,85	14,25	4,22	1,76	0,09	2,64	5,60	3,56	3,32	0,26	3,45	-	0,70	3,69	-	-	-	-	0,07	-	100,61
10	6/2	67,39	0,31	14,19	1,19	1,07	0,15	1,34	0,77	1,60	4,01	1,04	6,56	-	0,08	0,18	0,21	0,02	-	-	0,054	-	99,95
11	415a	56,98	0,77	17,26	2,06	4,21	0,09	3,57	5,30	1,45	4,67	0,40	2,48	-	0,48	-	-	0,08	-	-	0,36	-0,15	100,01
12	41	54,70	1,18	16,95	5,50	1,70	0,09	1,20	6,48	2,40	5,52	0,46	3,38	-	0,46	-	0,07	Не обн.	-	-	0,38	-0,16	100,31
13	45	64,72	0,57	11,89	3,63	3,12	0,05	1,72	4,84	3,05	4,47	0,10	0,84	-	0,28	0,39	0,26	0,11	-	-	0,25	-0,13	100,16
14	76	55,96	1,08	18,22	6,18	1,18	0,08	4,20	5,86	2,48	3,85	0,29	0,95	-	0,07	-	-	Не обн.	-	-	0,12	-0,05	100,47
15	75	59,60	0,13	22,37	0,52	1,71	0,06	1,85	2,80	3,23	6,31	0,30	0,56	-	0,32	0,28	0,20	0,07	-	-	0,30	-0,12	100,49
16	11 ^M	59,25	1,04	18,25	1,80	4,20	0,04	1,20	2,40	2,44	7,84	0,11	1,59	-	-	-	-	-	-	-	-	-	100,24
17	219	54,96	1,22	17,42	5,42	0,83	0,06	0,90	4,30	3,44	5,72	-	5,00	0,23	0,50	2,99	-	-	0,03	0,09	0,188	-	99,81
18	263	59,79	1,32	17,33	6,68	0,93	0,05	0,40	1,34	4,70	4,80	-	2,24	0,36	0,70	0,63	-	Не обн.	0,01	0,10	0,154	-	100,29
19	418	54,68	1,15	17,85	1,13	4,32	0,08	3,0	6,13	3,12	3,52	0,35	4,30	-	0,60	-	-	-	0,01	0,10	0,118	-	100,46
20	47	55,94	0,67	15,92	5,31	1,49	0,10	4,83	6,50	2,19	2,70	0,27	1,69	-	0,32	2,27	0,06	0,04	-	-	0,28	-0,12	100,46
21	77	56,40	0,93	16,56	7,95	0,78	0,09	3,86	3,08	1,06	4,31	0,64	2,26	-	0,46	0,60	0,16	0,10	-	-	0,30	-0,13	99,89
22	132a	63,70	0,54	18,15	2,66	2,53	0,08	1,37	2,30	3,86	2,98	1,00	-	0,27	0,20	0,18	Следы	0,13	-	-	0,30	-0,13	100,12
23	132b	55,20	1,08	17,00	3,69	4,39	0,13	3,20	5,20	3,18	3,22	0,80	-	0,25	0,33	2,10	0,14	0,20	-	-	0,30	-0,13	100,28

Примечание. Анализы произведены в химических лабораториях ВСЕГЕМ (1-3, 7, 11-25, 20-23), Северной экспедиции (8) и Таджикского геологического управления (4-6, 9-10, 16-19).

Таблица 3

Числовые характеристики пород трахиандезитовой

К таблицам 2 и 3

ТОЛЩИ

№ п/п	№ обр.	a	c	b	s	a'	r'	m'	c'	n	ψ	t	$\frac{a}{c}$	Q
1	2	15,3	2,2	20,2	62,3	-	36	37	27	63,5	16	0,9	7,0	8,2
2	4	9,6	7,1	15,7	67,6	-	39	41	20	37,5	15	1,0	1,4	8,9
3	A-13a	16,6	0,9	20,0	62,5	-	29	38	33	65,6	14	1,0	18,4	9,1
4	6	12,8	3,4	20,8	63,0	-	31	37	32	53,7	18	1,2	3,8	3,0
5	6/9	13,1	3,6	19,4	63,9	-	33	37	30	60,0	10	0,9	3,6	2,0
6	6/1	14,1	3,4	18,8	63,7	-	34	42	24	54,0	12	0,9	4,1	14,2
7	173	11,9	4,9	16,7	66,5	-	44	42	14	41,9	18	1,0	2,4	4,3
8	3	15,9	2,9	11,0	70,2	-	65	23	12	70,2	44	0,9	5,5	5,7
9	K-II	13,4	3,4	14,3	68,9	-	40	33	27	62,0	26	1,0	4,0	17,6
10	6/2	9,4	1,0	12,2	77,4	64	17	19	-	40,0	8	0,3	9,4	35,0
11	415a	10,6	6,9	12,8	69,7	2	48	50	-	31,5	15	1,1	1,5	11,3
12	41	14,3	5,1	12,5	68,1	-	54	18	28	40,2	40	1,6	2,8	2,5
13	45	13,0	1,3	13,3	72,4	-	46	21	33	50,5	23	0,7	10,0	17,5
14	76	11,4	6,9	14,6	67,1	-	47	50	3	50,0	38	1,3	1,7	4,5
15	75	16,3	3,4	12,3	68,0	57	17	26	-	44,1	3	0,1	4,8	-
16	11m	17,1	3,0	9,7	70,2	20	58	22	-	31,9	16	1,3	5,7	3,2
17	219	17,3	4,1	9,2	69,4	-	64	18	18	47,4	55	1,6	4,2	0,1
18	263	17,7	1,7	10,1	70,5	26	67	7	-	59,8	58	1,6	10,4	3,9
19	418	12,8	6,4	12,7	68,1	-	44	44	12	57,0	8	1,6	2,0	4,2
20	47	9,2	6,6	16,6	67,6	-	38	52	10	54,7	28	0,9	1,4	10,2
21	77	9,7	3,8	19,9	66,6	27	39	34	-	26,1	34	1,2	2,6	10,0
22	132a	12,5	2,8	12,8	71,9	46	36	18	-	66,6	17	0,6	4,8	15,0
23	132b	12,3	5,9	14,4	67,4	-	55	40	5	60,0	23	1,3	2,1	4,3

1. (Обр.2, Л.В.Григорьева). Трахибазальтовый порфирит. Кульджуазакская залежь.
2. (Обр.4, Л.В.Григорьева). Трахиандезитовый порфирит карбонатизированный. Кульджуазакская залежь.
- 3-10. Восточная залежь 3 (Обр.А-13а, С.А.Лесков). Трахибазальтовый порфирит. Верховье р.Суффа.
- 4-6. (Обр.6,6/9, 6/1, С.И.Щукин). Трахибазальтовый порфирит. Р.Арджанак.
7. (Обр.173, С.А.Лесков). Трахиандезитовый порфирит. Водораздел рек Арджанак-Зачау.
8. (Обр.3, Л.В.Григорьева). Трахиандезитовый порфирит. Водораздел рек Суффа-Зачау.
- 9,10. (Обр.К-II, 6/2, С.И.Щукин). Трахиандезитовый порфирит. Р.Арджанак.
11. (Обр.415а, Н.К.Морозенко). Андезитовый порфирит. Р.Лючоб.
12. (Обр.41, Е.А.Худобина). Трахиандезитовый порфирит. Р.Лючоб.
13. (Обр.45, Е.А.Худобина). Трахиандезитовый порфирит. Р.Лючоб, ручей Алып.
14. (Обр.76, Е.А.Худобина). Андезитовый порфирит. Верховье р.Замчуруд.
15. (Обр.75, Е.А.Худобина). Трахиандезитовый порфирит. Верховье р.Замчуруд.
16. (Обр.11 м, Л.В.Григорьева). Трахиандезитовый порфирит. Р.Замчуруд.
- 17,18. (Обр.219, 263, С.И.Щукин). Трахиандезитовый порфирит. Водораздел рек Яйлек-Замчуруд.
19. (Обр.418, С.И.Щукин). Трахиандезитовый порфирит. Ручей Ангорисай.
20. (Обр.47, Е.А.Худобина). Туф андезитового порфирита. Р.Лючоб, ручей Алып.
21. (Обр.77, Е.А.Худобина). Туф андезито-базальтового порфирита. Верховье р.Замчуруд.
22. (Обр.132а, Е.Н.Горещкая). Туфит. Р.Каратаг, гора Такабаш.
23. (Обр.132в, Е.Н.Горещкая). Туф порфирита. Р.Каратаг, гора Такабаш.

Химические составы пород фельзитовой толщи

№ п/п	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+	ППП	H ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	BaO	SO ₃	S	F	F=O ₂	Сумма
24	144 ^a	72,80	0,15	13,79	0,78	1,54	0,08	0,49	2,86	1,24	2,96	0,21	-	1,68	0,02	1,60	Следы	0,06	-	0,07	-0,03	100,30
25	138	70,55	0,07	17,91	1,15	0,29	0,03	1,14	2,20	1,81	2,42	0,48	2,41	-	-	-	-	-	-	-	-	100,46
26	318 ^B	57,83	0,08	21,31	1,45	0,65	0,09	1,19	5,27	4,57	2,08	0,42	4,89	-	-	-	-	-	-	-	-	99,84
27	100 ^{c-6}	79,82	0,92	11,12	0,60	1,12	0,08	2,15	0,48	2,46	0,66	0,10	0,55	-	0,02	-	Не обн.	-	Не обн.	0,27	-0,13	100,22
28	100 ^{c-5}	75,40	0,10	12,54	0,46	2,12	0,06	0,51	0,81	2,87	4,46	0,10	0,62	-	0,02	-	" "	-	"	0,40	-0,20	100,27
29	318 ^a	74,70	0,09	9,73	0,69	1,87	0,07	0,80	3,77	3,48	0,90	0,22	0,97	-	0,03	2,53	Следы	0,10	-	0,11	-0,05	100,01
30	2276	80,40	0,09	10,23	1,18	0,40	0,02	0,36	1,27	1,36	2,77	0,25	0,64	-	0,02	0,80	"	0,32	-	0,19	-0,08	100,22
31	1521	76,49	0,12	13,88	0,81	0,60	0,01	0,50	0,55	2,60	1,83	0,48	1,39	-	Следы	0,27	"	Следы	-	0,22	-0,11	99,64
32	89	75,32	0,18	13,69	2,14	0,83	0,05	0,68	0,78	1,58	3,00	0,50	0,77	-	0,02	0,50	0,17	0,03	0,03	0,05	0,02	100,30
33	101 _m	73,76	0,29	14,11	2,14	0,41	0,03	0,08	0,66	2,78	4,82	0,16	0,21	-	0,03	не обн.	0,26	0,34	-	0,30	-0,15	100,23
34	128 ^a	74,25	0,13	13,30	1,88	0,56	0,03	0,36	0,71	2,51	5,10	0,21	0,62	-	0,04	0,18	Не обн.	Следы	-	0,10	-0,04	99,94
35	386 ^e	73,63	0,16	13,83	2,18	0,70	0,03	0,25	0,81	2,63	4,95	0,20	0,91	-	0,05	-	Следы	"	-	0,13	-0,05	100,41
36	86	74,46	0,16	13,20	1,73	0,77	0,05	0,42	1,10	1,41	4,51	0,44	1,11	-	0,05	0,70	"	0,08	-	0,18	-0,07	100,31
37	282 ^B	71,20	0,16	15,24	1,91	0,61	0,02	0,44	0,45	2,00	7,00	0,33	-	0,80	0,06	0,22	0,03	0,09	-	0,12	-0,06	100,62
38	90	74,32	0,11	11,90	1,73	0,56	0,05	0,09	1,54	1,30	4,84	0,08	0,89	-	0,035	0,89	0,05	0,09	-	0,37	-0,17	99,79
39	227 ^e	72,90	0,29	13,00	1,72	0,57	0,06	1,15	1,05	2,59	5,37	0,28	0,72	-	0,02	0,36	0,03	0,02	-	0,14	-0,07	100,20
40	214 _n	74,35	0,16	13,09	1,52	0,50	0,05	0,43	1,48	2,50	4,68	0,31	-	0,34	-	-	0,01	0,03	-	0,16	-0,07	100,60
41	3129	73,32	0,15	12,75	1,74	0,88	0,05	0,60	0,97	3,15	4,68	0,30	0,53	-	0,05	0,62	0,12	0,13	-	0,22	-	100,26
42	68	77,28	0,14	12,42	1,91	0,46	0,03	0,29	0,64	0,88	4,30	0,32	0,85	-	0,02	0,20	0,04	0,08	-	0,12	-0,05	99,93
43	50	75,90	0,06	11,32	2,27	0,77	0,03	0,11	1,76	2,12	3,68	0,18	0,69	-	0,07	0,93	0,13	0,10	-	0,18	-0,10	100,20
44	344 _л	74,81	0,31	12,84	2,49	0,84	0,12	0,32	0,63	6,24	0,74	0,31	0,60	-	-	-	-	-	-	-	-	100,25
45	342 _л	73,02	0,38	13,80	0,81	2,19	0,06	0,70	0,50	5,60	1,14	0,29	1,54	-	"	-	-	-	-	-	-	100,02
46	343 _л	68,83	0,40	14,78	1,39	2,23	0,06	0,80	0,84	3,09	4,73	-	2,47	0,44	-	-	-	-	-	-	-	100,06
47	1721	75,00	0,07	12,70	1,56	0,46	0,03	0,32	1,96	2,24	4,06	0,12	0,50	-	0,02	0,64	0,07	0,04	-	0,10	-0,05	99,84
48	328/1	74,0	0,11	11,5	1,18	1,87	0,03	0,49	2,20	1,20	2,50	-	3,20	-	-	-	-	-	-	0,02	-	98,30

П р и м е ч а н и е. Анализы произведены в химических лабораториях ВСЕГЕИ (№ 24, 27-47), Северной экспедиции (№ 25-26), Таджикского геологического управления (№ 48).

Таблица 5

Числовые характеристики пород фельзитовой толщи

№ п/п	№ образца	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	ψ	t	a/c	q
24	I44a	6,9	1,0	11,9	80,2	76	18	6	-	38,5	6	0,2	6,9	45,6
25	I38	7,1	2,5	13,8	76,6	78	9	13	-	53,7	7	0,1	2,8	36,5
26	3I8л	14,3	7,0	7,1	71,6	40	29	31	-	77,1	19	0,1	2,0	7,6
27	I00c-6	5,7	0,5	11,5	82,3	59	13	28	-	84,8	4	0,8	11,4	52,7
28	I00c-5	12,3	0,9	5,1	81,7	39	46	15	-	48,9	8	0,1	13,7	37,9
29	3I8a	8,8	1,9	6,2	83,1	-	38	21	41	84,8	9	0,1	4,6	46,7
30	2276	6,8	1,4	5,2	86,6	64	25	11	-	42,3	17	0,1	4,9	58,2
31	I52I	7,8	0,6	10,2	81,4	81	11	8	-	68,8	6	0,01	13,0	46,6
32	89	7,4	0,9	11,4	80,3	69	21	10	-	44,8	14	0,2	8,2	44,9
33	I01m	12,5	0,8	6,1	80,6	64	34	2	-	46,8	28	0,3	15,6	35,4
34	I28a	12,3	0,8	5,5	81,2	54	37	9	-	42,5	28	0,2	15,4	37,2
35	386e	12,4	0,9	6,3	80,4	54	40	6	-	45,3	29	0,1	13,8	35,1
36	86	9,3	1,3	7,9	81,5	64	28	8	-	32,4	18	0,1	7,1	43,1
37	282в	14,0	0,5	7,4	78,1	62	28	10	-	30,2	21	0,2	28,0	27,7
38	90	9,8	1,9	4,6	83,7	50	46	4	-	30,0	32	0,1	4,1	45,9
39	227e	13,1	1,3	5,2	80,4	23	40	37	-	42,4	28	0,3	10,0	33,3
40	2I4п	12,0	1,7	4,0	82,3	40	42	18	-	44,4	30	0,1	7,1	38,9
41	3I29	13,4	1,1	4,3	81,2	22	55	23	-	50,5	34	0,2	12,2	34,5
42	68	7,7	0,7	9,0	82,6	73	22	5	-	23,3	17	0,1	11,0	49,1
43	50	9,8	2,1	3,7	84,4	25	70	5	-	46,6	50	0,1	4,7	47,1
44	344л	14,2	0,8	3,9	81,1	13	74	13	-	92,7	53	0,3	17,7	33,0
45	342л	13,3	0,6	6,9	79,2	45	39	16	-	88,2	9	0,4	22,2	31,2
46	343л	13,4	1,0	8,7	76,9	46	39	15	-	50,0	14	0,4	13,4	26,0
47	I72I	10,5	2,3	3,8	83,4	39	47	14	-	45,5	35	0,1	4,6	43,5
48	328/I	6,3	2,6	7,3	83,8	52	37	11	-	45,6	13	0,1	2,4	52,4

К таблицам 4 и 5

24. (Обр. I44a, Е.Н.Горещкая). Слабо карбонитизированный пепловый туф с лапилли. Р.Каратаг, гора Такабош.
25. (Обр. I38, С.И.Шукин). Слабо измененный сферолитовый туф. Правый склон долины р.Ханака.
26. (Обр. 3I8л, С.И.Шукин). Серицитизированный зеленовато-серый туф. Правый склон долины р.Ханака.
27. (Обр. I00 c-6, Е.Н.Горещкая). Вулканическая бомба. Р.Каратаг, гора Такабош.
28. (Обр. I00 c-5, Е.Н.Горещкая). Туфолава фельзитового порфира из "бомбового горизонта". Р.Каратаг, гора Такабош.
29. (Обр. 3I8a, Е.Н.Горещкая). Фельзитовая бомба из "бомбового горизонта". Водораздел рек Фатруф-Суффа.
30. (Обр. 2276; Е.А.Худобина). Вулканическая бомба. Верхнее р.Арджанак.
31. (Обр. I52I, Е.А.Худобина). Туфолава фельзитового порфира из "бомбового горизонта". Водораздел рек Ханака-Арджанак.
32. (Обр. 89, Е.Н.Горещкая). Фельзит. Водораздел рек Ханака-Лочоб, гора Суржу.
- 33-35. (Обр. I01т, I28, 386e, Е.Н.Горещкая). Игнимбрит фельзитового порфира. Р.Каратаг, гора Такабош.
36. (Обр. 86, Е.Н.Горещкая). Игнимбрит фельзитового порфира. Водораздел рек Ханака-Лочоб.
37. (Обр. 282в, Е.Н.Горещкая). Игнимбрит фельзитового порфира. Водораздел рек Фатруф-Суффа.
38. (Обр. 90, Е.Н.Горещкая). Игнимбритовый фельзитовый порфир. Водораздел рек Ханака-Лочоб, гора Суржу.
39. (Обр. 227e, Е.Н.Горещкая). Игнимбритовый фельзитовый порфир. Правый склон долины р.Лочоб.
40. (Обр. 2I4п, Е.Н.Горещкая). Игнимбритовый фельзитовый порфир. Правый склон р. Ханака.
41. (Обр. 3I29, Е.А.Худобина). Игнимбритовый фельзитовый порфир. Р.Зачау.
42. (Обр. 68, Е.А.Худобина). Игнимбритовый фельзитовый порфир. Р.Гусхарф, гора Чиликак.
43. (Обр. 50, Е.А.Худобина). Игнимбритовый фельзитовый порфир. Водораздел рек Лочоб-Варзоб, перевал Ширатала.
- 44, 45. (Обр. 344л, 342л, С.И.Шукин). Игнимбритовый фельзитовый порфир. Правый склон долины р. Арджанак.
46. (Обр. 343л, С.И.Шукин). Серицитизированная туфолава фельзитового порфира. Правобережье р. Ханака.
47. (Обр. I72I, Е.А.Худобина). Игнимбритовый липаритовый порфир. Ручей Богап.
48. (Обр. 328/I, С.И.Шукин). Игнимбрит фельзитовых порфиров. Левый склон долины р.Кафирниган, ручей Чинор.

Химические составы пород нижней дацитовой толщи

№ п/п	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	ппп	P ₂ O ₅	CO ₂	BaO	SO ₃	F	F=O ₂	Сумма
49	102 ^f	66,72	0,66	16,30	3,22	1,80	0,06	0,68	2,52	2,65	4,19	0,22	0,46	0,08	0,32	0,13	0,20	0,18	-0,09	100,30
50	284с	62,60	0,37	18,82	2,94	2,02	0,12	1,88	3,00	3,29	3,41	0,32	0,81	0,007	0,38	0,16	0,24	0,10	-	100,46
51	1203	65,02	0,52	13,36	3,28	1,87	0,04	2,30	4,32	3,53	2,35	следы	1,35	0,16	1,50	0,13	0,15	0,25	-0,13	100,20
52	2011а	62,04	0,40	18,20	2,11	2,33	0,08	1,59	3,46	2,86	3,28	0,30	2,21	0,02	1,01	0,20	0,13	0,08	-	100,30
53	218	63,56	0,53	15,14	2,50	2,00	0,09	1,96	3,86	3,89	3,23	0,25	1,55	0,16	1,14	следы	0,06	0,33	-0,14	100,11
54	94 ^a	68,20	0,46	14,97	1,88	1,33	0,04	0,51	2,68	3,03	2,67	0,23	2,60	0,15	0,32	0,05	0,02	0,12	-0,05	100,21
55	230 ^a	64,94	0,41	17,27	2,22	2,00	0,11	1,56	3,18	3,19	4,01	0,28	0,74	0,15	0,11	0,16	0,09	0,21	-0,09	100,54
56	607 ^a	62,60	0,40	16,17	3,07	1,38	0,04	0,88	5,56	2,87	4,00	0,40	2,23	0,24	-	-	0,02	Следы	-	99,86.

Таблица 7

К таблицам 6 и 7

Числовые характеристики пород
нижней дацитовой толщи

№ п/п	№ образца	a	c	b	a	a'	f'	m'	c'	n	ψ	t	$\frac{a}{b}$	q
49	102 ^f	12,0	3,1	9,1	75,8	40	48	12	-	48,9	30	0,7	3,9	24,5
50	284с	12,1	3,7	13,1	71,1	42	34	24	-	59,6	19	0,5	3,2	14,3
51	1203	11,0	3,5	10,4	75,1	-	45	38	17	70,0	28	0,6	3,0	24,7
52	2011а	11,3	4,3	11,8	72,6	41	35	24	-	56,8	19	0,5	2,7	18,3
53	218	13,6	3,0	8,8	74,6	13	48	39	-	64,9	22	0,6	4,5	19,0
54	94а	10,8	3,3	6,8	79,1	45	43	12	-	62,8	25	0,5	3,3	33,3
55	230а	12,8	3,8	9,2	74,2	29	42	29	-	55,3	21	0,5	3,4	19,0
56	607а	12,6	5,1	7,6	74,7	-	54	20	26	52,2	36	0,5	2,4	19,1

49. (Обр.102^f, Е.Н.Горещкая). Дацитовый порфир. Р.Каратаг, гора Такабаш.
50. (Обр.284с, Е.Н.Горещкая). Дацитовый порфир. Водораздел рек Фатруф-Суффа.
51. (Обр.1203, Е.А.Худобина). Дацитовый порфир. Р.Зачау.
52. (Обр.2011а, Е.А.Худобина). Дацитовый порфир. Р.Арджанак.
53. (Обр.218, Е.Н.Горещкая). Дацитовый порфир. Правый склон долины р.Ханака.
54. (Обр.94а, Е.Н.Горещкая). Дацитовый порфир. Водораздел рек Ханака-Личоб, р.Сурхку.
55. (Обр.230а, Е.Н.Горещкая). Дацитовый порфир. Правый склон долины р.Личоб, сай Койанхур.
56. (Обр.607а, Н.К.Морозенко). Дацитовый порфир. Водораздел рек Личоб-Ханака.

Химические составы пород диаритовой толщи

№ п/п	№ об- разца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+	ППД	H ₂ O-	P ₂ O ₅	CO ₂	BaO	SO ₃	S	Cl	F	F=O ₂	Сумма
57	827a	72,64	0,28	13,94	1,87	0,97	0,05	0,82	0,42	2,74	4,14	0,24	0,92	-	0,05	0,52	0,08	0,30	-	-	Следы	-	99,98
58	II27	75,39	0,10	12,58	1,18	0,40	0,04	0,32	1,68	2,00	3,54	0,42	-	0,79	0,03	1,21	Не обн.	Следы	-	-	0,18	-0,07	99,73
59	II23	77,96	Следы	11,14	1,07	1,11	0,03	0,38	0,76	1,36	4,70	Следы	-	0,92	0,032	0,30	0,03	0,24	-	-	0,16	-0,08	100,11
60	66	73,84	0,07	13,45	0,73	1,15	0,03	0,87	0,42	3,22	4,00	-	1,69	0,01	0,07	0,30	-	-	0,04	-	-	-	99,58
61	277 ^d	77,50	0,05	11,93	1,05	0,77	0,05	0,12	1,30	3,12	3,12	0,17	-	0,50	0,016	0,35	0,06	0,03	-	-	0,16	-0,08	100,21
62	613 ^a	76,31	0,18	12,21	1,47	0,66	0,02	0,93	0,76	0,84	4,35	0,57	1,29	-	0,04	-	-	0,04	-	-	0,30	-0,13	99,84
63	91 ^a	76,36	0,11	12,47	1,11	0,38	0,05	0,29	0,56	2,85	4,68	0,19	-	0,73	0,05	0,15	Следы	0,04	-	-	0,29	-0,12	100,19
64	2	73,47	0,06	13,99	1,42	0,79	0,08	0,33	1,58	2,15	4,24	-	2,22	-	0,05	-	-	-	0,02	-	-	-	100,40
65	252	73,80	0,09	12,84	1,53	0,25	0,12	0,26	1,60	2,95	4,34	0,21	-	0,98	0,08	0,93	0,03	0,01	-	-	0,15	-0,06	100,11
66	792	77,18	0,06	13,60	0,30	0,68	0,05	Следы	1,76	0,32	2,52	-	2,53	0,78	0,02	-	-	-	-	-	0,18	-0,08	99,90
67	II	75,52	0,12	13,03	0,57	1,37	0,05	0,12	0,91	2,98	4,37	0,15	0,58	-	-	-	-	-	-	-	-	-	99,97
68	5A-6	78,26	0,08	12,51	0,97	0,74	Следы	0,70	0,60	1,06	3,46	0,23	1,00	-	0,07	-	0,14	0,27	-	-	-	-	100,09
69	65	77,17	0,06	12,51	1,03	0,47	0,04	0,45	0,77	2,93	3,29	0,14	0,96	-	0,04	0,40	Следы	0,05	-	-	0,18	-0,08	100,41
70	246	75,45	0,07	13,13	0,58	1,08	0,01	0,12	0,59	2,92	4,57	-	1,40	0,15	0,08	0,16	-	Не обн.	0,02	0,05	0,062	-	100,02
71	II3/4	77,27	0,09	12,12	0,99	0,71	0,01	0,19	0,31	2,92	3,27	0,08	1,31	-	-	-	-	-	-	-	-	-	99,50
72	139	75,62	0,15	12,20	0,10	2,23	0,05	Не обн.	0,84	2,64	4,80	-	0,96	Не обн.	Не обн.	0,13	-	Не обн.	Не обн.	-	-	-	99,59
73	I26/I	75,20	0,15	11,36	0,96	1,90	0,06	" "	1,85	2,68	4,56	-	1,28	0,10	" "	0,57	-	0,02	0,02	-	-	-	99,52
74	III/4	76,66	0,05	12,38	1,26	0,61	0,04	0,35	0,78	2,42	3,68	-	1,30	0,03	-	0,61	0,21	0,02	0,03	-	0,029	-	99,92
75	I24/7	71,29	0,05	10,80	0,76	0,60	0,15	0,35	5,17	1,80	3,56	-	4,96	0,06	Не обн.	4,02	0,10	Не обн.	0,06	-	0,013	-	99,62
76	II3/2	73,55	0,05	12,71	0,89	0,61	0,07	0,30	1,87	2,80	4,00	-	2,85	Не обн.	0,015	1,23	0,12	0,03	0,01	-	0,012	-	99,96
77	138	76,25	0,15	11,75	0,22	1,47	0,07	0,35	0,67	3,44	3,80	-	1,38	-	-	0,31	-	-	-	-	-	-	99,55
78	3	74,73	0,015	13,61	0,81	0,79	Следы	0,20	0,56	3,36	4,38	0,10	1,36	-	0,04	-	-	-	0,03	-	-	-	99,775
79	I738	71,51	0,23	14,19	2,77	0,78	0,03	0,41	1,31	3,16	4,02	0,32	1,08	-	0,02	-	0,03	Не обн.	-	-	0,18	-0,07	99,97

П р и м е ч а н и е. Химические анализы произведены в химических лабораториях ВСЕГЕИ (№ 57-59, 61-63, 65-69, 79) и Таджикского геологического управления (№ 60, 64, 70-78).

Числовые характеристики пород липаритовой толщи

№ п/п	№ образца	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	ψ	t	a/c	q
57	827a	11,5	0,6	9,0	78,9	58	27	15	-	50,0	17	0,3	19,2	34,2
58	II27	9,2	2,0	5,4	83,4	66	24	10	-	46,4	17	0,1	4,6	46,4
59	II23	9,4	0,9	5,4	84,3	55	34	II	-	30,6	17	-	10,4	48,6
60	66	12,3	0,4	7,0	80,3	58	22	20	-	55	8	0,1	30,7	35,6
61	227a	10,8	1,5	3,1	84,6	46	48	6	-	60	25	0,1	7,2	66,1
62	613a	7,7	0,9	9,2	82,2	65	19	16	-	23,3	126	0,2	8,6	48,1
63	91в	12,5	0,7	3,7	83,1	55	33	12	-	47,9	24	0,1	17,8	40,5
64	2	10,6	1,9	6,4	81,1	60	31	9	-	43,7	19	0,1	5,6	39,1
65	252	12,6	2,0	2,3	83,1	18	64	18	-	50,5	53	0,1	6,3	39,0
66	792	4,2	2,0	10,1	83,7	90	10	-	-	15,6	26	0,1	2,1	57,0
67	II	12,4	1,0	4,1	82,5	51	44	5	-	50,5	32	0,1	12,4	39,2
68	5A-6	6,9	0,7	9,8	82,6	75	14	II	-	31,5	8	0,1	9,9	50,7
69	65	10,6	0,9	5,4	83,1	64	23	13	-	57,3	14	0,1	11,8	44,1
70	246	12,6	0,7	4,4	82,3	62	34	4	-	49,0	12	0,1	18,0	38,7
71	II3/4	10,6	0,3	5,9	83,2	70	24	6	-	57,3	13	0,1	35,3	44,9
72	I39	12,3	1,0	3,7	83,0	39	61	-	-	45,7	4	0,2	12,3	40,4
73	I26/I	12,2	1,3	2,9	83,6	-	91	-	9	46,9	29	0,2	9,4	41,5
74	III/4	10,2	0,9	6,0	82,9	65	26	9	-	50,0	17	0,1	11,3	44,5
75	I24/7	9,3	2,7	5,6	82,4	-	25	10	65	43,3	12	0,1	3,4	43,5
76	II3/2	11,9	2,2	2,6	83,3	26	55	19	-	51,7	21	-	5,4	40,6
77	I38	12,5	0,8	3,0	83,7	34	49	17	-	57,9	4	0,2	15,6	41,6
78	3	13,2	0,6	4,6	81,6	63	30	7	-	53,4	14	0,02	22,0	36,2
79	I738	12,4	1,5	6,7	79,4	46	44	10	-	54,8	34	0,3	8,3	32,5

57. (Обр. 827a, Е.Н.Горещкая). Игнимбритовый липаритовый порфир. Долина р. Каратаг, гора Такабош.
- 58, 59. (Обр. II23, II27. Е.А.Худобина). Игнимбритовый липаритовый порфир. Р. Зачау.
60. (Обр. 66, А.Т.Тарасенко). Игнимбритовый липаритовый порфир. Долина р. Арджанак.
61. (Обр. 277a, Е.Н.Горещкая). Игнимбрит липаритового порфира. Водораздел рек Ханака-Лючоб.
62. (Обр. 615a, Н.К.Морозенко). Игнимбрит липаритового порфира. Водораздел рек Ханака-Лючоб.
63. (Обр. 91в, Е.Н.Горещкая). Игнимбрит липаритового порфира. Водораздел рек Ханака-Лючоб, гора Сурхку.
64. (Обр. 2, И.В.Мушкин). Туфолава липаритового порфира. Долина р. Ханака, близ к. Шамал.
65. (Обр. 252, Е.Н.Горещкая). Туфолава липаритового порфира. Верховье ручья Сары-Джуй, левого притока р. Ханака.
66. (Обр. 792, С.А.Лесков). Выщелоченная туфолава липаритового порфира, Верховье ручья Сары-Джуй, левого притока р. Ханака.
67. (Обр. II, А.Т.Тарасенко). Туфолава липаритового порфира. Р. Лючоб.
68. (Обр. 5A-в, Е.А.Худобина). Туфолава липаритового порфира. Р. Лючоб, гора Чиликак.
69. (Обр. 65, Е.А.Худобина). Игнимбрит липаритового порфира. Р. Лючоб, гора Чиликак.
70. (Обр. 246, С.И.Шукин). Игнимбрит липаритового порфира. Р. Лючоб, гора Чиликак.
- 71, 72. (Обр. II3/4, I39, С.И.Шукин). Игнимбрит липаритового порфира. Р. Гусхарф, правый приток р. Варзоб.
- 73-76. (Обр. I26/I, III/4, I24/7, II3/2, С.И.Шукин). Измененный игнимбрит липаритового порфира. Р. Гусхарф, правый приток р. Варзоб.
77. (Обр. I38, С.И.Шукин). Измененный игнимбрит липаритового порфира. Устье сая Яйлик, левый приток р. Лючоб.
78. (Обр. 3, И.В.Мушкин). Игнимбритовый липаритовый порфир. Р. Гусхарф, правый приток р. Варзоб.
79. (Обр. I738, Е.А.Худобина). Туфолава липаритового порфира. Р. Лючоб, ручей Богаи.

Химические составы пород верхней дацитовой толщи

№ п/п	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	ппп	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	CO ₂	BaO	SO ₃	S	F	F=O ₂	Сумма
80	164	67,90	0,28	15,19	3,27	1,13	0,06	0,78	1,60	1,01	6,78	Следы	1,82		0,01		0,26	Следы		0,20	-0,10	100,20
81	1723	73,47	0,16	13,90	2,42	0,53	0,04	0,57	0,70	4,80	2,38	0,23	0,34		0,01	0,20	0,07	0,06		0,23	-0,10	100,01
82	67	74,72	0,18	13,57	2,58	0,78	0,03	0,39	1,16	4,66	0,80	0,36	0,12		0,01	0,96	0,05	0,06		0,10	-0,04	100,49
83	69	70,10	0,39	14,51	2,86	0,46	0,06	0,45	2,25	2,80	4,16	0,56	1,29		0,06		0,03	не обн.		0,20	-0,08	100,12
84	4	66,37	0,48	15,26	2,58	1,42	-	1,48	1,70	2,65	4,21	-	2,87	-	0,23				0,03			99,23
85	20	66,78	0,40	15,30	1,13	1,94	0,07	1,57	2,53	0,53	4,96		4,67	0,07	0,22	0,88			0,04			100,14
86	33	69,40	0,45	14,85	0,96	2,48	0,04	1,30	1,10	2,80	4,86		1,90	0,01	0,18	0,92			0,05			100,37
87	74	68,04	0,33	14,23	2,75	0,96	0,04	4,56	1,44	1,49	0,44	2,02	2,81		0,02	0,57	0,30	0,16	0,07	0,12	-0,05	100,30
88	284	77,92	0,17	13,33	1,87	0,28	0,04	0,21	0,66	Следы	Следы	0,15	0,04		0,06	0,43	Не обн.	Не обн.		0,50	-0,16	100,37
89	165	51,29	0,93	18,36	5,94	1,98	0,10	2,90	5,40	4,40	3,00	0,28	3,09	-	0,44	2,55	-	-		0,07	-	100,73
90	291	53,40	1,40	17,55	3,85	4,32	0,12	3,70	2,18	6,80	2,20	0,82	3,56	-	-	-	-	-	-	0,03	-	99,93
91	322	62,0	0,73	15,60	2,30	3,59	0,18	1,80	5,50	3,30	1,20	-	2,80	-	-	-	-	-	-	0,03	-	99,03
92	318	65,40	0,58	14,09	1,81	4,03	0,06	1,39	3,02	1,80	2,60	0,24	5,03	-	-	-	-	-	-	0,02	-	100,05

Примечание. Анализы произведены в химических лабораториях ВСЕГЕИ (№ 80-83, 87, 88) и Таджикского геологического управления (№ 84-86, 89-92).

Числовые характеристики пород верхней дацитовой толщи

№ п/п	№ образца	a	c	b	v	a'	f'	m'	e'	n	γ	t	a/c	q
80	164	11,9	1,9	9,5	76,7	45	42	13	-	18,0	30	0,3	6,3	27,7
81	1723	13,3	0,8	6,1	79,8	45	40	15	-	75,5	32	0,2	16,6	32,2
82	67	10,9	1,4	7,0	80,7	52	39	9	-	89,2	29	0,2	7,8	38,2
83	69	12,3	2,7	5,3	79,7	31	55	14	-	50,0	46	0,3	4,5	32,1
84	4	12,0	2,0	10,4	75,6	43	33	24	-	48,0	21	0,5	6,0	25,1
85	20	8,5	3,1	11,5	76,9	52	25	23	-	14,5	8	0,4	2,8	33,7
86*	33	12,9	1,3	9,0	76,8	43	34	23	-	46,4	9	0,4	10,0	26,5
89	165	15,3	5,7	14,5	64,5	-	53	37	10	69,0	38	1,4	2,7	7,3
90	291	18,9	2,7	14,2	64,2	-	46	54	-	82,7	24	2,0	7,0	12,1
91	322	9,5	6,2	9,8	74,5	-	59	33	8	80,3	20	0,9	1,5	23,8
92	318	7,9	3,8	11,7	76,6	32	47	21	-	51,0	13	0,7	2,1	33,6

* Пересчет химических составов сильно выщелоченных туфолов (№ 87-88) не производился.

80. (Обр.164, С.А.Лесков). Туфолава липарито-дацитового порфира. Водораздел рек Зачау-Овчикурак.
81. (Обр.1723, Е.А.Худобина). Туф дацитового порфира. Р-я горы Чиликак, сай Боган.
- 82,83. (Обр.67, 69, Е.А.Худобина). Туф липарито-дацитового порфира. Р.Личоб, горы Чиликак.
84. (Обр.4, И.В.Мумкин). Дацитовый порфир. Верховье р.Кассан.
85. (Обр.20, А.Т.Тарасенко). Дацитовый порфир. Р.Зырч, левый приток р.Варзоб.
86. (Обр.33, А.Т.Тарасенко). Дацитовый порфир. Бассейн р. Диамалик.
87. (Обр.74, Е.Н.Горепкая). Выщелоченная туфолава фельзитового порфира. Р.Ходжа-Мафрач - левый приток р.Ханака.
88. (Обр.284, С.А.Лесков). Туфолава липаритового порфира, каолинизированная. Левый приток р.Суффа, вблизи к.Варгандок.
89. (Обр.Щ 165, С.И.Шукин). Трахиандезитовый порфирит. Р. Арджанак.
90. (Обр.Щ 291, С.И.Шукин). Андезитовый порфирит. Ручей Тайра, у к.Трумбог.
91. (Обр.Щ 322, С.И.Шукин). Дацитовый порфир. Долина р.Кафирниган, ручей Чинор.
92. (Обр.Щ 318, С.И.Шукин). Туф липарито-дацитового порфира. Долина р.Кафирниган, ручей Чинор.

Таблица 12

Химические составы пород жерловой фации

№ п/п	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	ППП	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	CO ₂	BaO	SO ₃	S	Cl	F	F ₂ O ₂	Сумма
93	43	71,02	0,24	14,50	0,84	1,40	0,06	0,73	2,24	2,22	4,20	0,39	1,29	-	0,14	1,04	0,04	0,09	-	-	0,08	-0,08	100,49
94	71	70,24	0,24	16,19	0,95	0,88	0,03	1,10	1,60	2,98	4,88	0,20	1,02	-	Следы	-	Не обн.	Не обн.	-	-	0,15	-0,15	100,40
95	44	74,77	0,20	12,60	0,61	1,63	Не обн.	0,20	1,97	1,80	5,77	0,12	0,30	-	0,05	-	0,04	" "	-	-	0,25	0,10	100,21
96	19	72,24	0,20	14,09	0,35	1,87	0,04	0,20	1,68	4,40	3,46	Не обн.	0,88	-	0,04	-	-	0,03	-	0,12	0,10	-	99,70
97	14CA	75,36	0,02	12,63	0,69	1,51	Следы	0,10	0,91	2,90	6,30	-	0,44	-	0,02	-	0,04	-	-	-	-	-	100,92
98	3107/1	73,72	0,12	12,27	0,19	1,72	0,01	0,18	0,59	2,80	5,72	-	2,12	0,14	0,09	0,16	-	Не обн.	0,03	0,05	0,046	-	99,56
99	3202/4	77,56	0,08	10,85	0,20	0,94	0,01	0,78	0,50	3,20	1,72	-	3,66	0,18	0,06	1,58	-	" "	0,04	0,05	0,061	-	99,60
100	72	76,10	0,73	7,65	4,84	1,56	0,05	0,28	1,14	2,20	5,19	0,19	0,22	-	0,05	0,17	Не обн.	0,04	-	-	0,23	-0,10	100,64
101	34	70,20	0,42	14,50	0,38	2,20	0,05	1,14	1,18	2,80	4,57	-	2,49	0,12	0,16	0,73	-	-	0,04	-	-	-	100,13
102	27	67,45	0,45	14,85	0,66	2,37	0,07	1,50	2,21	3,56	4,10	-	2,85	0,20	1,23	-	-	-	0,05	-	-	-	100,32
103	32	72,67	0,16	12,08	1,23	4,82	0,04	0,28	0,54	0,50	6,80	0,51	0,34	-	-	-	-	-	-	0,03	-	-	100,49
104	927	75,62	0,12	11,32	0,17	2,81	0,01	0,43	1,18	0,20	6,37	0,06	1,71	-	0,06	0,66	-	-	-	-	0,029	-	100,77
105	78	67,86	0,23	15,36	0,42	2,89	0,02	0,73	1,19	2,22	6,85	0,07	1,70	-	0,06	0,54	-	-	0,01	-	0,044	-	100,19
106	3г	71,68	0,08	13,56	3,22	0,89	0,02	0,80	0,27	1,96	3,71	0,93	2,66	-	0,02	0,05	-	0,12	-	-	-	-	99,97
107	90a	64,62	0,46	17,03	0,39	4,49	-	1,43	3,12	2,68	3,23	-	1,51	-	0,17	-	-	-	-	-	-	-	99,13
108	90	62,22	0,41	16,81	1,74	1,00	0,02	0,94	4,23	2,97	3,53	-	5,56	-	0,13	-	-	-	0,33	-	-	-	99,89
109	502	75,85	0,20	12,11	0,29	1,40	0,02	0,55	0,79	2,80	3,68	-	2,24	-	0,08	1,35	-	-	0,01	-	-	-	100,17
110	448	71,55	0,17	15,03	0,24	1,92	0,03	0,03	1,20	3,57	5,59	-	1,49	0,05	0,07	0,44	-	-	-	-	-	-	101,10

Примечание. Анализы произведены в химических лабораториях ВСЕГЕИ (№ 93-95, 100), Таджикского геологического управления (№ 98, 99, 100-110), Самаркандской ГРЭ (№ 97).

Таблица I3

Числовые характеристики пород жерловой фации

№ п/п	№ образца	a	c	b	v	a'	f'	m'	c'	n	φ	t	a/c	q
93	43	10,8	2,7	6,2	80,3	48	33	19	-	43,7	11	0,2	4,0	36,3
94	71	13,2	1,9	7,3	77,6	54	22	24	-	48,0	11	0,2	7,0	26,9
95	44	12,1	2,3	2,5	83,1	-	81	14	5	31,8	22	0,2	5,3	39,7
96	19	14,4	2,0	2,6	81,0	5	82	13	-	66,3	15	0,2	7,2	31,2
97	I4CA	14,9	0,6	2,5	82,0	-	76	8	16	41,2	21	-	24,8	33,6
98	3107/I	14,2	0,8	2,6	82,4	20	67	13	-	42,4	5	0,1	17,7	35,6
99	3202/4	9,1	0,5	5,9	84,5	62	17	21	-	74,3	2	0,1	18,2	50,3
100	72	9,8	2,0	5,2	83,0	-	66	9	25	38,9	42	0,7	4,9	44,4
101	34	12,5	1,4	8,0	78,1	45	32	23	-	24,0	5	0,4	9,0	29,8
102	27	13,8	2,7	6,2	77,3	13	46	41	-	56,4	9	0,4	5,1	24,3
103	32	10,6	0,7	9,6	79,1	40	55	5	-	10,0	10	0,2	15,1	36,3
104	927	9,4	1,4	5,9	83,3	43	46	11	-	4,2	2	0,1	6,7	46,4
105	78	14,6	1,4	7,3	76,7	41	43	16	-	32,4	6	0,3	10,4	22,8
106	3г	9,3	0,3	12,2	78,2	61	28	11	-	45,1	22	0,1	31,0	35,7
107	90а	10,5	3,8	11,9	73,8	40	40	20	-	55,9	3	0,4	2,9	22,8
108	90	12,4	5,5	5,2	76,9	17	51	32	-	55,9	31	0,5	2,2	23,5
109	502	11,0	-	5,9	83,1	79	21	-	-	41,6	5	0,2	-	44,2
110	448	15,4	0,7	4,6	79,3	58	41	1	-	49,4	3	0,2	22,0	17,1

* Числовые характеристики вычислены после расчета кальцита.

К таблицам I2 и I3

93-100. Лючобский нект.

93. (Обр. 43, Е.А.Худобина). Эруптивная брекчия липаритового порфира. Р. Лючоб, сай Окуль.

94. (Обр. 71, Е.А.Худобина). Эруптивная брекчия липаритового порфира. Р. Варзоб, сай Ангоризан.

95. (Обр. 44, Е.А.Худобина). Кварцевый порфир. Р. Лючоб, сай Окуль.

96. (Обр. 19, Р.Б.Баратов). Кварцевый порфир, р. Лючоб, сай Окуль.

97. (Обр. I4CA, В.А.Кутенец). Кварцевый порфир, р. Замчуруд.

98, 99. (Обр. 3107/I, 3202/4, С.И.Шукин). Кварцевый порфир.

100. (Обр. 72, Е.А.Худобина). Кварцевый порфир. Верховья р. Замчуруд.

101. (Обр. 34, А.Т.Тарасенко). Липаритовый порфир. Пчандарский нект. Бассейн р. Диамалик.

102. (Обр. 27, А.Т.Тарасенко). Кварцевый порфир. Пчандарский нект. Бассейн р. Диамалик.

103. (Обр. ШЗ2, С.И.Шукин). Кварцевый порфир. Нект Нилу.

104. (Обр. 927, С.И.Шукин). Кварцевый порфир. Курмышханский нект.

105. (Обр. 78, С.И.Шукин). Кварцевый порфир. Ширкентский нект.

106. (Обр. 3г, С.И.Шукин). Эксплозивная брекчия фельзитовых порфиров. Кульская экструзия.

107. (Обр. 90а, Ю.Н.Нуйсков). Дацитовый порфир. Южный склон Каратегинского хребта, Наскакский нект.

108. (Обр. 90, Ю.Н.Нуйсков). Карбонатизированный липаритовый (?) порфир. Южный склон Каратегинского хребта, Наскакский нект.

109. (Обр. 502, В.А.Кутенец). Липаритовый порфир из дайки. Каратегинский хребет, восточная часть бассейна р. Коксу.

110. (Обр. 448, В.А.Кутенец). Трахилипаритовый порфир из дайки. Каратегинский хребет, восточная часть бассейна р. Коксу.

Основные особенности главных субвулканических интрузий
кварцевых дацит-порфиров лючобского

гранодиорит-порфиров и
комплекса

Название интрузии	Условия залегания	Форма и размеры	Главные разновидности пород	Структура	Минералогический состав			Прочее
					Порфировые выделения	Основная масса	Аксессуары	
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ханакинская	Прорывает дацитовые порфиры нижней дацитовой толщи	Интрузивная залежь (силд) протяженностью 6 км, мощностью до 100 м.	Дацитовые порфиры	Полнокристаллически = порфировая; о.м. микрогранитовая	1. Олигоклаз и олигоклаз - андезин. 2. Бiotит. 3. Авгит, реже диопсид или псевдоморфозы по пироксену карбоната, хлорита и эпидота. 4. Кварц (редко)	Кварц, калиевый полевой шпат, альбит, хлорит по биотиту (?)	Апатит, циркон, ильменит, пирит, изредка гранат	
Такабошская	Прорывает туфы трахиандезитовой (?) и игнимбритовые порфиры фельзитовой толщ	Интрузивная залежь протяженностью 2 км мощностью до 30 м.	Дацитовые порфиры	Полнокристаллически = порфировая; о.м. микропиклитовая, иногда микролитовая	1. Олигоклаз с 25-28% An, серицитизированный, иногда альбитизированный. 2. Псевдоморфозы актинолита, хлорита, эпидота, кальцита по роговой обманке	Кварц, калиевый полевой шпат, кислый плагиоклаз (альбитизированный) хлорит, эпидот, амфибол, кальцит	Апатит, ильменит, циркон	
Трушбогская группа	Прорывает вулканогенно-осадочную толщу $S_2^b-m_1$	Два изометричных тела с поперечником 100 и 200 м	Дацитовые порфиры	Профировая; о.м. фельзитовая, микроаллотриоморфнозернистая	1. Андезин и псевдоморфозы каолинита по нему. 2. Бiotит, замещенный хлоритом. 3. Кварц	Кварцево-полевешпатовая	Апатит, циркон	Порфировые выделения кварца и плагиоклаза имеют угловатую форму, характерную для эксплозивных пород
Овчикуракская	Прорывает игнимбриты липаритовой толщи. К западу прослеживается под покровом игнимбритовых порфиров на расстоянии 800 м	На поверхности купол, площадью 0,6x0,2-0,4 км; контакты крутые, осложненные аполфизами, с севера оборван Богайским разломом	Гранодиорит-порфиры, часто содержат ксенолиты диоритовых порфиров	Полнокристаллически = порфировая; о.м. микрогранитовая, в эндоконтактах ортофировая	1. Лабрадор = андезин зональный. 2. Псевдоморфозы по роговой обманке (?). 3. Бiotит 4. Кварц	Альбит, калиевый полевой шпат, кварц	Апатит-0,120% Циркон-0,010% Флюорит-0,003% Галенит-0,002% Магнетит-0,4% Пирит-0,001% Малахит-ед.зн.	Весовые проценты аксессуарных минералов (по Рабиновичу, 1959)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Зачау	Прорывает иг- нимбриты липа- ритовой толщи. Перекрыта от- ложениями T_3	На поверхности шток, площадь $0,2 \text{ км}^2$; контак- ты крутые. Вскрыт эрозией на 200 м	Гранодиорит- порфиры; в эндоконтак- тах содержат уг- ловатые ксе- нолиты диори- товых порфи- ров - 20-50 см в поперечнике	Полнокристалли- чески-порфиро- вая; о.м. микро- гранитовая, в эндоконтактах ортофирова	1. Олигоклаз. 2. Псевдоморфо- зы хлорита по роговой обманке. 3. Биотит. 4. Кварц.	Кварц и поле- вые шпаты	Апатит, циркон, флюорит, галенит, пирит, халькопирит, барит, гематит	С.И.Шукин считает ин- трузии Зачау и Овчи- куракскую единым ли- нейным интрузивным телом
Ходжинская	Прорывает терри- генную толщу S_2 . Перекрыта отложениями J_1	Линейное тело протяженностью до 4 км, шири- нов $0,3-1,0 \text{ км}$. Контакты крутые, осложнены апофи- зами. Кровля не- ровная, с прове- сами вмещающих пород	Гранодиорит- порфиры	Полнокристалли- чески-порфиро- вая; о.м. микро- аллотриоморфно- зернистая, мик- рогранитовая	1. Андезит. 2. Кварц. 3. Биотит и псевдоморфозы по нему	Кварц и поле- вые шпаты	Апатит, циркон	Порфировые выделения кварца часто имеют угловатую форму
Суффинская	Прорывает отло- жения $S_2^b - m_1$. Перекрыта отло- жениями T_3	Шток, площадь $0,3 \text{ км}^2$, южные контакты ин- трузивные кру- тые, северный контакт текто- нический. Вскрыт эрозией на 280-300 м	Гранодиорит- порфиры	Полнокристалли- чески-порфиро- вая, о.м. микро- гранитовая	1. Измененный плагноклаз. 2. Псевдоморфо- зы хлорита по роговой об- манке. 3. Биотит. 4. Кварц	Кварц, поле- вые шпаты, се- рицит, карбо- нат, хлорит	Апатит, циркон, галенит, пирит, барит, анатаз	В зоне тектонического контакта гранодиорит- порфиры брекчированы, окварцованы, каолини- зированы
Ойборжская	Прорывает отло- жения $S_2^b - m_1$. Перекрыта от- ложениями T_3	Залежь, протя- женностью 1,5 км, площадь 35-40 м. Нижний контакт соглас- ный, падает на КВ $25-30^\circ$	Гранодиорит- порфиры	Полнокристалли- чески-порфиро- вая; о.м. микро- гранитовая	1. Андезит 2. Биотит 3. Кварц	Кварц, альбит, калиевый поле- вой шпат, хлоритизиро- ванный биотит	Апатит, рудный минерал	
Зачау-Суффин- ская	Прорывает спи- литовую толщу каратагской свиты S_{1n}	Тело площадью $0,02 \text{ км}^2$ с кру- тыми контакта- ми, с впа обор- вано Боганским разломом.	Кварцевые ла- тит-порфиры; содержат ксе- нолиты спили- тов округлой формы с поле- речником 3 см	Полнокристалли- чески-порфиро- вая; о.м. микро- пойкилитовая	1. Лабрадор 2. Диопсид и псевдоморфозы по нему. 3. Псевдомор- фозы по рого- вой обманке.	Кварц, пророс- ший зернами полевых шпа- тов, хлорит, карбонат	Апатит, циркон, галенит, пирит, гематит	
Сарбичская	Прорывает спи- литовую толщу каратагской свиты S_{1n} , отло- жения $S_2^b - m_1$, базальную толщу лучобской сви- ты P_1 . Перекрыта отложениями ханакинской свиты $P_2 - T_1$	Шток (?) площа- дью 2 км^2 , вос- точный контакт круто падает на восток, вблизи него параллель- ные контакту дайки кв. латит- порфиров; север- ный и южный кон- такты тектони- ческие	Кварцевые латит- порфиры	Полнокристалли- чески-порфиро- вая; о.м. микропой- килитовая	1. Андезит 2. Авгит 3. Биотит/или псевдоморфозы по авгиту и биотиту/. Иног- да роговая об- манка и кварц.	Кварц, пророс- ший зернами калиевого по- левого шпата	Ильменит, сфен, циркон, апатит, лейкоксен	В измененных кварцевых латит-порфирах присут- ствуют вторичные сери- цит, карбонат, хлорит.

Химические составы пород субвулканических фаций
(интрузии)

№ п/п	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	ППП	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	CO ₂	BaO	SO ₃	S	P	FeO ₂	Сумма
III	3965	64,24	0,29	16,80	2,65	1,72	0,05	2,02	2,60	4,70	3,50	0,30	1,40	-	-	-	-	-	-	-	-	100,27
II2	3850	60,08	0,24	17,79	2,30	2,00	0,10	2,12	2,78	2,25	3,42	1,14	4,78	-	-	-	-	-	-	-	-	100,15
II3	3850 ^a	62,88	0,26	16,17	1,42	2,58	0,06	1,72	3,57	2,69	3,26	0,74	4,42	-	-	-	-	-	-	-	-	99,96
II4	3850 ^б	63,92	0,25	16,73	1,22	1,72	0,06	1,59	3,40	2,78	3,40	0,72	4,10	-	-	-	-	-	-	-	-	99,89
II5	3850 ^в	64,92	0,18	16,39	1,19	2,43	0,04	1,71	2,45	2,78	3,63	0,62	3,51	-	-	-	-	-	-	-	-	99,86
II6	3850 ^г	65,24	0,27	16,81	1,12	2,72	0,03	1,87	1,72	2,92	3,54	0,60	3,23	-	-	-	-	-	-	-	-	100,07
II7	172 d	66,64	0,44	17,74	1,08	2,06	0,09	1,30	2,52	3,48	3,08	0,24	0,40	-	0,10	0,34	0,32	0,20	-	0,25	-0,12	100,16
II8	389-74	69,84	0,31	15,47	1,24	1,83	0,06	1,05	1,21	4,89	2,02	0,28	1,33	-	0,17	-	0,10	Следы	-	0,18	-0,07	99,91
II9	19p	62,30	0,28	19,34	2,02	2,52	0,08	2,10	2,04	3,60	4,02	0,13	1,68	-	0,09	-	Не обн.	-	Не обн.	0,32	-0,16	100,36
I20	280в	62,37	0,32	19,60	0,78	3,51	0,06	1,67	2,45	3,80	3,58	0,30	0,55	-	0,54	-	" "	-	" "	0,40	-0,20	99,73
I21	19	63,36	0,60	16,76	0,15	5,25	0,09	1,85	2,43	4,38	3,10	0,07	1,47	-	0,18	0,17	-	-	-	0,048	-	99,91
I22	I464	58,72	0,57	15,59	0,61	3,09	0,08	1,45	6,72	1,59	2,53	0,67	2,42	-	0,02	5,03	0,29	0,29	-	0,50	0,21	99,87
I23	52	69,37	0,35	13,75	2,30	0,82	0,02	4,50	1,07	1,68	0,72	-	5,58	0,43	0,11	0,26	-	-	0,07	-	-	100,34
I24	715 ^a	64,52	0,53	14,45	2,71	2,10	0,08	2,17	3,40	3,93	3,05	0,31	0,75	-	0,18	0,90	0,33	0,28	-	0,38	-0,16	99,90
I25	75/58	61,23	0,42	15,20	2,11	3,10	0,11	1,63	4,10	3,30	3,00	0,59	1,51	-	0,19	3,30	-	0,02	-	-	-	99,81
I26	74	62,49	0,50	15,99	1,95	2,88	0,09	2,27	3,12	3,96	3,50	-	3,44	0,09	0,24	1,70	-	-	0,02	-	-	100,43
I27	64	62,0	0,40	14,00	1,61	3,44	0,085	1,40	8,0	1,30	2,20	-	5,0	-	-	-	-	-	-	0,036	-	99,47
I28	4/2	62,64	0,66	14,84	2,08	4,83	0,15	1,28	3,37	2,11	2,80	0,04	2,25	-	0,15	2,50	-	-	-	-	-	99,71
I29	214	66,0	0,70	13,00	0,69	6,75	0,05	1,55	2,50	2,70	3,50	-	0,70	-	-	-	-	-	-	-	-	98,14
I30	285	66,34	0,75	15,35	0,42	3,52	0,02	2,14	0,60	1,70	7,00	0,60	-	-	-	-	-	-	-	0,034	-	99,53

П р и м е ч а н и е. Анализы произведены в химических лабораториях ВСЕГЕИ (№ III-120, 122, 124), Таджикского геологического управления (№ 121, 123, 126-130).

Числовые характеристики пород субвулканических фаций (интрузии)

№ п/п	№ образца	a	c	b	a	a'	f'	m'	c'	n	У	t	$\frac{a}{c}$	q
III	3965	15,5	3,1	8,2	73,2	10	49	41	-	67,2	20	0,4	5,0	12,3
II2	3850	10,2	3,5	15,3	71,0	49	26	25	-	50,0	13	0,3	2,9	18,1
II3	3850a	11,2	4,5	9,4	74,9	26	42	32	-	55,7	13,6	0,4	2,5	22,9
II4	3850a	11,5	4,3	8,7	75,5	36	32	32	-	55,6	11	0,4	2,6	23,7
II5	3850e	11,4	3,0	10,9	74,7	43	30	27	-	54,2	8	0,3	3,8	23,6
II6	3850b	11,3	2,0	13,4	73,3	51	26	23	-	56,0	7	0,4	5,7	22,0
II7	172d	11,9	3,0	10,5	74,6	51	28	21	-	62,9	9	0,5	3,9	22,4
II8	389-74	13,2	1,3	8,4	77,1	49	31	20	-	79,0	11	0,3	10,1	26,5
II9	19p	13,4	2,5	14,5	69,6	48	28	24	-	58,0	11	0,4	5,4	9,9
I20	280b	13,4	3,0	13,4	70,2	49	30	21	-	61,6	5	0,4	4,5	10,6
I21*	19	14,1	3,0	10,7	72,2	23	48	29	-	68,3	13	0,7	4,7	13,2
I24	715a**	13,2	2,9	8,9	75,0	8	50	42	-	66,3	27	0,5	4,5	20,7
I25	75/58	12,3	4,7	8,7	74,3	-	58	34	8	62,3	22	0,5	2,6	19,3
I26*	74**	13,8	1,0	13,7	71,5	40	32	28	-	63,6	12	0,6	13,8	14,4
I28	4/2**	9,6	0,2	11,6	78,6	18	61	21	-	53,1	17	0,9	48,0	37,8
I29	214	11,1	3,0	9,8	76,1	1	72	27	-	54,3	5	0,8	3,7	27,0
I30	285	13,4	0,7	12,2	73,7	41	30	29	-	26,7	3	0,9	19,1	29,9

* Пересчет химических составов сильно измененных пород (№ I22, I23, I27) не производился.

** Числовые характеристики вычислялись после расчета анализа на кальцит.

III. (Обр.3965, С.И.Шукин). Дацитовый порфир микрогранитовый. Ханакинская интрузия.

II2-II6. (Обр.3850, 3850a, 3850e, 3850e, 3850b, С.И.Шукин). Дацитовый порфир микрогранитовый серицитизированный и карбонатизированный. Ханакинская интрузия.

II7. (Обр.172d, Е.Н.Горещкая). Дацитовый порфир. Такабонская интрузия. Р.Каратаг.

II8. (Обр.389-74, Е.Н.Горещкая). Дацитовый порфир альбитизированный. Такабонская интрузия. Р.Каратаг.

II9. (Обр.19p, Е.Н.Горещкая). Латит-порфир. Сарбонский массив. Бассейн р.Каратаг.

I20. (Обр.280b, Е.Н.Горещкая). Гранодиорит-порфир, Ойборикский массив. Бассейн р.Каратаг.

I21. (Обр.19, С.И.Шукин). Гранодиорит-порфир. Ойборикский массив. Бассейн р.Каратаг.

I22. (Обр.1464, С.А.Лесков). Гранодиорит-порфир. Суффинский массив. Долина р.Суффа.

I23. (Обр.52, А.Т.Тарасенко). Гранодиорит-порфир. Зачауский массив. Бассейн р.Суффа.

I24. (Обр.715a, С.А.Лесков). Гранодиорит-порфир. Овчикуракский массив. Долина р.Арджанак.

I25. (Обр.75/58, Р.Б.Баратов). Гранодиорит-порфир. Овчикуракский массив. Долина р.Арджанак.

I26. (Обр.74, А.Т.Тарасенко). Гранодиорит-порфир. Овчикуракский массив. Долина р.Арджанак.

I27, I28. (Обр.64, 4/2, С.И.Шукин). Гранодиорит-порфир. Ручей Овчикурак.

I29, I30. (Обр.214, 285, С.И.Шукин). Гранодиорит-порфир. Ходжинская интрузия.

Химические составы пород субвулканической фации
(дайки)

№ п/п	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	ППП	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	CO ₂	BaO	SO ₃	S	Cl	F	F ₂ O ₂	Сумма
I31	209 ^a	76,25	0,07	12,32	0,85	1,12	0,03	0,10	0,85	2,78	4,28	0,26	1,13	-	0,01	0,82	Не обн.	Следы	-	-	0,10	-0,04	100,11
I32	212	76,46	0,05	12,22	1,38	0,96	0,01	0,11	1,26	2,48	3,04	не обн.	1,01	-	0,01	0,53	-	0,03	-	-	0,17	-0,07	99,65
I33	70/58	75,24	0,13	12,10	0,50	1,55	0,02	0,35	1,58	4,00	3,10	0,15	0,53	-	0,04	1,07	-	0,12	-	-	-	-	100,48
I34	316 ^c	69,60	0,60	14,25	2,74	1,13	0,08	1,22	2,68	2,22	3,37	0,20	1,05	-	0,02	0,46	0,12	0,18	-	-	0,25	-0,10	100,07
I35	213 ^b	74,30	0,24	13,44	1,18	2,07	0,04	0,15	0,95	3,20	3,10	0,32	1,20	-	0,10	-	-	0,04	-	-	0,15	-0,02	100,39
I36	275 ^a	75,59	0,12	13,10	0,67	0,96	0,01	0,40	0,37	2,30	3,38	0,28	1,10	-	0,08	-	-	0,06	-	-	0,06	-0,03	100,42
I37	42	75,92	0,07	12,70	0,51	1,10	0,03	0,11	1,56	3,79	3,10	0,15	0,60	-	0,05	0,40	0,10	0,05	-	-	0,25	-0,13	100,36
I38	74	74,22	Следы	12,94	0,88	1,31	0,03	0,44	0,88	3,00	5,38	0,21	0,96	-	0,02	-	Не обн.	Не обн.	-	-	0,23	-0,09	100,41
I39	3	72,22	0,10	13,95	0,59	1,72	0,02	0,93	0,72	3,24	4,76	-	1,29	0,01	0,09	0,04	-	-	0,04	-	-	-	99,67
I40	407	75,07	0,05	13,28	0,20	1,58	0,01	0,18	0,60	3,78	4,28	-	1,36	0,21	0,09	0,16	-	0,03	0,04	0,07	0,144	-	100,52
I41	8	75,50	0,01	13,35	0,38	1,72	Следы	0,15	0,49	2,29	4,00	0,20	0,11	-	0,04	-	-	-	0,02	-	-	-	99,27
I42	13	74,76	0,10	13,53	1,56	0,70	0,03	0,36	0,28	2,33	5,10	0,20	0,76	-	-	-	-	-	-	-	-	-	99,71
I43	24	69,55	0,41	15,30	1,61	1,06	0,06	0,85	1,52	1,73	4,62	-	3,46	0,17	0,19	0,89	-	-	0,07	-	-	-	100,36
I44	7	52,80	0,99	16,61	1,67	5,39	0,08	4,00	5,49	2,90	3,40	-	5,75	-	0,35	-	-	-	0,003	-	-	-	99,43
I45	6	53,88	0,91	18,55	2,23	4,35	0,04	3,52	3,48	5,40	3,57	-	4,54	-	0,21	-	-	-	0,02	-	-	-	100,70

Примечание. Анализы произведены в химических лабораториях ВСЕГЕИ (№ I31, I32, I34-I38, I42), Таджикского геологического управления (№ I39, I40, I43-I45), Самаркандской ГРЭ (№ I41).

Таблица I8

Числовые характеристики пород субвулканической фации (дайки)

№ п/п	№ образца	a	c	b	e	a'	f'	m'	c'	n	γ	t	$\frac{a}{c}$	Q
I31	209a	11,9	1,0	3,8	83,3	52	43	5	-	49,4	17	0,1	11,9	41,8
I32	212	9,4	1,4	5,6	83,6	60	36	4	-	55,5	21	0,1	6,7	47,0
I33	70/58	12,9	1,9	2,9	82,3	-	64	18	18	66,3	14	0,1	9,2	38,4
I34	316с	9,6	3,2	8,4	78,8	34	41	25	-	49,3	27	0,7	3,0	35,2
I35	213в	11,1	1,1	6,8	81,0	55	41	4	-	61,2	13	0,2	10,1	38,7
I36	275a	9,5	0,4	8,3	81,8	76	16	8	-	50,6	6	0,1	23,7	44,2
I37	42	12,5	1,8	2,0	83,7	20	70	10	-	63,6	20	0,1	7,0	40,6
I38	74	13,9	1,1	3,4	81,6	20	59	21	-	45,7	24	-	12,6	34,3
I39	3	13,6	0,8	6,3	79,3	42	34	24	-	50,5	8	0,1	17,0	30,6
I40	407	14,0	0,7	3,3	82,0	43	47	10	-	57,0	4	0,1	20,0	35,3
I41	8	10,3	0,6	7,8	81,3	72	25	3	-	46,8	5	-	17,2	41,4
I42	13	11,8	0,3	7,3	80,6	64	27	9	-	40,6	18	0,1	39,3	37,3
I43	24	10,3	1,8	10,0	77,9	62	24	14	-	36,4	13	0,4	5,7	33,4
I44	7	12,3	5,9	15,9	65,9	-	46	46	8	56,6	10	1,4	2,1	1,3
I45	6	17,9	4,1	13,0	65,0	-	49	48	3	69,6	15	1,2	4,4	9,9

К таблицам I7 и I8

- I31. (Обр.209a, Е.Н.Горецкая). Гранит-порфир, пластовая жила. Р.Чичкан, правый приток р.Каратаг, восточный склон горы Такабол.
- I32. (Обр.212, Е.Н.Горецкая). Гранит-порфир, дайка. Правый склон долины р.Каратаг, вблизи к.Хакими.
- I33. (Обр.70/58, Р.Б.Баратов). Кварцевый порфир. Р.Каратаг.
- I34. (Обр.316с, С.А.Лесков). Гранит-порфир, дайка. Левый склон долины р.Суффа.
- I35, I36. (Обр. 213a, 275a, Н.К.Морозенко). Гранит-порфир, дайка. Правый склон долины р. Лячоб.
- I37. (Обр.42, Е.А.Худобина). Гранит-порфир, дайка в обрамлении Лячобского нека, р.Лячоб, левый склон сая Окуль.
- I38. (Обр.74, Е.А.Худобина). Гранит-порфир, дайка в обрамлении Лячобского нека. Сай Яхан-Бора.
- I39. (Обр.3, А.Т.Тарасенко). Кварцевый порфир, дайка. Р.Яйлек (верховья р.Замчуруд), басс.р.Варзоб.
- I40. (Обр.407, С.И.Шукин). Кварцевый порфир, дайка, р.Замчуруд, правый приток р.Варзоб.
- I41. (Обр.8, И.В.Мушкин и др.). Гранит-порфир, дайка. Сай Гусхарф (басс.р.Варзоб).
- I42. (Обр.13, К.Д.Григорьев). Кварцевый порфир, дайка р.Зырч, левый приток р.Варзоб.
- I43. (Обр.24, А.Т.Тарасенко). Кварцевый порфир, дайка р.Зырч, басс.р.Варзоб.
- I44. (Обр.7, И.В.Мушкин и др.). Латит-порфир, эндоконтакт дайки. Басс.р.Диамалик.
- I45. (Обр.6, И.В.Мушкин и др.). Латит-порфир, центральная часть дайки. Басс.реки Диамалик.

Петрографические особенности дайковых пород
 лючобского комплекса из восточной части Южно-Гиссарской зоны

Название породы	Структура	Минералогический состав		
		Порфировые выделения	Основная масса	Аксессуары
Кварцевые латит-порфиры	Полнокристаллически-порфировая; о.м.-микрогипидиоморфно-зернистая, микропанидиоморфнозернистая. Величина порфировых выделений: плагиоклаза до 6 мм, кварца 1,5-2 мм	Андезин с 35% андезитизированный до олигоклаза-альбита, с вторичными альбитом, серицитом, соссоритом, карбонатом, эпидотом, кварцем. Диопсид (с: Ng = 37-44°), замещается актинолитом, иногда эпидотом. Роговая обманка обыкновенная (с: Ng = 17-23°) часто замещается кальцитом, хлоритом, эпидотом и рудным минералом. Биотит обычно замещен хлоритом с эпидотом, пренитом и окислами железа. Кварц /редко/	Альбитизированный плагиоклаз, калиевый полевой шпат /мало/, пироксен, роговая обманка, биотит, кварц	Апатит, циркон, ортит, рудный минерал
Граносиенит-порфиры	Полнокристаллически-порфировая; о.м.-микрогранитовая, участками гранофировая. Величина порфировых выделений: полевых шпатов 0,3-4 мм, иногда до 4,5 см, кварца 0,5-6 мм, темноцветных 0,5-1,8 мм	Олигоклаз, реже андезин, альбитизированные и серицитизированные. Калиевый полевой шпат. Кварц в изометричных оплавленных зернах, окруженных каемками гранофира. Биотит, иногда хлоритизированный с рудными зернами и эпидотом в трещинах спайности. Иногда псевдоморфозы по роговой обманке и пироксену.	Калиевый полевой шпат, кварц, плагиоклаз, хлоритизированный биотит	Апатит, циркон, ортит, сфен, рутил
Гранодиорит-порфиры	Полнокристаллически порфировая; о.м. - микрогранитовая, иногда фельзитовая Величина порфировых выделений: плагиоклаза - 8-10 мм, кварца 0,5-2 мм, темноцветных 0,5-2 мм	Андезин, олигоклаз-андезин или олигоклаз, альбитизированный и серицитизированный. Роговая обманка, обыкновенная (с: Ng = 18°), часто замещена хлоритом, эпидотом, кальцитом и рудным минералом. Биотит, часто хлоритизированный с выделениями окислов железа и линз эпидота по спайности. Кварц	Полевые шпаты, кварц, хлоритизированный биотит, серицит, кальцит, телитовое вещество, окислы железа, иногда карбонат	Апатит, циркон, рудный минерал
Микрограниты, аплитовидные граниты	Неясно порфиroidная или порфировая с мелкозернистой аплитовой или гранофировой основной массой	Калиевый полевой шпат, кислый плагиоклаз.	Кварц, калиевый полевой шпат - перитит пелитизированный, кислый плагиоклаз серицитизированный; иногда микролитовые пустоты, выполненные хлоритом, мусковитом и кварцем	Циркон, ортит, рудный минерал
Гранит порфиры	Полнокристаллически-порфировая; о.м.-микрогранитовая, иногда в сочетании с гранофировой, редко фельзитовая, псевдосферолитовая. Величина порфировых выделений: кварца 0,5-6 мм, полевых шпатов от 2-4 до 8-12, иногда до 2,5-4 см, биотита 0,5-1,2 мм.	Кварц в оплавленных, иногда корродированных зернах, часто окруженных широкими каемками гранофира. Калиевый полевой шпат, пелитизированный, часто окружен узкими каемками гранофира. Плагиоклаз от андезина с 38-45% An до олигоклаза с 25% An, часто альбитизирован, включает мелкие чешуйки серицита. Биотит, замещенный хлоритом, мусковитом, гидроокислами железа	Калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, биотит, обычно замещенный хлоритом, серицит, иногда вторичный кварц, альбит, мусковит, хлорит	Апатит, циркон, ортит, рудный минерал
Кварцевые порфиры	Порфировая; о.м. - микрофельзитовая, микропиклитовая, гранофировая. Величина порфировых выделений: кварца 0,5-2 мм, полевых шпатов 0,7-3 мм, биотита 0,3-0,8 мм	Кварц в оплавленных, иногда корродированных зернах, часто окруженных узкими каемками гранофира, преобладает. В небольшом количестве: калиевый полевой шпат, сильно пелитизированный; плагиоклаз /альбит-олигоклаз/ включает чешуйки серицита; биотит обесцвеченный или хлоритизированный	Кварц, калиевый полевой шпат, кислый плагиоклаз, серицит, хлорит, карбонат	Апатит, циркон

Химические составы пород гипабиссальной фации

№ п/п	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	ППП	P ₂ O ₅	CO ₂	BaO	SO ₃	F	Сумма
I46	109	75,04	0,05	12,59	0,18	1,96	-	0,06	0,94	3,97	4,46	0,11	0,71	0,04	-	-	-	-	100,12
I47	256/59	70,68	0,44	15,55	1,02	1,54	-	0,70	1,59	2,63	4,33		1,12	0,20					99,80
I48	I328	74,90	0,06	13,33	1,21	0,84	0,03	0,10	0,78	2,42	5,69	0,20	0,45	0,02	0,08	0,17	0,09	0,10	100,47
I49	756	76,28	0,06	12,42	0,61	1,10	0,02	0,16	0,28	3,35	4,85	0,14	0,45	0,01	0,15	Следы	0,05	0,05	99,98
I50	62а	73,81	0,11	13,59	1,08	1,66	0,05	0,08	0,86	3,18	4,32	0,24	0,28	0,03	0,22	0,12	0,15	0,05	99,86
I51	5	75,52	0,12	13,03	0,57	1,37	0,05	0,12	0,91	2,98	4,37	0,15	0,50						99,70
I52	I37в	69,76	0,10	14,50	0,78	2,65	0,07	1,36	1,52	2,42	4,76	0,37	1,56						99,85
I53	I37а	68,90	0,13	13,84	0,46	3,07	0,06	1,82	2,08	2,38	5,36	0,20	1,53						99,83
I54	I48	75,02	0,01	12,73	0,85	0,28	0,03	0,14	0,76	2,76	4,58	0,16	2,99						100,31
I55	I25в	72,88	0,04	14,11	0,62	1,25	0,03	0,38	2,16	2,54	5,09	0,25	0,64						99,99
I56	488/60	75,53	0,1	14,38	0,48	1,22	-	0,13	0,71	2,71	4,58	-	0,26	0,02			0,09		100,21
I57	18	72,63	0,26	13,42	0,45	2,30	0,05	0,31	0,34	3,63	5,44		0,68	0,11			0,08		99,70
I58	4	72,04	0,13	13,60	2,62	1,64	0,01	1,14	1,84	2,62	4,56	0,12	0,50						100,89
I59	I36к	60,14	0,58	14,93	-	5,57	0,10	3,45	4,04	2,26	5,25	0,34	3,50						100,16
I60	I36	59,74	0,71	16,41	0,93	4,18	0,09	4,50	4,32	4,24	2,54	0,29	1,94						99,89
I61	I08	71,77	0,26	14,02	0,43	2,51	0,03	0,25	1,04	4,00	5,08		0,93	0,01					100,33
I62	604а	68,20	0,45	15,90	0,97	2,11	0,06	1,17	2,24	2,97	4,84	0,08	1,40						100,39
I63	604	65,26	0,53	15,47	0,73	2,52	0,04	1,41	3,76	3,10	4,76	0,08	1,34	-	1,26				100,26
I64	29	64,04	0,55	14,10	2,52	1,47	0,05	1,17	1,97	2,96	5,42	0,05	2,11						99,72
I65	11/30	64,13	0,69	15,21	1,63	2,65	0,07	2,37	2,40	2,80	4,81	0,13	3,03						100,38
I66	537/61	65,61	0,66	14,36	1,33	3,03	0,02	2,80	3,16	2,63	3,62	0,18	1,60	0,29	-				99,11
I67	581/61	63,51	0,52	16,33	0,74	2,87	0,04	2,32	2,47	2,85	4,65	0,11	2,85	0,29			0,04		99,58

П р и м е ч а н и е. Анализы произведены в химических лабораториях ВСЕГЕИ (№ I48-I50, I52-I55, I59-I60, I62-I63), Таджикского геологического управления (№ I51, I58).

Таблица 21

Числовые характеристики пород гипабиссальной фации (дайки)

№ п/п	№ образца	a	c	b	S	a'	f'	m'	c'	n	φ	t	a/c	Q
I46	I09	14,5	0,8	3,0	81,7	-	89	4	7	57,6	30	-	18,1	33,6
I47	256/59	11,7	1,9	8,0	78,4	58	28	14	-	46,6	10	0,4	6,1	31,5
I48	I328	13,1	0,9	4,0	82,0	53	42	5	-	39,0	23	0,1	14,6	36,9
I49	756	13,6	0,3	3,3	82,8	47	45	8	-	51,4	16	0,1	45,3	38,1
I50	62a	12,9	1,0	4,9	81,2	54	42	4	-	53,1	19	0,1	12,9	35,6
I51	5	12,3	1,0	4,0	82,7	56	39	5	-	51,0	10	0,1	12,3	39,8
I52	I37в	11,7	1,7	8,7	77,9	39	36	25	-	43,8	8	0,1	6,8	30,7
I53	I37a	12,7	2,5	6,9	77,9	8	48	44	-	40,4	6	0,1	5,0	27,9
I54	I48	12,4	0,9	3,7	83,0	68	25	7	-	47,3	18	-	13,8	40,3
I55	I25в	12,8	2,6	2,8	81,8	19	60	21	-	43,1	19	-	4,9	35,4
I56	488/60	12,0	0,8	6,1	81,1	73	24	3	-	47,3	6	0,1	15,0	37,4
I57	I8	15,2	0,3	4,4	80,1	33	57	10	-	50,4	9	0,2	50,6	29,5
I58	4	11,9	2,2	6,7	79,2	20	53	27	-	47,0	31	0,1	5,4	32,4
I59	I36к	12,7	3,9	12,7	70,7	-	44	47	9	39,5	-	0,8	3,2	12,1
I60	I36	13,1	4,5	13,3	69,1	-	36	58	6	70,5	6	0,9	2,9	7,5
I61	I08	15,8	1,2	3,1	79,9	-	87	13	-	55,0	13	0,2	13,1	27,0
I62	604a	13,2	2,7	7,1	77,0	34	39	27	-	48,0	11	0,4	4,9	24,9
I63	604	13,9	3,5	6,5	76,1	-	46	37	17	50,0	9	0,5	4,0	20,9
I64	29	14,5	2,3	5,6	77,6	-	63	35	2	45,7	38	0,6	6,3	23,9
I65	11/30	13,3	2,9	9,3	74,5	15	42	43	-	46,8	15	0,8	4,6	19,5
I66	537/61	11,0	3,8	9,3	75,9	6	43	51	-	52,5	12	0,7	2,9	25,6
I67	581/61	13,2	3,0	10,2	73,6	28	33	39	-	48,4	5	0,5	4,4	17,8

К таблицам 20 и 21.

- I46. (Обр. I09, Р.Б.Баратов). Гранит-порфир. Каратегинский хребет, р.Гармова.
- I47. (Обр. 256/59, Р.Б.Баратов). Кварцевый порфир. Р.Авдол.
- I48. (Обр. I328, Е.Н.Горецкая). Гранит-порфир. Каратегинский хребет, р.Чура-Куль.
- I49. (Обр. 756, Е.Н.Горецкая). Аплитовидный гранит. Каратегинский хребет, р.Чура-Куль.
- I50. (Обр. 62a, Е.Н.Горецкая). Гранит-порфир. Каратегинский хребет, р.Севи-Дара.
- I51. (Обр. 5, А.Х.Хасанов). Кварцевый порфир. Каратегинский хребет, бассейн р.Лугур.
- I52. (Обр. I37в, Е.Н.Горецкая). Гранит-порфир. Южный склон Гиссарского хребта, лев. водораздел р.Джур-Яз.
- I53. (Обр. I37a, Е.Н.Горецкая). Кварцевый порфир. Южный склон Гиссарского хребта, лев. водораздел р.Джур-Яз.
- I54, I55. (Обр. I48, I25в, Е.Н.Горецкая). Гранит-порфир. Южный склон Гиссарского хребта, левый водораздел р.Джур-Яз.
- I56. (Обр. 488/60, Р.Б.Баратов). Кварцевый порфир. Южный склон Гиссарского хребта, р.Кальтуч.
- I57. (Обр. I8, Р.Б.Баратов). Гранит-порфир. Южный склон Гиссарского хребта, р.Сардай-миона, около пос. Хушон.
- I58. (Обр. 4, А.Х.Хасанов). Кварцевый порфир. Каратегинский хребет, бассейн р.Лугур.
- I59. (Обр. I36к, Е.Н.Горецкая). Граносиенит-порфир. Южный склон Гиссарского хребта, левый водораздел р.Джур-Яз.
- I60. (Обр. I36к, Е.Н.Горецкая). Латит-порфир базокварцевый. Южный склон Гиссарского хребта, левый водораздел р. Джур-Яз.
- I61. (Обр. I08, Р.Б.Баратов). Кварцевый сиенит-порфир. Каратегинский хребет, р.Гармова.
- I62, I63. (Обр. 604a, Л.А.Козыренко). Граносиенит-порфир. Южный склон Гиссарского хребта, р.Кафирниган.
- I64. (Обр. 29, С.И.Шукин). Граносиенит-порфир. Каратегинский хребет, р.Кафирниган, около пос.Куль.
- I65. (Обр. 11/30, С.И.Шукин). Гранодиорит-порфир. Южный склон Гиссарского хребта, низовье р.Иос.
- I66. (Обр. 537/61, Р.Б.Баратов). Гранодиорит-порфир. Южный склон Гиссарского хребта, низовье р.Джур-Яз.
- I67. (Обр. 581/61, Р.Б.Баратов). Гранодиорит-порфир. Южный склон Гиссарского хребта, р.Иос, сай Гайсара.

Средние химические составы главных групп пород лючобского комплекса / по данным статистической обработки результатов химических анализов /

Группа пород	n	SiO ₂		TiO ₂		Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃		FeO		MnO		MgO		CaO		Na ₂ O		K ₂ O		H ₂ O		P ₂ O ₅		Fe / Fe + Mg		Fe / Mg + Ca		Na / Na + Ca		K / Na + K		Na + K / Na + K + Ca	Na + K / Al		
		\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ		
Группа кислых пород																																					
Фельзитовая толща: пегматиты, бомбы, фельзиты и др.	7	75,69	3,64	0,22	0,31	12,73	2,78	0,81	0,27	1,13	0,73	0,05	0,03	0,85	0,63	1,70	1,27	2,26	0,82	2,28	1,30	0,26	0,16	0,02	0,01	0,58	0,17	0,67	0,48	0,58	0,22	0,40	0,19	0,69	0,17	0,50	0,16
Фельзитовая толща: игнибри-ты, игнибри-титовые порфиры	14	74,08	1,55	0,18	0,07	13,07	0,97	1,91	0,31	0,63	0,17	0,04	0,03	0,40	0,28	0,94	0,40	2,37	1,29	4,46	1,39	0,29	0,12	0,03	0,02	0,78	0,12	1,38	0,53	0,67	0,13	0,56	0,15	0,82	0,09	0,66	0,20
Липаритовая толща: игнибри-ты, игнибри-титовые порфиры	22	75,14	1,95	0,10	0,07	12,52	0,86	1,10	0,55	0,82	0,42	0,05	0,03	0,39	0,25	1,14	1,01	2,54	0,73	4,03	0,51	0,16	0,13	0,04	0,02	0,74	0,11	1,04	0,46	0,69	0,16	0,52	0,09	0,82	0,11	0,68	0,10
Лючобский нект: кварцевые порфиры	9	73,52	3,12	0,28	0,22	12,46	2,19	1,01	1,47	1,59	0,58	0,03	0,02	0,56	0,50	1,14	0,70	2,85	0,81	4,72	1,45	0,11	0,04	0,06	0,05	0,72	0,19	1,22	0,81	0,82	0,10	0,52	0,14	0,91	0,05	0,81	0,18
Дайки гранит-порфиров и кварцевых порфиров суб-вулканической фации	11	73,71	2,83	0,11	0,09	13,18	0,68	0,83	0,42	1,40	0,35	0,02	0,01	0,49	0,59	1,27	1,21	2,74	0,93	3,85	0,76	0,16	0,08	0,09	0,09	0,76	0,18	1,26	0,61	0,79	0,22	0,50	0,13	0,88	0,13	0,68	0,14
Некты Курмынханский, Нилу: липаритовые порфиры	6	73,89	3,45	0,14	0,05	12,10	2,07	0,51	0,47	3,51	1,07	0,03	0,02	0,40	0,19	0,83	0,43	1,99	1,70	5,00	2,49	0,21	0,04	0,07	0,03	0,84	0,08	2,78	1,63	0,70	0,26	0,63	0,31	0,92	0,04	0,72	0,10
Дайки гранит-порфиров и кварцевых порфиров ги-пабиссальной фации	30	70,73	4,31	0,31	0,22	14,11	1,32	0,99	0,74	1,91	0,72	0,04	0,03	0,88	0,82	1,82	1,25	3,01	0,75	4,44	0,83	0,14	0,07	0,09	0,08	0,70	0,19	0,98	0,52	0,63	0,18	0,50	0,09	0,76	0,13	0,70	0,14
Группа умеренно-кислых пород																																					
Нижняя дацитовая толща: дацитовые порфиры, включая синхронные субвулканиче-ские интрузии	12	65,22	13,63	0,43	0,10	16,39	1,53	2,38	0,72	1,88	0,30	0,07	0,03	1,36	0,61	3,23	1,10	3,47	0,70	3,26	0,67	0,27	0,05	0,11	0,07	0,64	0,10	0,65	0,17	0,50	0,12	0,39	0,08	0,62	0,09	0,57	0,07
Субвулканические интрузии: гранодиорит-порфиры и кварцит-порфиры	13	63,19	3,10	0,48	0,12	15,82	1,90	1,79	1,00	3,24	1,40	0,09	0,03	1,85	0,90	3,50	2,02	2,83	1,06	2,92	0,81	0,27	0,04	0,18	0,04	0,60	0,13	0,75	0,58	0,60	0,18	0,41	0,09	0,71	0,15	0,49	0,13
Группа пород среднего и основного состава повышенной щелочности																																					
Трахидацитовые порфиры и трахиандезитовые порфи-риты Лючобской площади	11	57,54	3,06	0,92	0,36	17,27	2,44	4,21	2,49	2,25	1,43	0,07	0,02	2,44	1,50	4,46	1,80	2,69	0,99	4,38	1,41	0,32	0,15	0,33	0,18	0,59	0,19	0,89	1,05	0,37	0,17	0,55	0,11	0,55	0,15	0,57	0,15
Трахиандезитовая толща: трахиовальтовые и тра-хиандезитовые порфиры-ты Арджанак-Суффьянской площади	10	55,56	2,14	0,70	0,09	15,30	0,78	3,49	1,09	3,61	0,87	0,13	0,04	3,91	1,05	6,44	1,47	3,51	1,28	3,99	0,46	0,22	0,10	0,24	0,29	0,50	0,10	0,49	0,23	0,33	0,13	0,45	0,11	0,47	0,10	0,66	0,14

Примечание. n - число проб; \bar{x} - среднее арифметическое содержание; σ - среднеквадратичное отклонение.

Основные и дополнительные числовые характеристики и щелочной модуль
для средних составов пород лючобского интрузивно-вулканогенного комплекса

Группы пород	n	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	t	ψ	φ	a/c	Щелочной модуль
Группа кислых пород															
Фельзитовая толща: пепловые туфы, вулканические бомбы, фельзиты и др.		7,9	1,3	8,9	81,9	68	20	12	-	47,5	0,2	9	46,7	6,1	0,47
Фельзитовая толща: игнимбриты, игнимбритовые порфиры	10	12,3	1,3	5,5	80,9	44	43	13	-	43,0	0,2	29	35,9	9,5	0,72
Липаритовая толща: игнимбриты, липаритовые порфиры	15	12,0	1,2	4,3	82,5	49	42	9	-	51,6	0,1	18	39,8	10,0	0,73
Лючобский нект: эксплозивные и экструзивные брекчии	5	11,4	1,4	5,6	81,6	38	42	20	-	46,5	0,3	24	39,0	8,1	0,71
Лючобский нект: кварцевые порфиры	4	13,9	1,5	2,3	82,3	-	86	11	3	46,2	0,2	17	35,3	9,3	0,83
Лючобский нект /среднее по 4 и 5/	9	12,6	1,4	4,0	82,0	27	54	19	-	46,3	0,2	24	37,4	9,0	0,77
Верхняя дацитовая толща: туфы липарито-дацитовых порфиров	3	12,1	1,7	6,1	80,1	43	44	13	-	72,0	0,2	35	34,3	7,1	0,67
Курмышханский, Нилу, Ширкентский и др. некти	5	12,3	1,5	6,5	79,7	27	52	21	-	33	0,3	8	33,3	8,2	0,68
Дайки гранит-порфиров и кварцевых порфиров субвулканической фации	12	11,5	1,2	5,4	81,9	53	36	11	-	53,4	0,1	14	39,6	9,5	0,69
Дайки гранит-порфиров и кварцевых порфиров гипабиссальной фации	13	13,0	1,3	4,9	80,8	41	43	16	-	48,0	0,1	13	34,3	10,0	0,73
Группа умеренно кислых пород															
Нижняя дацитовая толща: дацитовые порфиры и туфолавы покровов	7	11,9	4,4	8,3	75,4	22	50	28	-	57,7	0,6	28	22,6	2,7	0,53
Микрогранитовые дацитовые порфиры интрузивных залежей	7	11,9	3,3	11,0	73,8	40	32	28	-	58,1	0,4	12	20,5	3,6	0,52
Верхняя дацитовая толща: дацитовые порфиры	5	10,7	2,5	10,2	76,6	43	36	21	-	36	0,4	16	29,3	4,3	0,53
Субвулканические интрузии: гранодиорит-порфиры и кв.латит-порфиры	5	13,4	3,7	10,1	72,8	22	44	34	-	62,5	0,5	17	15,1	3,6	0,58
Дайки гранодиорит-порфиров гипабиссальной фации	3	12,5	3,2	9,7	74,6	18	38	44	-	48,8	0,7	10	21,0	4,0	0,60
Группа пород среднего и основного состава повышенной щелочности															
Дайки латит-порфиров субвулканической фации	2	15,1	5,0	14,1	65,8	44	47	48	5	67,4	1,3	12	3,6	3,0	0,60
Дайки кв.латит-порфиров гипабиссальной фации	2	12,9	4,2	12,9	70,0	-	40	53	7	55,8	0,8	3	10,0	3,0	0,61
Трахиандезитовая толща: трахибазальтовые порфириты	5	14,3	2,7	20,0	63,0	-	32	38	30	60,0	1,0	14	-5,3	5,3	0,68
Трахиандезитовая толща: трахиандезитовые порфиры	4	12,4	4,6	15,0	68,0	-	51	34	15	55,2	1,1	19	6,6	2,7	
Верхняя дацитовая толща: трахиандезитовые порфириты	2	17,1	4,2	14,3	64,4	-	53	42	5	76	1,7	3,0	-9,6	4,1	0,67

Таблица 24

Нормативные составы главных групп пород лючобского интрузивно-вулканогенного комплекса

Группы пород	n	Нормативный состав в %														Q		
		il	or	ab	al	c	nt	hm	wo		fs		en		fa		fe	
									di	di	hy	hy	el	el				
Группа кислых пород																		
Фельзитовая толща: игнимбриты и игнимбритовые порфиры	10	0,5	30,0	21,3	5,4	1,8	1,9	0,6	-	-	-	-	1,1	1,1	-	-	37,4	
Липаритовая толща: игнимбриты, игнимбритовые порфиры	15	0,1	25,0	25,1	5,1	1,6	1,4	-	-	-	-	1,1	0,6	-	-	40,0		
Лючобский нект: экспозиционные и интрузивные брекчии	5	0,6	26,2	21,5	5,7	1,6	2,4	-	-	-	-	0,1	1,7	-	-	40,2		
Лючобский нект: кварцевые порфиры	4	0,3	31,6	25,5	6,1	-	0,7	-	0,1	0,1	-	2,4	0,4	-	-	32,8		
Лючобский нект /среднее/	9	0,5	28,9	23,5	5,8	0,8	1,6	-	-	-	-	1,1	1,1	-	-	36,7		
Субвулканические дайки гранит-порфиров и кварцевых порфиров	12	0,2	23,2	25,6	5,1	2,1	1,4	-	-	-	-	1,5	0,9	-	-	40,0		
Гипабиссальные дайки гранит-порфиров и кварцевых порфиров	13	0,2	28,8	25,0	5,6	1,5	1,2	-	-	-	-	2,1	1,2	-	-	34,4		
Группа умеренно кислых пород																		
Нижняя дацитовая толща: дацитовые порфиры	7	0,9	20,6	26,5	17,9	1,3	4,0	-	-	-	-	0,4	3,4	-	-	25,0		
Дацитовые порфиры субвулканических интрузий	7	0,6	20,8	27,3	14,0	3,4	2,4	-	-	-	-	2,2	4,6	-	-	24,7		
Нижняя дацитовая толща и синхронные интрузии /среднее/	14	0,8	20,7	26,5	16,2	2,5	3,1	-	-	-	-	1,5	3,8	-	-	24,9		
Субвулканические интрузии: гранодиорит-порфиры и кв.латит-порфиры	5	0,8	20,5	32,4	15,4	1,6	2,8	-	-	-	-	3,1	5,0	-	-	18,4		
Гипабиссальные дайки гранодиорит-порфиров	3	1,2	26,2	23,6	13,4	1,0	1,6	-	-	-	-	3,3	6,4	-	-	21,0		
Группа пород среднего и основного состава повышенной щелочности																		
Дайки латит-порфиров субвулканической фации	2	1,9	21,7	37,0	20,3	-	3,0	-	1,4	0,4	0,9	3,8	5,8	1,5	2,3	-		
Гипабиссальные дайки кв.латит-порфиров	2	1,2	23,5	28,2	17,3	-	0,7	-	1,7	0,7	0,9	6,8	9,2	-	-	9,8		
Трахиандезитовая толща: трахибазальтовые порфириты	5	1,4	24,2	34,1	11,5	-	5,1	-	9,8	2,0	7,1	0,4	1,7	0,6	2,1	-		
Трахиандезитовая толща: трахиандезитовые порфириты	4	1,6	22,7	26,3	18,8	-	6,0	-	3,8	1,4	2,6	2,3	4,8	-	-	9,9		
Трахиандезитовая толща /среднее/	9	1,4	23,0	30,8	15,4	-	5,3	-	6,8	1,5	4,8	1,6	4,7	-	-	4,3		

Таблица 25

Среднее содержание радиоактивных элементов /по Щукину, 1968/,
Р и Р в породах поверхностных фаций

Породы поверхностных фаций	Р %	Р %	U · 10 ⁻⁴ %	Th · 10 ⁻⁴ %	Th/U
Верхняя дацитовая толща Туфолавы и туфы дацитовых и дацито-липаритовых порфиров	0,015	0,048	5,3	17	3,20
Липаритовая толща туфы, игнимбриты	0,009	0,018	6,3	21	3,33
Нижняя дацитовая толща Дацитовые порфиры и их туфолавы	0,024	0,035	7,2	22	3,06
Фельзитовая толща Туфы, игнимбриты	0,007	0,027	9,1	32	3,52
Трахиандезитовая толща Трахиандезиты и трахибазальты Арджанак-Суф-финской площади	0,053	0,078	5,1	29	5,70
Трахидацитовые и трахиандезитовые порфириты Лючобской площади	0,07	0,153	-	-	-

Таблица 26

Химические составы альбитита и неизмененного гранита

Окислы в вес. % № анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O	ППП
	I	61,30	0,43	18,13	3,00	1,44	0,06	1,60	1,35	0,62	9,10	0,16	0,44	0,24
II	75,88	0,15	11,88	0,15	1,90	0,07	0,12	1,35	4,91	2,86	0,00	0,00	0,00	0,35

I - альбитит, бассейн р. Лугур (обр. I42/2, Шукин, 1965 г.), II - неизмененный порфировидный гранит, бассейн р. Лугур (обр. I54, Шукин, 1965 г.).

Таблица 27

Химические составы аргиллизированного и неизмененного гранитов

Окислы в вес. % № анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O	ППП
	I	72,07	0,35	12,71	0,78	2,04	0,06	1,42	1,57	4,60	2,80	0,14	0,15	0,09
II	51,90	0,74	19,88	2,47	1,38	0,09	1,58	4,36	11,68	0,12	0,18	3,34	0,08	5,48

I - неизмененный порфировидный гранит (низовья р. Ис; обр. II/3, Шукин, 1965 г.).
II - аргиллизированный гранит (там же; обр. II/II, Шукин, 1965 г.).

Таблица 28

Количественные соотношения минералов в карбонатизированных и серицитизированных вулканитах и их неизменных разностях (в объемн.%)

Минералы	I	2	3	4	5	6
Кварц	17,31	34,42	-	-	-	-
Полевой шпат основной массы	43,00	22,30	-	-	-	-
Основная микрофелъзитовая масса	-	-	72,03	81,91	79,17	51,65
Порфиновые выделения ^X плагиоклаза	32,12	28,67	13,05	8,73	2,65	8,10
Порфиновые выделения ^X ортоклаза	-	-	11,15	-	2,00	9,32
Сферолиты	-	-	-	-	10,53	-
Порфиновые выделения биотита	1,30	-	-	-	-	-
Карбонаты ^{XX}	1,63	7,62	-	3,62	1,65	2,47
Серицит ^{XX}	-	4,48	-	2,12	5,00	28,00
Хлорит ^{XX}	2,80	1,49	2,34	1,58	1,10	-
Рудные минералы ^{XX}	1,84	1,02	1,43	1,04	-	0,46
Итого	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
L, мм	403,5	342,2	313,0	296,4	361,4	285,6

Примечание. I - микрогранитовый дацитовый порфир неизмененный; 2 - микрогранитовый дацитовый порфир карбонатизированный и серицитизированный; 3 - игнимбрит фелъзитовых порфиров неизмененный; 4 - игнимбрит фелъзитовых порфиров карбонатизированный и серицитизированный; 5 - сферолитовый туф фелъзитовых порфиров слабо измененный; 6 - туф фелъзитовых порфиров серицитизированный и карбонатизированный.

X Так же обломки порфировых выделений в игнимбритах и туфах.
XX В псевдоморфозах по порфировым выделениям и в основной массе.

Привнос - вынос петрогенных компонентов при карбонатизации и серицитизации вулканогенных пород

Компо- ненты	Содержание компонентов в вес. %						Содержание компонента в кг в 1 м ³						Привнос +/- и вынос -/- компонента в кг		
	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6	1-2	3-4	5-6
SiO ₂	64,07	62,91	74,63	68,78	70,21	57,93	1678,6	1654,5	1947,8	1788,2	1832,5	1523,5	-24,1	-159,6	-309,0
TiO ₂	0,29	0,26	0,31	0,40	0,07	0,08	7,6	6,9	8,1	10,4	1,8	2,1	-0,7	+2,3	+0,3
Al ₂ O ₃	16,75	16,18	12,80	14,64	17,82	21,34	438,8	425,5	334,1	380,7	465,1	561,2	-13,3	+46,6	+96,1
Fe ₂ O ₃	2,64	1,42	2,48	1,39	1,15	1,45	69,2	37,3	64,7	36,1	30,0	38,1	-31,9	-28,6	+8,1
FeO	1,72	2,58	0,84	2,23	0,29	0,65	45,1	67,9	21,9	58,0	7,6	17,1	+22,8	+36,1	+9,5
MnO	0,05	0,06	0,12	0,06	0,03	0,09	1,3	1,6	3,1	1,6	0,8	2,4	+0,3	-1,5	+1,6
MgO	2,01	1,72	0,32	0,80	1,14	1,19	52,7	45,2	8,4	20,8	29,8	31,3	-7,5	+12,8	+1,5
CaO	2,59	3,57	0,63	0,84	2,19	5,28	67,8	93,9	16,5	21,8	57,2	138,9	+26,1	+5,3	+81,7
Na ₂ O	4,69	2,69	6,22	3,09	1,81	4,58	122,9	70,8	162,3	80,3	47,2	120,4	-52,1	-82,0	+73,2
K ₂ O	3,49	3,26	0,74	4,73	2,41	2,08	91,4	85,7	19,3	123,0	62,9	54,7	-5,7	+103,7	-8,2
H ₂ O ⁻	0,30	0,74	0,31	0,44	0,48	0,42	7,9	19,5	8,1	11,4	12,5	11,0	+11,8	+3,3	-1,5
H ₂ O ⁺	0,86	2,90	0,60	1,91	2,00	3,97	22,5	76,2	15,7	49,6	52,2	104,4	+53,7	+33,9	+52,2
CO ₂	0,54	1,52	-	0,56	0,40	0,93	14,2	40,0	-	14,6	10,4	24,5	+25,8	+14,6	+14,1
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	2620	2630	2610	2600	2610	2630			
Объем. вес	2,62	2,63	2,61	2,60	2,61	2,63									
Удельн. вес	2,68	2,69	2,76	2,70	2,65	2,77									
Пористость в %	2,24	2,22	5,47	3,70	1,5	5,0									

Примечание. 1 - неизменный дацитовый порфир /обр.3965, верховья ручья. Мубарак/; 2 - карбонатизированный и серицитизированный дацитовый порфир /обр.3850а, там же/; 3 - неизменный игнимбрит фельзитовых порфиров /обр.344л, верховья ручья Арджанака/; 4 - карбонатизированный и серицитизированный игнимбрит фельзитовых порфиров /обр.343л, там же/; 5 - неизменный туф фельзитовых порфиров /обр.138, правый склон долины р.Ханака/; 6 - карбонатизированный и серицитизированный туф фельзитовых порфиров /обр.318л, там же/.

Изменение формульных составов пород при щелочном и щелочно-кальциевом метасоматозе

Тип метасоматоза	Название пород	Формулы пород /по Т.Барту/
Щелочной	Порфиroidный гранит /обр. I54/65г/	$K_{53} Na_{50} Ca_{13} Mg_{14} Mn_{0,5} Fe_{14}^{2+} Fe_{11}^{3+} Al_{122} Ti_1 Si_{660} C_0 P_0 /O_{1590} (OH)_{10} / (H_2O)_0$
	Альбитит /обр. I42-2/65г/	$K_6 Na_{145} Ca_{12} Mg_{20} Mn_{0,5} Fe_{10}^{2+} Fe_{19}^{3+} Al_{178} Ti_3 Si_{510} C_5 P_1 /O_{1528} (OH)_{65} / (H_2O)_7$
	Порфиroidный гранит /обр. II/3-65г./	$K_{52} Na_{48} Ca_{15} Mg_{18} Mn_1 Fe_{15}^{2+} Fe_{5}^{3+} Al_{133} Ti_3 Si_{637} C_2 P_1 /O_{1544} (OH)_{53} / (H_2O)_3$
	Аргиллизированный гранит /обр. II/II-65 г./	$K_{110} Na_2 Ca_{34} Mg_{18} Mn_1 Fe_{14}^{2+} Fe_{10}^{3+} Al_{172} Ti_4 Si_{381} C_{43} P_1 /O_{1463} (OH)_{134} / (H_2O)_3$
	Дацитовый порфир. /неизмененный; обр. 39 65 /	$K_{39} Na_{79} Ca_{24} Mg_{26} Mn_{0,5} Fe_{12}^{2+} Fe_{18}^{3+} Al_{171} Ti_2 Si_{592} C_6 / O_{1568} (OH)_{24} / (H_2O)_8$
	Дацитовый порфир карбонатизированный и серицитизированный; /обр. 3850/	$K_{37} Na_{36} Ca_{26} Mg_{26} Mn_{0,5} Fe_{14}^{2+} Fe_{14}^{3+} Al_{178} Ti_2 Si_{598} C_{16} /O_{1472} (OH)_{96} / (H_2O)_{32}$
	То же /обр. 3850а/	$K_{34} Na_{44} Ca_{32} Mg_{21} Mn_{0,5} Fe_{18}^{2+} Fe_{9}^{3+} Al_{159} Ti_2 Si_{523} C_{17} /O_{1500} (OH)_{80} / (H_2O)_{20}$
Щелочно-кальциевый	$\tau''\tau$ $\tau''+$ /обр. 3850б/	$K_{38} Na_{47} Ca_{15} Mg_{23} Mn_{0,5} Fe_{19}^{2+} Fe_{7}^{3+} Al_{165} Ti_2 Si_{543} C_{12} /O_{1523} (OH)_{60} / (H_2O)_{17}$
	$\tau''\tau$ -- /обр. 3850е/	$K_{39} Na_{45} Ca_{22} Mg_{21} Mn_{0,5} Fe_{17}^{2+} Fe_{7}^{3+} Al_{161} Ti_2 Si_{541} C_{23} /O_{1543} (OH)_{40} / (H_2O)_{17}$
	$\tau''\tau$ $\tau''\tau$ /обр. 3850з/	$K_{35} Na_{44} Ca_{30} Mg_{20} Mn_{0,5} Fe_{12}^{2+} Fe_{7}^{3+} Al_{160} Ti_2 Si_{519} C_{26} /O_{1507} (OH)_{74} / (H_2O)_{19}$
	Игнимбрит липаритового порфира /неизмененный; обр. I38/	$K_{32} Na_{23} Ca_7 Mg_5 Mn_1 Fe_2^{2+} Fe_4^{3+} Al_{66} Ti_1 Si_{726} C_4 /O_{1525} (OH)_{75} / (H_2O)_0$
	Игнимбрит липаритового порфира /карбонатизированный и серицитизированный; (обр. III/4	$K_{22} Na_{22} Ca_8 Mg_5 Mn_0 Fe_2^{2+} Fe_5^{3+} Al_{69} Ti_1 Si_{724} C_8 /O_{1527} (OH)_{71} / (H_2O)_2$
	То же /обр. II3/2/	$K_{25} Na_{26} Ca_{20} Mg_4 Mn_1 Fe_8^{2+} Fe_2^{3+} Al_{73} Ti_0 Si_{714} C_{16} /O_{1411} (OH)_{189} / (H_2O)_0$
	$\tau''\tau$ $\tau''\tau$ /обр. II3/4/	$K_{20} Na_{27} Ca_3 Mg_3 Mn_0 Fe_5^{2+} Fe_2^{3+} Al_{67} Ti_1 Si_{728} C_0 /O_{1524} (OH)_{73} / (H_2O)_3$
	Игнимбрит фельзитового порфира /неизмененный; обр. 344л/	$K_8 Na_{103} Ca_6 Mg_4 Mn_1 Fe_6^{2+} Fe_{17}^{3+} Al_{130} Ti_3 Si_{642} C_0 /O_{1559} (OH)_{33} / (H_2O)_8$
	Игнимбрит фельзитового порфира /карбонатизированный и серицитизированный; обр. 343л/	$K_{47} Na_{47} Ca_7 Mg_{10} Mn_{0,5} Fe_{15}^{2+} Fe_8^{3+} Al_{134} Ti_3 Si_{539} C_6 /O_{1488} (OH)_{100} / (H_2O)_{12}$
	Туф фельзитового порфира /неизмененный; обр. I38л/	$K_{25} Na_{28} Ca_{19} Mg_{13} Mn_{0,5} Fe_2^{2+} Fe_7^{3+} Al_{170} Ti_1 Si_{570} C_4 /O_{1479} (OH)_{108} / (H_2O)_{13}$
Туф фельзитового порфира /карбонатизированный и серицитизированный; обр. 3I8л/	$K_{21} Na_{72} Ca_{46} Mg_{14} Mn_{0,5} Fe_4^{2+} Fe_8^{3+} Al_{198} Ti_{0,5} Si_{467} C_{10} /O_{1377} (OH)_{212} / (H_2O)_{11}$	

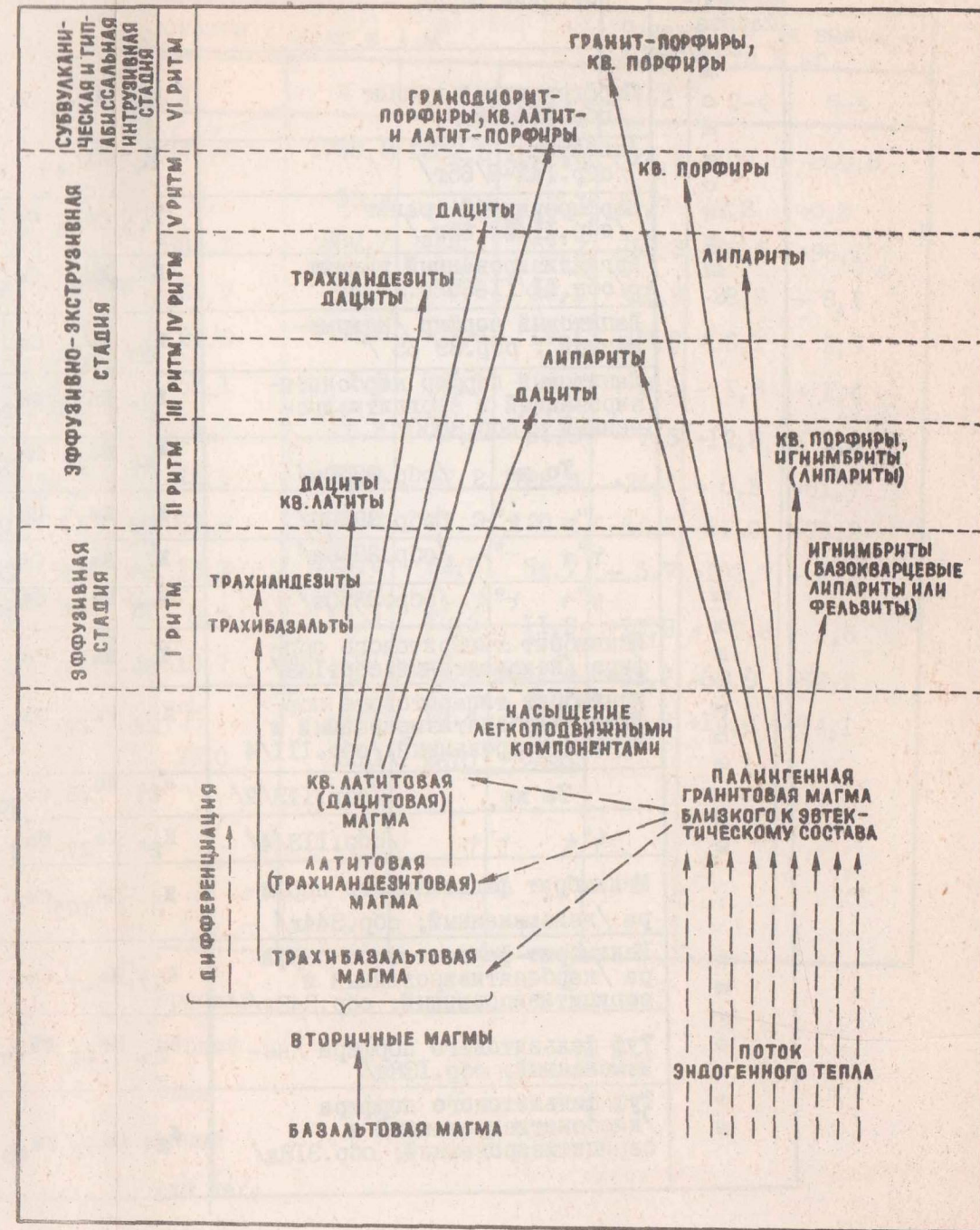
Таблица 31

Изменение количеств Fe^{3+} и Fe^{2+} и физических свойств пород при карбонатизации и серицитизации вулканитов

Породы	Количество проб	Содержание в кг/м ³			$W = \frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+} + Fe^{2+}}$	Удельный вес	Объемный вес	Пористость, %	
		Fe^{3+}	Fe^{2+}	$Fe^{3+} + Fe^{2+}$				общая	открытая
Дацитовые порфиры неизменные	I7	45,4	36,4	81,8	0,55	2,69	2,63	2,24	I,2
Дацитовые порфиры карбонатизированные и серицитизированные	2I	30,9	45,8	76,7	0,40	2,72	2,65	2,57	I,9
Игнимбриты и туфы фельзитовых порфиров неизменные	I6	3I,6	I3,0	44,6	0,7I	2,67	2,6I	2,26	-
Игнимбриты и туфы фельзитовых порфиров карбонатизированные и серицитизированные	I2	I4,7	27,4	42, I	0,35	2,69	2,62	2,60	-
Игнимбриты липаритовых порфиров неизменные	I0	22,2	I3, I	35,3	0,63	2,66	2,59	2,62	-
Игнимбриты липаритовых порфиров карбонатизированные и серицитизированные	3	I2,7	I6,5	29,2	0,43	2,67	2,50	6,00	4,9

ТАБЛИЦА 32

СХЕМА ОБРАЗОВАНИЯ
ЛЮЧОБСКОГО ИНТРУЗИВНО-ВУЛКАНОГЕННОГО КОМПЛЕКСА (ДАЦИТ-ЛИПАРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ, ЛАТИТ-ЛИПАРИТОВАЯ СУБФОРМАЦИЯ)



Соотношение стадий образования, ритмичности строения
и фаций лачобского интрузивно-вулканогенного комплекса

Стадия вулканизма	Ритм	Фац и				Характер поступления вулканического материала	Коэффициент эксплозив.	Тип извержения
		Гипабиссальные	Субвулканические	Жерловые	Поверхностные			
Эффузивная	I				Покровы трахибазальтовых-трахиандезитовых порфиритов, туфобрекчии	Эксплозивно-эффузивный	10%	?
				Кульская экстрюзия фельзитовых порфиров	Мощные покровы игнимбри-тов; туфы фельзитовых порфиров	Эксплозивный	100%	Трещинный или многовыходной линейности
Эффузивно-экструзивная	II		Дацитовые порфиры Ханакинской и Така-бошской интрузивных залежей/"неудавшиеся покровы"/		Мощные покровы дацитовых порфиров и их туфолав; туфобрекчии, туфы	Эксплозивно-эффузивный	От 30 до 85%, чаще 40-65%	Центральный
			Полукольцевые дайки гранит-порфиров	Лачобский неки кварцевых порфи-ров	Мощные покровы игнимбри-тов; туфолавы, туфобрекчии туфы липаритовых порфиров	Эксплозивный	100%	
	III				Маломощные покровы туфо-лав и туфобрекчий даци-товых порфиров	Эксплозивный	100%	Центральный многовыходной
					Маломощные покровы туфо-брекчий и туфов дацито-липаритовых порфиров	Эксплозивный	100%	
IV					Покровы дацитовых порфи-ров и андезитовых порфи-ритов, туфобрекчии анде-зито-дацитовых и дацито-андезитовых порфиритов	Эффузивно-экспло-зивный	50%	
					Маломощные покровы туфов дацито-липаритовых и фельзитовых порфиров	Эксплозивный	100%	
V					Маломощные покровы туфо-лав и туфобрекчий даци-товых порфиров	Эксплозивный	80%	
				Некки кварцевых и липаритовых порфи-ров /Курмышханский Нилу, Горнохана-кинский и др./				
Субвулканиче-ская и гипа-биссальная интрузивные	VI	Дайки гранодио-рит-порфиров, кварцевых латит-порфиров, грано-сленит-порфиров	Штоки, сдвиги, линей-ные тела и дайки гранодиорит-порфи-ров /Овчикуракская, Айборикская и др. интрузии/ и кв. латит-порфиров /Сар-бинская интрузия/			Внедрение в узлах пересечения разломов в трещины отрыва и отслоения в близ-поверхностных условиях		
		Дайки и дайкооб-разные тела микро-гранитов, гранит-порфиров, кварце-вых порфиров	Дайки и дайкообраз-ные тела гранит-порфиров, кварцевых порфиров, гранофи-ров			Внедрение в трещины отрыва, реже в тре-щины отслоения в близповерхностных условиях		

ЛИТЕРАТУРА

- Авдзейко Г. В., Атрашенко Л. Я., Крылов А. Я., Кутенец В. А., Мушкин И. В., Тарасенко А. Т. Абсолютный возраст порфировидных гранитов Гиссарского хребта (Южный Тянь-Шань). Изв. АН СССР, сер. геол. № 10, 1966.
- Алферов Г. Ю., Арапов В. А., Бухарин А. К., Гарьковец В. Г., Кнауер В. И., Пяновская И. А., Пятков К. К., Рубанов Д. А., Яскович Б. В. Тектоническая карта Узбекской ССР. Ташкент, Изд. «Фан», УзССР, 1967.
- Баратов Р. Б. Магматические комплексы южного склона Гиссарского хребта и некоторые вопросы петрологии и металлогении. Тр. Ин-та геологии АН Тадж. ССР, т. 58, вып. 1, 1956.
- Баратов Р. Б. К геолого-петрографической характеристике эффузивных пород Зеравшано-Гиссарской области. Изв. Отд. геолого-хим. и техн. наук, АН Тадж. ССР, вып. 1, 1959.
- Баратов Р. Б. Некоторые особенности эффузивного вулканизма Зеравшано-Гиссарской горной области (Южный Тянь-Шань). Проблемы вулканизма. Мат-лы к I Всесоюз. вулканог. совещ. АН Арм. ССР. Ереван, 1959.
- Баратов Р. Б. Основные черты магматизма и металлогении Зеравшано-Гиссарской горной области. Зап. Тадж. отд. Всесоюз. минералог. Тр. т. 104, вып. 1, Сталинабад, 1959.
- Баратов Р. Б., Хасанов А. Х. Постмагматические метасоматические образования Южного Гиссара. Изв. Отд. геол.-хим. наук АН Тадж. ССР, вып. 4, 1961.
- Баратов Р. Б. и Хасанов А. Х. О роли метасоматоза в генезисе гранитоидных пород и постмагматических образований Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань). ДАН СССР, т. 142, № 6, 1962.
- Баратов Р. Б. Некоторые особенности интрузивного магматизма южного склона Гиссарского хребта (Южный Тянь-Шань). Проблемы геологии Таджикистана. Душанбе, 1964.
- Баратов Р. Б. Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение. Душанбе, изд. «Дониш», 1966.
- Баратов Р. Б., Мельниченко А. К., Новосельцев Ю. А., Агеева Л. И. К геохронологии малых интрузий и сульфидно-флюоритовой минерализации южного склона Гиссарского хребта. Докл. АН Тадж. ССР, т. 10, № 10, 1967.
- Баратов Р. Б., Бабаходжаев С. М., Кутенец В. А., Месхи А. М., Белов А. Н., Дмитриев Э. А., Дусматов В. Д., Лутков В. С., Мельниченко А. К. О возрастном расчленении магматических комплексов Таджикистана. Изв. Отд. физ.-матем. и геол.-хим. наук АН Тадж. ССР, № 4 (34), 1969.
- Баратов Р. Б., Кутенец В. А., Маджи Л. А. О последовательности образования герцинских интрузивных комплексов Восточного Каратегина (Центральный Таджикистан). ДАН СССР, т. 191, № 6, 1970.
- Баратов Р. Б., Кухтиков М. М., Мушкин И. В., Брейвинская В. М., Кутенец В. А. Вулканические трубки взрыва и некоторые особенности глубинного строения Южного Гиссара. Душанбе, изд. «Дониш», 1970.
- Баратов Р. Б., Литвиненко К. И., Афиногенова Л. Н. Эндогенная металлогения Центрального Таджикистана и Памира. Сб. Закономерности размещения полезных ископаемых, 9, изд. «Наука», 1970.
- Бойд Ф. Р. Спекшиясы туфы и потоки риолитового плато в Йеллоустонском парке Вайоминг. Сб. Проблемы палеовулканизма. ИЛ, 1963.
- Васильчиков М., Финкельштейн Ш., Готгильф А., Кондур В., Кошлаков Г., Молчанов А., Подольская Э., Шнип О., Яковец Ю., Широков В. Геология и нефтегазоносность Душанбинского прогиба, вып. 4, Душанбе, изд. «Ирфон», 1968.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», № 7, 1962.
- Виноградов П. Д., Довжиков А. Е., Зубцов Е. И., Огнев В. Н. Тяньшаньская складчатая область. Геол. строение СССР, т. 3, Госгеолтехиздат, 1958.

Влодавец В. И. К вопросу о происхождении некоторых вулканических трещин. АН СССР. Бюл. вулкан. ст., № 23, 1954.

Влодавец В. И. О происхождении пород, обычно называемых туфолатами и игнимбритами. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 14, М., 1957.

Влодавец В. И. (ред.). Туфолатаы и игнимбриды. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 20, М., 1961.

Влодавец В. И. О термине «игнимбриды». Изв. АН СССР, сер. геол. № 6, 1964.

Гнутенко Н. А., Куземко В. Н., Портнягин Э. А. Генетические и структурно-тектонические особенности одного рудного месторождения Центрального Таджикистана. Геол. сб. Львовского геол. о-ва, № 12, Львов, 1969.

Горецкая Е. Н. О применении графической схемы классификации изверженных горных пород по параметрам Q и $a:c$ А. Н. Заварицкого. Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 21. Петрограф. сб. № 2, 1957.

Горецкая Е. Н. Флишевая каменноугольная формация южного склона Гиссарского хребта. Тр. Ин-та геол. АН Тадж. ССР, т. 4, Душанбе, 1961.

Горецкая Е. Н. Палеозойские вулканогенные формации Тянь-Шаня и их связь с различными типами тектонических структур. Сб. Вопросы вулканизма. Изд. АН СССР, 1962.

Горецкая Е. Н., Морозенко Н. К. Магматизм и металлогения в палеозойской истории геологического развития Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань). Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 73. Петрограф. сб. № 4, 1962.

Горецкая Е. Н. Выступление на симпозиуме по вулканоплутоническим формациям. В кн.: «Вулкано-плутон. формации и их рудоносность». Алма-Ата, изд. «Наука», 1969а.

Горецкая Е. Н. Закономерности проявления постинверсионных магматических формаций на примере Тянь-Шаня. Мат-лы IV Всесоюз. петрограф. совещания. Изд. АН Азерб. ССР, 1969б.

Далимов Т. Н., Шарипов Т. Т., Аскаров Ф., Бигаева А. О возрасте и последовательности образования субвулканических интрузий хребта Сурхан-тау (юго-западные отроги Гиссара). «Узб. геол. журнал», № 3, 1969.

Довжиков А. Е., Зубцов Е. И., Аргутина Т. А. Тянь-Шаньская складчатая система. Геологическое строение СССР, т. 2. Тектоника. «Недра», 1968.

Заварицкий А. Н. Игнимбриды Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1947.

Заварицкий А. Н. По поводу замечаний П. И. Лебедева о природе туфовых лав Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1948.

Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. Госгеолтехиздат, 1960.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, 1961.

Карпова Е. Д. Металлогеническое районирование Тянь-Шаня и Памира. «Советская геология», № 8, 1959.

Коптев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Петрова М. А. Вулканогенные породы и методы их изучения. «Недра», 1967.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1953.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. «Недра», 1964.

Куно Х. Серия изверженных пород. Тр. геохим. конф. «Химия земной коры», т. 2, М., 1964.

Курек Н. Н. и Курек А. И. Серпентитосодержащие породы. Сб. Измененные околорудные породы и их поисковое значение. Госгеолтехиздат, 1954.

Кухтиков М. М. Тектоническая зональность и некоторые вопросы магматической геологии южного склона Гиссарского хребта (Южный Тянь-Шань). Тр. Ин-та геологии АН Тадж. ССР, т. 8, вып. 1, Сталинабад, 1956.

Кухтиков М. М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе, изд. «Дониш», 1969.

Лучицкий И. В. О значении щелочного модуля для систематики изверженных пород. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та. Сиб. отд. АН СССР, сер. геол., вып. 5, 1962.

Марковский А. П. Зеравшано-Гиссарская горная область. В кн.: «Таджикско-Памирская экспедиция 1935 г.». Изд. АН СССР, 1936.

Мартин Р. К. Некоторые геологические и петрографические особенности игнимбритов Америки и Новой Зеландии. Сб. Проблемы палеовулканизма. ИЛ, 1963.

Мельниченко А. К., Могаровский В. В. О распределении фтора в кислых эффузивах южного склона Гиссарского хребта. Докл. АН Тадж. ССР, т. 10, № 1, 1967.

Месропян А. И. О генезисе четвертичных туфов Армении. Изв. АН Арм. ССР, 4, № 4, 1951.

Миклухо-Маклай А. Д. Среднеазиатская герцинская, киммерийская и

альпийская складчатые области. В кн.: «Стратиграфия СССР. Пермская система». Изд. «Недра», 1966.

Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Игнимбрито-туфолавова формация в структуре альпийского пояса Юго-Западной Евразии. Тр. Лабор. палеовулканологии, вып. 2, М., 1963.

Морозенко Н. К., Шукин С. И., Козюренко Л. А. Дайковое поле Варзоб—Кафиринган в Южном Гиссаре (Южный Тянь-Шань). Зап. ВМО, вторая серия, ч. 93, вып. 3, 1964.

Морозенко Н. К. и Квятковский Е. М. Успехи прикладной геохимии. Зап. Ленинград. горн. ин-та, т. 56, вып. 2, Л., 1969.

Моссаковский А. А. Орогенный этап развития геосинклинальных областей и некоторые проблемы субсквентного магматизма. Сб. Проблемы связи тектоники и магматизма. Тр. совещания. Изд. «Наука», 1969.

Мушкин И. В. и Ромов В. Б. К вопросу о генезисе сyenитов и граносyenитов южного склона Гиссарского хребта. Изв. Отд. геол.-хим. и техн. наук. АН Тадж. ССР, № 1(7), 1962.

Мушкин И. В., Кутенец В. А., Брейвинская В. М. К вопросу о щелочноультраосновном магматизме южного склона Гиссарского хребта и Каратегина. Изв. Отд. геол.-хим. и техн. наук АН Тадж. ССР, № 3(12), 1963.

Мушкин И. В., Ступников А. Р., Тарасов В. И. Условно нижнепермский вулканогенный комплекс бассейна р. Диамалик (южный склон Гиссарского хребта). Зап. Тадж. отд. ВМО, вып. 2, Душанбе, 1964.

Мушкин И. В., Кутенец В. А. Позднебабитовые граниты повышенной щелочности Южного Гиссара. В кн.: «Первое Среднеазиатское региональное петрографическое совещание». Ташкент, изд. «Наука», УзССР, 1965.

Мушкин И. В., Кутенец В. А. Металлогенические особенности интрузивных комплексов Южного Гиссара. Металлогения Тянь-Шаня. Фрунзе, изд. «Илим», 1968.

Мушкин И. В. Габбро-плагногранитная формация Южного Гиссара. Сб. Магматизм и металлогения Таджикистана. Душанбе, изд. «Дониш», 1968.

Наковник Н. И. Вторичные кварциты. Сб. Измененные околорудные породы и их поисковое значение. Госгеолтехиздат, 1954.

Наседкин В. В. Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения. Тр. Ин-та геол. рудных месторождений, минер., петрогр. и геохимии АН СССР, вып. 98, 1963.

Новосельцев Ю. А. Метасоматические сyenиты и флюоритовая минерализация Южного Гиссара. Докл. АН Тадж. ССР, т. 10, № 2, 1967.

Овчинников С. К. Новые данные по геологии южного склона Гиссарского хребта. Изв. ТФАН СССР, № 11, 1946.

Овчинников С. К. Пермские отложения Центрального Таджикистана. Геология СССР, т. 24, ч. 1, Госгеолтехиздат, 1959а.

Овчинников С. К. Южно-Гиссарская структурно-фациальная зона и Гиссарский глубинный разлом. Изв. Отд. геол.-хим. и техн. наук АН Тадж. ССР, вып. 1, 1959б.

Осборн Э. Ф. Роль давления кислорода при кристаллизации и дифференциации базальтовых магм. Новости зарубеж. геологии, вып. 37, ОНТИ ВСЕГЕИ, 1966.

Пейве А. В., Синицин В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1950.

Пийп Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом. Тр. Лаб. вулканологии, вып. 11, М., 1956.

Покровский А. В. Основные закономерности развития карбонового вулканизма Южного Узбекистана. Сб. Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 17, Ташкент, 1965.

Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ком. наук УзССР, 1938.

Рабинович А. В. Минералого-геохимические особенности магматических комплексов южного склона Гиссарского хребта. Геология СССР, т. 24, Таджикская ССР, ч. 1, Госгеолтехиздат, 1959.

Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Изд. АН УзССР, 1959.

Ритман А. Вулканы и их деятельность, Изд. «Мир», 1964.

Росс К. С., Смит Р. Л. Туфы пеплового потока, их происхождение, геологические отношения и идентификация. Сб. Проблемы палеовулканизма. ИЛ, 1963.

Рубанов Д. А. Краткий очерк геологического строения Западного Гиссара. Ташкент, изд. «Фан», 1968.

Сикстель Т. А. Стратиграфия континентальных отложений верхней перми и триаса Средней Азии. Тр. Ташк. гос. ун-та, нов. сер., вып. 176, кн. 13, 1960.

- Сикстель Т. А. О континентальных отложениях перми в Средней Азии. В сб. научных трудов (к 22-й сессии МГК), вып. 4, Ташкент, Политехн. ин-т, 1964.
- Синицын Н. М. Схема тектоники Тянь-Шаня. Вести. ЛГУ, № 12, сер. геол. и геогр., вып. 2, 1957.
- Смит Р. Л. Потоки вулканического пепла. Сб. Проблемы палеовулканизма. ИЛ, 1963.
- Сперанская И. М. Петрографическая классификация игнимбритов. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 19, 1966.
- Стратиграфия Узбекской ССР. Книга первая. Палеозой. Изд. «Наука» УзССР, 1965.
- Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. Тр. ГИН АН СССР, вып. 179, М., 1968.
- Тарасенко А. Т. Гранитоиды юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Изв. Отд. естеств. наук АН Тадж. ССР, № 3 (30), 1959а.
- Тарасенко А. Т. Магматизм Центрального Таджикистана. Геология СССР, т. 24, кн. 1, 1959б.
- Тарасенко А. Т. Тяньшаньская складчатая область. Юго-Западный Тянь-Шань. Геологическое строение СССР, т. 3. Магматизм. М., 1968.
- Тарасенко А. Т. Гиссарский глубинный разлом по новейшим данным. Сб. Вопросы геологии Средней Азии. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 168, Л., 1970.
- Файзиев А. Р. Минералогия и температура образования минералов рудопроявления Красные Холмы (Южный Гиссар). Изв. Отд. физико-техн. и хим. наук АН Тадж. ССР, № 1 (17), 1965.
- Хани В. Е. Общая геотектоника. «Недра», 1964.
- Харкевич Д. С., Москалева В. Н. Серии магматических формаций как основа классификации складчатых областей и платформ. Сб. Проблемы связи тектоники и магматизма. Тр. совещания. Изд. «Наука», 1969.
- Хасанов А. Х. Кварцевые порфиры Каратегинского хребта. Тр. Тадж. гос. ун-та, сер. естеств. наук, т. 2, Сталинабад, 1957.
- Хасанов А. Х. Образование красных гранитов в связи с постмагматическими процессами Гиссарского плутона. Тр. Тадж. гос. ун-та, т. 28, вып. 1, 1960.
- Хасанов А. Х., Файзиев А. Р. Образование флюоритовых жил в связи с метасоматической альбитизацией на Южном Гиссаре и Каратегине (Южный Тянь-Шань). ДАН СССР, т. 162, № 4, 1965.
- Хитаров Н. И., Нагапетян Л. Б., Лебедев Е. Б. Кристаллизация расплава дацитового состава в условиях давления водяного пара от 500 до 3000 кг/см². «Геохимия», № 1, 1969 а.
- Хитаров Н. И., Нагапетян Л. Б., Лебедев Е. Б. Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальное исследование). «Геохимия», № 3, 1969б.
- Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. Изд. «Недра», 1968.
- Шукин С. И. О коагматичности даек лампрофиров с кислыми изверженными породами пермского комплекса в Южном Гиссаре. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 27, 1960а.
- Шукин С. И. О поведении железа при гидротермальном метаморфизме кислых эффузивов Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань). Инф. сб. ВСЕГЕИ, вып. 41, 1960б.
- Шукин С. И. О возможности применения коэффициента окисленности железа для классификации вулканогенных пород. «Геохимия», № 8, 1963.
- Шукин С. И. Разрывные нарушения междуречья Ханака—Суффа в Южном Гиссаре, последовательность их развития и минерализации. Зап. Тадж. отд. ВМО, вып. 2, Душанбе, 1964.
- Шукин С. И. К вопросу о поведении радиоактивных элементов в вулканическом процессе. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 142, 1968.
- Шукин С. И. О проявлении трахиандезитовой фазы пермского вулканизма в Южно-Гиссарской зоне. Докл. АН Тадж. ССР, т. 12, № 1, 1969.
- Шукин С. И. Региональный Боганский разлом Южного Гиссара. Сб. Вопросы геологии Средней Азии. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 168, Л., 1970.
- Von Engel O. D. and Caster K. E. Geology. McGraw-Hill Book Company. N—1, Toronto, London, 1952.
- Fenner C. N. The Origin and Mode of emplacement of the Great tuff deposit in the Valley of Ten Thousands Smokes. Nat. Geol. Soc. Tech. Papers, Katmai ser. № 1, v. 57, 1923.
- Fenner C. N. Tuffs and other volcanic deposits of Katmai and Yellow stone Park. Am. Geophys. Union, Pr. 18—th Ann. Meeting, 1937.
- Johannes W. and Winkler H. G. T. Transport von Feldspäten und Quarz im Temperaturgefälle. Beiträge zur Mineralogie und Petrographie, Bd. 11, Hft. 3, 1965.

Lipman P. W. Water pressures during differentiation and crystallization of some and—flow magmas from southern Nevada. Amer. Journ. of Science v. 264, № 10, 1966.

Marshall P. Acid Rocks of the Taupo-Rotorua Volcanic District. Transact. and Proc. of the Royal Soc. of New Zealand v. 64, p. 3, March, 1935.

Nockolds S. R. Average chemical compositions of some igneous rocks. Bull. Geol. Soc. Am., v. 65, 1954.

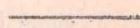
Turner F. J. and Verhoogen J. Igneous and metamorphic petrology, 1951.

Tuttle O. F. and Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{Na Al Si}_3\text{O}_8$ — $\text{KAl Si}_3\text{O}_8$ SiO_2 — H_2O . Geol. Soc. Amer. Mem. 74, 1958.

Vlodavetz. On the Terms «Ignimbrite» and «Ignimbritic Deposits». Bull. Voleanologique T. 29, b. 5, 1966.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение.	5
Глава I. Основные черты геологического строения Южного Гиссара.	7
Глава II. Геология и петрография лючобского интрузивно-вулканогенного комплекса.	15
Поверхностные фации	17
Базальная толща	19
Трахиандезитовая толща	21
Фельзитовая толща	26
Нижняя дацитовая толща	33
Липаритовая толща	38
Верхняя дацитовая толща	42
Жерловые фации	47
Лючобский некк	50
Пчандарский некк	51
Ширкентский, Нилу, Курмышханский и Горноханакипский некки.	52
Кульская экструзия	54
Канчочская экструзия	—
Наскакская экструзия	55
Субвулканические фации	56
Субвулканические интрузии умеренно кислого состава.	57
Субвулканические интрузии кислого состава.	61
Гипабиссальные фации	63
Глава III. Петро-геохимические особенности пород лючобского комплекса.	69
Петрохимические особенности пород.	—
Группа кислых пород.	—
Трахибазальтовые и трахиандезитовые порфириты трахиандезитовой толщи	74
Группа умеренно кислых пород	75
Некоторые геохимические особенности пород	81
Глава IV. Эндеогенная минерализация, связанная с пермским вулканизмом.	85
Автометаморфическая минерализация.	—
Гидротермальная минерализация.	86
Жильная минерализация	87
Гидротермальные метасоматиты	89
Рудная минерализация	96
Глава V. Особенности развития раннепермского вулканизма в Южном Гиссаре.	100—
Заключение.	105
Таблицы.	109
Литература.	127



*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии наук Таджикской ССР*

**Рауф Баратович Баратов, Евгения Николаевна Горецкая,
Сергей Иванович Щукян**

**ДАЦИТ-ЛИПАРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ
ЮЖНОГО ГИССАРА**

Ответ. редактор **Рауф Баратович Баратов**

Редактор издательства **Е. Г. Коцабенко**
Художник **А. К. Разыграева**
Тех. редактор **И. С. Полтораки**
Корректор **Л. Д. Полисская**

КЛ 02709. Сдано в набор 7 VII 1972 г. Подписано в печать 15 I 1973 г.
Формат 70×108²/₁₆. Печ. л. 8,375+33 вклейки. Приведено к формату 10,925 л.
Уч.-изд. 15,12. Бум. тип. № 2. Сорт 2. Тир. 1470. Зак. 582.

Типография издательства «Дониш», Душанбе, 29, ул. Айни, 121, корп. 2.

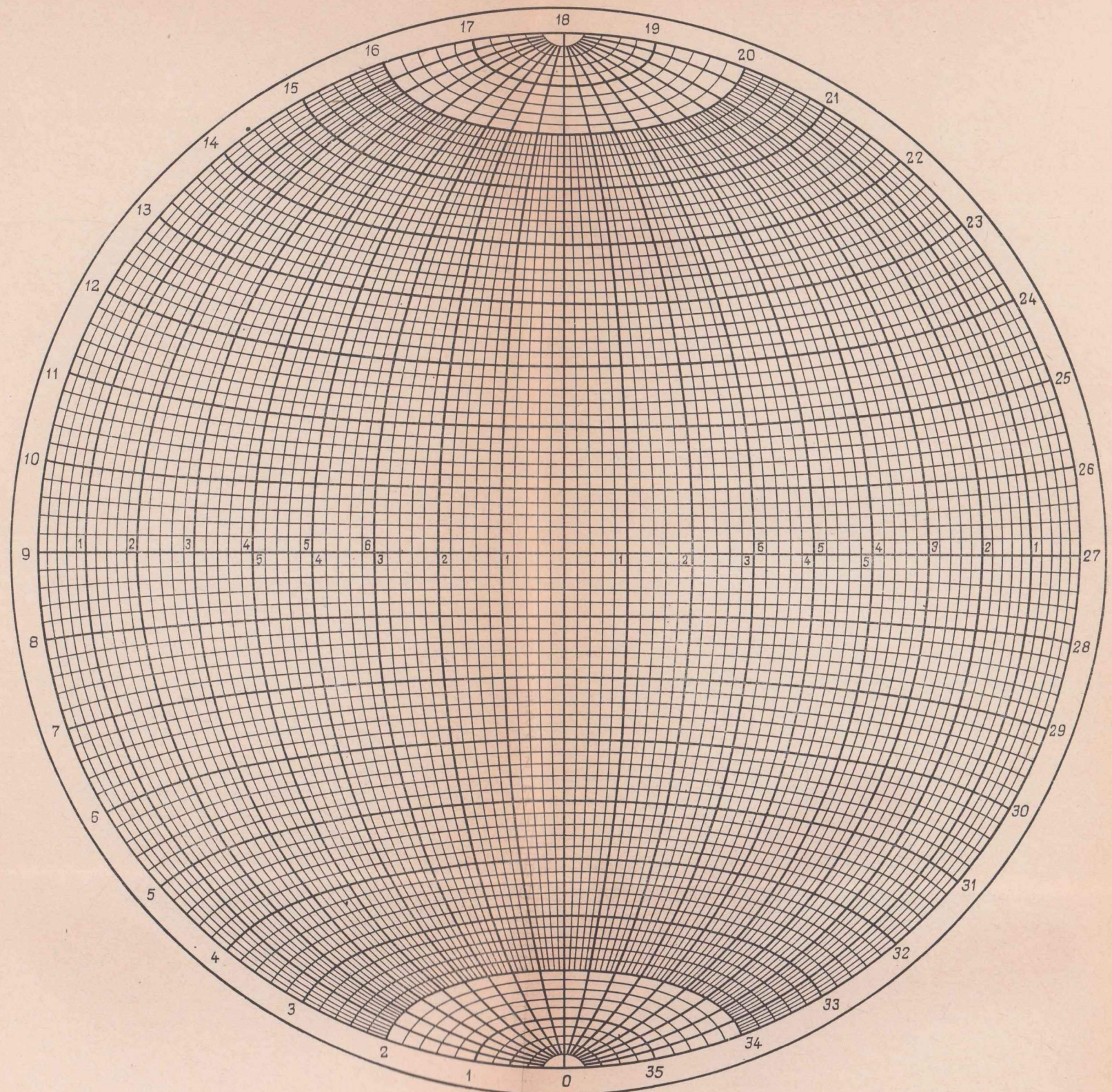


Рис. 57. Сетка В. Шмидта

Цена 1 руб. 60 коп.

439